

GEOLOGIE DER SCHWEIZ

VON

ALBERT HEIM

BAND II

DIE SCHWEIZER ALPEN

ZWEITE HÄLFTE

MIT VIELEN TABELLEN, 91 ABBILDUNGEN (FIG. 161—249) IM TEXT UND AUF TAFELN
SOWIE 17 EIN- UND MEHRFARBIGEN TAFELN



LEIPZIG 1922 · CHR. HERM. TAUCHNITZ

GEOLOGIE
DER SCHWEIZ

ALBERT HEIM

Das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen ist vorbehalten
Die Verlagshandlung



Nachwort, zugleich Vorwort zu Bd. II, Alpen.

Das Vorwort, welches ich dem ersten Bande am 31. 10. 1918 vorangestellt habe, möchte ich zunächst heute bestätigen, indessen nicht wiederholen, was dort gesagt ist, sondern nur ergänzen.

Studer ist in seiner „Geologie der Schweiz“ 1851 viel weiter über die politischen Grenzen unseres Landes hinausgegangen als wir. Er hat es in größerem Umfange mit den angrenzenden Ländern verglichen und so die geologische Erkenntnis über die Schweiz mit einem weiten Rahmen eingefasst. Wir sind dagegen enger beim eigenen Lande geblieben und haben Übergriffe über die Grenzen nur da getan, wo es zum Verständnis dringend notwendig war. Dies geschah nicht etwa aus Kurzsichtigkeit oder Engherzigkeit. Vor allem legte ich mir möglichste Begrenzung auf, damit das Buch, nachdem es mehr als doppelt so groß wurde als vorgesehen, nicht noch weiter wachse. Sodann führten kollegialische Rücksichten dazu, den Nachbarn ihr Gebiet besonders da möglichst unberührt zu überlassen, wo nicht schon reichliche Beobachtungen von ihnen selbst vorlagen. Endlich war es zu Studers Zeit viel notwendiger als jetzt, den Zusammenhang mit der Umgebung hervorzuheben. Heute wissen wir, daß er besteht, und können in der reichen Literatur der umliegenden Länder darüber nachschlagen.

Mir schien es für eine Lokalgeologie richtig, bei unseren Darlegungen überall von den Lokalbeobachtungen auszugehen, die Darstellung der beobachteten Tatsachen als die Hauptaufgabe des Werkes zu betrachten, die Erklärungen oder Theorien nur, soweit sie unmittelbar aus den Tatsachen hervorgehen, zu erörtern und sich nicht zu weit in theoretische Spekulationen einzulassen. Im besonderen vermied ich den umgekehrten Weg, d. h. von Theorien auszugehen und dann zu sehen, wie die Tatsachen den Deduktionen entsprechen, so sehr er oft verlockend und manchmal wissenschaftlich berechtigt und fruchtbar sich erweisen kann.

Oft freilich lag die Versuchung nahe, sich etwas weit auf die äußersten Zweige der Beobachtung zu wagen, um von dort aus noch tieferen Einblick zu versuchen. Die Alpengeologie bietet dafür reichliche Gesichtspunkte. Ohne neue daraufhin gerichtete Untersuchungen lassen sie sich in ihrer Bedeutung noch nicht übersehen. Dahin gehört z. B. die zeitliche Zerlegung und Ordnung der Dislokationsbewegungen in Phasen, die Feststellung der Phasenfolgen, die Abhängigkeiten und Beziehungen der Axialschwankungen zu den isostatischen Bewegungen und dem Horizontalschub, die Beziehungen der alpinen Dislokationen zu den Strukturen der umliegenden und anschließenden Gebirge und Kontinente, die Frage der „embryonalen Decken“ oder sagen wir der älteren Deckenvorbereitung durch Geoantiklinalen und Geosynklinalen schon in längst voralpiner Zeit, ferner der absolute Betrag des Zusammenschubes und vor allem die wirkliche nähere Mechanik der alpinen Bewegung und vieles andere mehr. Einige Forscher sind in solchen Fragen schon weiter ge-

gangen, als ich zu folgen vermag. Argand hat, unterstützt von einem für mich unbegreiflichen Gedächtnis, Wissen und Finden, solche faltenmechanische Probleme aufgerollt und wie in Adlerflug hoch über uns hinweg der Lösung nahe gebracht. Wir ahnen die Möglichkeit wissenschaftlicher Aufklärung, aber nur eine geniale Begabung kann schon heute einen Richtstollen für den Weg der Erkenntnis in dieses Gebirge von Fragen eintreiben. Auch viele Fragen stratigraphischer und palaeogeographischer Natur sind noch ungelöst.

Lieber wollte ich in solchen Dingen zurückhaltend sein und vor einem mir noch unverständlichen Problem anhalten, als mich und meine Leser auf zu schwindligem Wege zu einem verfrühten Erklärungsversuch zu leiten.

Vielleicht werden einzelne Leser sich daran stören, daß im Verlaufe meines Buches Widersprüche zu finden sind, indem gewisse Dinge nicht durchweg in gleicher Auffassung dargestellt sind. In nur formellen Dingen, in Wortbezeichnungen und ähnlichem handelt es sich dabei manchmal bloß um die Folgen meines schlechten Gedächtnisses. In tieferen Auffassungen bedeutet eine solche Veränderung keineswegs eine Inkonsequenz, sondern einen Fortschritt oder Korrektur in der eigenen Erkenntnis. Bei einem Werke, dessen Herstellung sich über mehr als ein Jahrzehnt erstreckt und das einer jungen Wissenschaft, in welcher fortwährend enorm gearbeitet wird, gewidmet ist, kann dies wohl nicht vermieden werden. Der Verfasser selbst macht Fortschritte im Verlaufe seiner vertiefenden Arbeit. Es wäre eine falsche Forderung, wenn wir aus Konsequenz unsere Anschauungen und Auffassungen nicht innerhalb eines größeren Werkes verbessern dürften. Ein Wandel in eigenen Auffassungen während der Schaffung eines Werkes kommt auch bei großen Forschern, wie z. B. bei de Saussure, häufig vor.

Aus der ausgedehnten Beobachterarbeit der Schweizer Geologen hat sich nicht nur hie und da im Verlauf des Haupttextes eine Verschiebung ergeben, sondern hauptsächlich dieses Fortschreiten unserer Wissenschaft hat den Abschnitt „Nachträge“ notwendig gemacht. In der Redaktion der Nachträge galt es, auf die neuen Erkenntnisse wenigstens noch hinzuweisen. Dabei habe ich mich nicht nur an die erschienenen Publikationen gehalten, sondern auch an Vorträge, die ich zu hören Gelegenheit hatte, an briefliche oder mündliche Mitteilungen.

Zu besonderem Danke für Mithilfe bei den „Nachträgen“ bin ich verpflichtet, meinen Kollegen E. Hugi, P. Arbenz, A. Buxtorf und ihren mitarbeitenden Schülern, sodann Alph. Jeannet, P. Niggli, H. Preiswerk, F. Weber, J. Oberholzer und vielen andern. Die Namen sind immer am betreffenden Orte genannt.

Bei Herstellung des Haupttextes des Bandes über die Alpen genoß ich in ausgedehntem Maße die Mitarbeiterschaft oder Mithilfe mehrerer Fachgenossen. Vor allem hat mir wiederum mein Sohn, Dr. Arnold Heim, geholfen. Der Abschnitt „Das helvetische Deckengebirge“ ist größtenteils sein selbständiges Werk. Von mir sind darin außer einigen Einzelheiten (z. B. S. 268—272, 387—395) und mehreren Figuren nur die kleinen Zwischenkapitel über die Oberflächengestaltung und die Quellen. Ich habe deshalb auch seinen Namen als Verfasser diesem Abschnitt D vorangesetzt. Herr Dr. J. Oberholzer gab uns, wenn wir dessen bedurften, stets klare Auskunft. Am wichtigsten war uns seine besondere Mithilfe

bei Erstellung der Profile durch die Glarneralpen (Taf. XVIII). Bei Abfassung der Abschnitte F bis an den Schluß mußte ich auf Mithilfe meines Sohnes verzichten, da er auf Untersuchungsreisen jenseits der Ozeane war.

Für Abschnitt F, das romanische Deckengebirge, das mir selbst am wenigsten vertraut war, kam mir der vortreffliche Kenner der Stratigraphie der romanischen Decken, der Darsteller der Tours d'Ai, Dr. Alphonse Jeannet, zu Hilfe. Er schrieb sein Manuskript in französischer Sprache vollständig selbständig. Ich übersetzte es und habe dabei in Beratung und Einverständnis mit ihm einiges etwas gekürzt, wenig ergänzt. Dieser Abschnitt ist also sein Werk und trägt seinen Namen. Gewiß hat der Abschnitt über das romanische Deckengebirge einen etwas anderen Charakter, als die meisten anderen Abschnitte unseres Buches. Der stratigraphische Kenner und Forscher tritt hier in den Vordergrund. Seine stratigraphischen Tabellen sind neue Dokumente von besonderem Werte, wie man sie über manche andern Gebiete noch kaum in gleicher Art besitzt oder geben könnte. Die Aufzählung von Petrefakten, die Literaturhinweise sind reichlicher, als sonst in unserem Buche üblich. Es wird vom Leser ziemlich viel stratigraphische Einsicht vorausgesetzt. Mich stört dieser etwas abweichende Typus der Darstellung nicht. Ich sehe darin vielmehr einen Vorteil. Es braucht nicht alles über denselben Leisten geschlagen zu sein, es ist nicht nur eines allein das Richtige. Wir sind Jeannet herzlich dankbar für die hier von ihm geschaffene zusammenfassende kurze Monographie der romanischen Deckengebiete, die bisher einzig in ihrer Art ist. Im Abschnitt F habe ich bloß das Kapitel Mithen selbst bearbeitet und die Figuren 186, 189, 191, 216 gezeichnet. Jeannet hat mir überdies einen wichtigen „Nachtrag“ betr. Schieferkohlen des Talbeckens zwischen Walensee und Zürichsee geliefert.

Für die Abschnitte E und G war Dr. Rudolf Staub stets hilfsbereit. Nicht nur war er es, der hier für die heutige Auffassung als Forscher das meiste geleistet hat, er hat mir das Kapitel über den Bau des Pizzo della Margna (S. 573 bis 575) geschrieben, und zweimal durfte ich ihn in seinem Berghaus im Fextal besuchen, um von ihm noch Materialien zu erhalten oder ihm die von mir entworfenen Abschnitte zur Durchsicht und Verbesserung vorzulegen. Der nahe Anschluß an R. Staub war hier von selbst gegeben.

Ein anderer Kenner und Forscher im ostalpinen Graubünden, dem ich nähere getreue Mithilfe verdanke, ist Dr. Joos Cadisch. Er stellte die Tabelle S. 728/29 über die Stratigraphie der ostalpinen Dn. in Graubünden zusammen und stand mir bei Abfassung der Kapitel über das Arosler Gebirge und den Rhätikon zur Seite. Im Kapitel VII, das Engadinerfenster, konnte ich mich dagegen direkt an seine mit R. Staub gemeinsame Publikation halten.

Unser Buch ist eingeteilt in: Bd. I Molasseland und Juragebirge, Bd. II Alpen, erste und zweite Hälfte. Manchen Lesern wird vielleicht diese Abgrenzung der Bände und ihre Bezeichnung etwas sonderbar erscheinen. Buchbinderisch wird Bd. II als zwei Bände gebunden werden müssen, so daß sich drei Bände ergeben. Gewiß, wenn die volle Ausdehnung, die das Werk allmählig angenommen hat, im Voraus hätte richtig eingeschätzt werden können, so hätten wir wohl eingeteilt: Bd. I Molasseland, Bd. II Juragebirge, Bd. III Alpen, erster Teil (autochthone und

helvetische Zonen), Bd. IV Alpen, zweiter Teil (penninische, ostalpine Zonen und Südalpen). Die schließliche Lösung für die Numerierung der Teile, die der Verleger gefunden hat, scheint mir bei den unabänderlich herausgewachsenen Umständen das Bestmögliche getroffen zu haben.

Man hat mich gefragt, warum ich nicht lieber die Darstellung der allgemeinen Ergebnisse (A) und die Dislokationsmetamorphosen (B) auf den Schluß des Bandes Alpen verschoben und dafür noch eingehender behandelt habe. Die Frage ist, wie der noch notwendig gewordene Schlußabschnitt J (der eigentlich nichts anderes als ein Nachtrag zu Abschnitt A und B ist) es beweist, berechtigt. Allein ich hatte mich auch überzeugt, daß eine vorläufige Übersicht der Ergebnisse die Darstellung und das Verständnis des Nachfolgenden vielfach vereinfachen und erleichtern werde. Überdies möchte ich auf diesen Einwurf noch folgendes antworten: Wenn ich noch 10 Jahre jünger gewesen wäre, hätte auch ich alle allgemeinen Kapitel, ableitend aus den lokalen Darlegungen, an den Schluß gestellt. Allein da ich zweifeln mußte, ob ich noch den Abschluß meiner Arbeit erleben könne, zog ich vor, einen Teil der „Ergebnisse“ vorweg zu bieten, denn an diesen, die ich für wichtig hielt, empfand ich am meisten Befriedigung.

Auch im Bande II legte ich großes Gewicht auf die graphische Darstellung und hätte gern darin noch viel mehr getan. Es entspricht dies der schweizerischen Schule, welche das Zeichnen sowohl als wichtiges Mittel zur Beobachtung als auch zur Mitteilung der daraus gewonnenen Vorstellungen betrachtet. In so vielen geologischen Werken entbehren wir leider diese eindringlichste und präziseste Sprache oder Schreibart, die durch beredete Worte nicht ersetzt werden kann. Wo nicht ausdrücklich anderes bemerkt ist, sind die Figuren von mir selbst gezeichnet.

Stetsfort habe ich für den zweiten wie für den ersten Band mit großer innerer Freude und Begeisterung gearbeitet. Stunden des Zweifels an meiner Eignung und Befähigung, die vor mir kaum noch übersteigbare Berge von Schwierigkeiten und Unzulänglichkeiten auf türmten und mich zeitweise entmutigten, wurden immer, sobald der Berg angegriffen war, wieder überwunden durch den freudigen Eifer zur Arbeit selbst. Über die Mängel, über die Irrtümer, über das Vergessen, die, wie ich stets ahnte, das ganze Werk durchtränken, konnte ich mich mit dem Troste hinwegsetzen, daß solchen auch ein anderer in gewissem Grade nicht ausweichen könnte, und daß das Gute und Nützliche wohl doch vorherrsche und dem Buche seine Berechtigung gebe. Und nun habe ich den Abschluß erreicht! Mich erfüllt Dank gegenüber Allen, die dazu beigetragen haben. Zunächst sage ich Dank meinem Freund Prof. Dr. Albr. Penck, der mir zuerst den Gedanken an eine „Geologie der Schweiz“ gegeben und mir eindringlich zugeredet hatte, eine solche zu bearbeiten. Dank allen den zahlreichen trefflichen Helfern, die meine Arbeit, sei es mit wissenschaftlicher, sei es mit mehr technischer Beihilfe unterstützt haben, bis das Ziel erreicht war. Dank allen denen, die, nach ihrem Wunsche ungenannt, zur Vervollständigung der bildlichen Beilagen beigetragen haben!

Zürich, Hofstr. 100,
10. Februar 1922.

Albert Heim.

Inhalt des zweiten Bandes.

Zweite Hälfte.

	Seite
E. Das penninische Deckengebirge	477
Geologische Karten	477
I. Stratigraphie der penninischen Decken	477
1. Präcarbonische Gesteine	477
Antigorio- und Tessinergneis, vorherrschend Orthogesteine	478
Paragesteine der Simplon-Tessiner-Decken	480
Paragesteine der höheren Zonen, Phengitgesteine	481
Weitere altkristalline Gesteine	483
2. Permo-Carbon	484
Casannaschiefer	485
Oberes oder anthracitführendes Carbon	486
3. Postpaläozoikum	491
a) Trias	491
Basiskonglomerate	492
Buntsandstein-Quarzit	492
Muschelkalk	493
Keuper	494
b) Bündnerschiefer (Glanzschiefer, Schistes lustrés, Schistes gris, Kalkphyl- lite, graue Schiefer)	494
Die Bündnerschiefer-Frage	494
Der eigentliche oder liasische Bündnerschiefer	497
Grünsteine der Bündnerschiefer	499
c) Jüngere Sedimente (Dogger bis Flysch)	502
II. Gebirgsbau	506
1. Übersicht und westlicher Teil	506
2. Die unteren penninischen Decken	509
Die Antigorio-Decke (Nr. I) und ihre Unterlage	510
Die Tessinerdecken und die Lebendundecke (Nr. II)	512
Teggiolomulde	514
N-Zone der Lebendun-D.	515
S-Zone der Lebendun-D.	516
Die Bedrettomulde und das Leventina- oder Lucomagnomassiv	517
Lebendun-D. östlich Blenio	520
Zusammenfassung über die Lebendun-Tessiner-D	521
Die Monte Leone-Decke (Nr. III)	521
Zur Oberflächengestaltung des Tessiner Gneisgebietes	523
Durchtalung	523
Bergstürze	525
3. Die oberen penninischen Decken im Wallis	526
Die St. Bernhardsdecke (Nr. IV)	528

	Seite
Die Monte Rosa-Decke (Nr. V)	533
Die Dent Blanche-Decke (Nr. VI)	534
1. Die Serie von Arolla	534
2. Die Serie von Valpelline	535
Der Bau der Dent Blanche-Decke	536
Das Matterhorn	539
4. Die oberen penninischen Decken im Osten	540
Wurzelzone im Tessin	541
Der Zusammenhang der Wurzeln mit den Decken in W und E	544
Das Adulamassiv (Nr. III und IV)	547
Streichen und Fallen im Adulagebirge	550
Anordnung von Berg und Tal	551
Die Muldenzone San Bernardino-Mesocco	552
Die Tambodecke (Nr. V pars.)	553
Die Muldenzone des Splügen	556
Das Surettamassiv (Nr. V pars.)	557
Triassynklinalen im Surettamassiv	557
Gesteine des Surettamassives. Der Rofnaporphyr	558
Der Sedimentmantel des Suretta-M.	560
Äußere Gestalt der Suretta-D.	563
Die Margnadecke (Nr. VI)	563
A. Die prätriasischen Gesteine	564
B. Die postpaläozoischen Gesteine	566
C. Die Gestalt und Tektonik der Margna-D.	569
Die Margna-D. im Oberengadin	572
Über den Bau des Pizzo della Margna	573
Zur Talgeschichte von Bergell und Oberengadin	575
Die große Bündnerschieferregion in Graubünden	579
Von der Oberflächengestalt des Bündnerschiefergebietes	580
Prättigau und Schanfigg	582
Der Bergellergranit	584
5. Die Niesendecke und ihr Liegendes (von Arnold Heim)	584
Nachträge	587
F. Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen (v. A. Jeannet)	589
I. Einleitung	589
Die Dreiteilung der romanischen Decken in den Préalpes	590
Zur Geschichte der geologischen Erkenntnis der Préalpes	590
II. Stratigraphie der romanischen Decken in den Préalpes und den Klippen	592
Allgemeines (mit Tabelle I)	593
Permo-Carbon der Chablais-Hornfluh-D.	593
Carbon	593
Perm	593
Trias (mit Tabelle II)	594
Die Trias in der Klippen-D. der Préalpes	594
Die Trias in den Klippen der Mittelschweiz	597
Vergleiche der Fazies der Trias	598
Die Trias in der Breccien-D. der Préalpes	598
Die Trias in der Simmen-Decke	599
Jura	599
Einleitung	599
Lias (mit Tabelle III)	600

	Seite
Lias der Klippen-D. in den Préalpes und den Klippen	600
a) Infralias	601
Das Rhät in der Klippen-D. der Préalpes	601
Hettangien in den Préalpes	604
Hettangien in den Klippen der Mittelschweiz	605
b) Sinémurien s. l. und Mittellias in den Préalpes	605
c) Oberer Lias, Toarcien-Aalénien	606
Bemerkungen über die Fazieserscheinungen des Lias	607
Lias der Breccien-D.	609
Lias der Simmen-D.	611
Dogger	611
Dogger der Klippen-D (mit Tabelle IV)	611
Zoophycos-Dogger der Préalpes	612
Zoophycos-Dogger der mittelschweizerischen Klippen	614
Zonen und Fazies des Zoophycos-Dogger	615
Mytilusdogger, Mytilusschichten	616
Dogger der Chablais-Hornfluh-D.	619
Dogger der Simmen-D.	620
Malm	621
Malm der Klippen-D. (mit Tabelle V)	621
Malm der Breccien-D.	623
Malm der Simmen-D.	623
Kreide (mit Tabelle VI)	623
Untere Kreide, Neokom in den Préalpes	624
Neokom in den Klippen der Zentralschweiz	625
Neokom der Simmen-D.	625
Obere Kreide, Couches rouges, in der Klippendecke	626
Klippen der Mittelschweiz	627
Couches rouges der Breccien-D.	628
Oberkreide der Simmen-D.	628
Tertiär	629
Flysch der Klippen-D.	629
Flysch der Breccien-D.	631
Niveauschwankungen während der Sedimentation	631
Die kristallinen Gesteine der romanischen Decken	631
Kristalline Gerölle in der Klippen-D.	631
In der Simmen-D.	632
Gesteine und Mineralien der romanischen Decken	632
Kohlen der Mytilusschichten	633
Phosphoritgesteine	635
III. Tektonik der romanischen Decken	636
Notizen zur Geschichte der Erforschung	636
Die Préalpes von der Arve bis zur Aare	638
Die Umgrenzung der Préalpes	639
Das Talgebiet der Arve	639
Der Nordrand der Préalpes	640
Aaretal und Thunersee	641
Der S-Rand der Préalpes	642
Zusammenfassung	642
Die Faltenzüge der romanischen Decken in den Préalpes	643
Der Rhonedurchschnitt unterhalb St. Maurice	648
Die Brecciendecke	650

	Seite
Die Breccien-D. W der Rhone	650
Die Breccien-D. E der Rhone	650
Die Simmendecke zwischen Rhone und Aare	652
Die Klippen	653
Die Giswilerstöcke	654
Die Klippen an der S-Seite des Vierwaldstättersees	655
Mithen	656
Klippen von Iberg	663
Die Grabserklippe	665
Allgemeine Betrachtungen über Préalpes und Klippen	666
Die Fortsetzung der Préalpes in Graubünden	669
Rhätikon und Plessurgebirge	670
Ostalpine Decken des Ober-Engadin	671
Ursprüngliche Ausdehnung der Préalpes-Decken	672
Technische Notizen (Thermen und Mineralquellen, Gasquellen)	672
Zur Oberflächengestaltung der Préalpes	673
Bergstürze	675
G. Die schweizerischen Ostalpen	677
I. Einleitung und Überblick	677
Notizen zur Erkenntnisgeschichte von E-Graubünden	681
Amperers Theorie der Kettengebirgsbildung	685
Ostalpen und Westalpen	687
Die Gliederung der ostalpinen Decken	689
1. Die unterostalpinen Dn.	690
2. Die mittelostalpine oder Campo-D.	691
3. Die oberostalpine oder Silvretta-D.	692
Der Zusammenhang zwischen Ostalpin, Klippen und Préalpes	695
Der Bau der E-Alpen weiter im E	697
II. Die unterostalpinen Dn. im Bernina- und Julier-Err-Gebirge	698
Auflagerung des Unterostalpinen im Berninagebirge	698
Teilung in einzelne Decken	699
1. Die Sella-Err-Albula-D. Sella-Teillappen	701
2. Err-Albula-Teillappen „Err-D.“	702
Gesteine	702
Tektonik	704
3. Die Bernina-D.	707
Gesteine	707
Tektonik der Bernina-D	710
Die Querfalte am Berninapaß	713
Ergebnisse	714
Chemische Analysen von Gesteinen aus dem Berninagebirge	719
III. Das Gebirge E der Bernina, S des Inn	721
1. Languard-Decke	721
Stratigraphie	721
Tektonik der Languard-D.	723
2. Sassalbo	724
3. Gebiet der Campo-D. S des Inn	726
Engadiner Dolomiten	726
a) Übersicht	726
b) Gesteine, Stratigraphie	727

	Seite
c) Tektonik der Campo-D.	729
d) Die Unter-Engadiner-Dolomiten	732
e) Der NW-Rand der Engadiner Dolomiten	735
IV. Das Gebirge um Bergün und Arosa	738
Das Gebirge zwischen Sertig und Bergün	739
Die Bergüner Dolomitstöcke	742
Das Aroser Gebirge	745
1. Unterlage	746
2. Falknis-Sulzfluh-D.	746
3. Aroser Schuppen-Zone	748
4. Eingewickelte Zone der Silvretta-D.	751
5. Campo-Decke	752
6. Silvretta-D. im Aroser Gebirge	754
Analogien unter den 3 Zonen der Campo-Dolomiten	756
V. Der Rhätikon	757
Gesamterscheinung des Rhätikon	758
Die Flyschbasis des Rhätikon	760
Die Deckenfolge im Rhätikon	760
Einzelne Glieder des Rhätikon	761
Der östliche Rhätikon, Madrisa	761
Das Gebiet der Sulzfluh	763
Die Scesaplana	764
Der Falknis	766
Tektonik der Falknis-Decke	768
Die ostalpinen Decken gegen N	771
Nordrand der oberostalpinen D.	772
VI. Das Silvretta-Massiv	773
Umgrenzung des Silvretta-M.	773
Die Gesteine des Silvretta-M.	775
Tektonik	781
Das Gargellenfenster	785
VII. Das Unterengadiner-Fenster	786
1. Die Silvretta-D.	787
2. Die Zone von Ardez	787
3. Die penninischen Teile des Unterengadinerfensters	793
Notizen über die Erze des ostalpinen Graubünden	795
VIII. Zur Oberflächengestaltung der Graubündner E-Alpen	796
1. Von den Talwegen	797
2. Von der Höhe des Gebirges	802
3. Über Bergstürze im ostalpinen Graubünden	806
4. Quellen (Süßwasserquellen, Mineralquellen)	813
H. Die Südalpen der Schweiz	817
I. Übersicht	817
II. Stratigraphie des Luganerseegebietes (mit Tabelle)	816
Das präcarbonische Grundgebirge	819
Das Carbon	821
Die Porphyre des Luganersees	823
Das Mesozoikum	828
Trias	828
Untere Trias	830
Obere Trias	831

	Seite
Jura	834
Lias, Hierlatzfazies	834
Lias, lombardische Fazies	834
„Ammonitico rosso“ (Oberlias, Toarcien)	836
Dogger	836
Malm	837
Kreide	838
Biancone (Majolica bianca)	838
Scaglia (Bunte Kreide)	839
Tertiär	840
Flysch	840
Molasse	841
Pliocän	841
Diluvium	841
III. Tektonik	842
Brüche und Falten	842
Die Synklinale des San Salvatore	844
Die S-Grenze des Altkristallinen	845
Am S-Rande der Alpen	845
Die Durchtalung und Seebildung in den schweizerischen Südalpen	847
Nachtrag	849
J. Einige Zusammenfassungen	850
I. Über Art und Verteilung der Metamorphose in den Alpen	850
1. Über das Verhältnis von Dislokationsmetamorphose zur Re- gional- und Kontaktmetamorphose	850
2. Die Hauptzüge in der Geschichte der Metamorphose in den Alpen (zeitliche Verteilung)	853
Prätriasische Zeit	854
Postcarbonische Zeit	855
3. Die alpine Metamorphose nach ihrer tektonisch vertikalen Verteilung	857
1. Epi-Zonen der tertiär-alpinen DM	858
2. Meso-Zonen der tertiär-alpinen DM	859
3. Kata-Zonen der tertiär-alpinen DM	859
4. Veränderung im Baustil von den oberen zu den tieferen Decken	862
II. Zur Bestimmung der Bewegungsrichtung der Erdrinde bei der Gebirgsbildung	865
III. Stratigraphie der Decken	869
IV. Über die axialen Höhengschwankungen in den Alpen	871
Streichende Endigung der Decken	876
V. Zur tektonischen Geschichte der Schweizeralpen	878
Tabellarische Übersicht	882
Nachträge und Korrekturen	890
Nachträge zu Band I	
Erster Hauptteil: Molasseland und Diluvium	890
zu A. Molasse	890
zu B. Diluvium	894
zu C. Oberflächengestaltung des Molasselandes	903

	Seite
Zweiter Hauptteil: Das Juragebirge der Schweiz	907
zu A. Stratigraphie	907
zu B. Tektonik und äußere Gestalt	910
Nachträge zu Band II	
Dritter Hauptteil: Die Schweizeralpen	915
erste Hälfte	915
zweite Hälfte	948
Letzte Nachträge zu Band II	966
Druckfehlerverzeichnis	
zu Band I	967
zu Band II	968
Register zu Band I.	
1. Autorenverzeichnis	973
2. Verzeichnis geographischer Namen	979
3. Sachverzeichnis	983
Register zu Band II.	
1. Autorenverzeichnis	991
2. Verzeichnis geographischer Namen	998
3. Sachverzeichnis	1006

Verzeichnis der Figuren zu Band I	XV
zu Band II erste Hälfte	XVIII
zu Band II zweite Hälfte	XXI
Verzeichnis der Tabellen zu Band I	XXIII
zu Band II erste und zweite Hälfte	XXIV
Verzeichnis der Tafeln zu Band I	XXIV
zu Band II erste Hälfte	XXV
zu Band II zweite Hälfte	XXVI
Anmerkung	XXVI

Figuren-, Tabellen- und Tafeln-Verzeichnis.

Verzeichnis der Figuren zu Band I

Figur		Seite
✓ 1	Überblick über die Zonen des Schweizerlandes (Profil)	29
✓ 2	Kalkgerölle in mariner Nagelfluh, angebohrt von <i>Pholas rugosa</i>	45
✓ 3	Nagelfluhgerölle mit sogen. „Eindrücken“	59
✓ 4	Schnitt durch „Geröllecindruck“	60
✓ 5a	Nagelfluhgerölle mit „Eindrücken“ und Dislokationsumformung	62
✓ 5b	Nagelfluhgerölle aus der dislozierten Nagelfluh St. Gallen	63
✓ 6	Schema über Ausbreitung der Nagelfluh in der Molasse	65
✓ 7	Gerölle aus der Juranagelfluh mit „Eindrücken“ und Streifen	69
✓ 8	„Schraubenstein“ von Kurzegg	106
✓ 9	Jetzige Ausbreitung der Molassestufen 1 : 3 000 000	120
✓ 10	Die Wasser zur Zeit des Stampien und Unter-Aquitaniens	121
✓ 11	Die Wasser zur Zeit des Ober-Aquitaniens	123
✓ 12	Die Wasser zur Zeit des Burdigaliens	124
✓ 13	Die Wasser zur Zeit des Vindoboniens	125
✓ 14	Die Wasser zur Zeit des Sarmatien	127
✓ 15	<i>Mastodon angustidens</i> Cuv. von Käpfnach (Unterkiefer und Stoßzahn)	132
✓ 16	Süßwasserkalk von Oehningen mit <i>Laurus</i> blatt und Bockkäfer	133
✓ 17a	<i>Cinnamomum Scheuchzeri</i>	136

Figur	Seite
✓ 17b Blatt von <i>Acer trilobatum</i> von Oehningen	138
✓ 18 <i>Andrias scheuchzeri</i> (Riesensalamander) von Oehningen	154
✓ 19 <i>Melania Escheri</i>	157
✓ 20 <i>Helix Renevieri</i>	157
✓ 21 <i>Helix insignis</i>	157
✓ 22 <i>Helix Ramondi</i>	157
✓ 23 <i>Helix rugulosa</i>	158
✓ 24 Haifischzähne aus dem Muschelsandstein	159
✓ 25 Mollusken aus der marinen Molasse, fünf Arten	160
✓ 26 „Seelaffe“, Bänke von Muschelsandstein mit <i>Cardium commune</i>	161
✓ 27 Querprofile von aufrechten Antiklinalen und Synklinalen	169
✓ 28 Querprofile schiefer Antiklinalen und Synklinalen	170
✓ 29 Querprofile mit Übergang von sanfter zu scharfer Aufbiegung mit Überkippen	177
✓ 30 Profil vom Mittelland durch Kettenjura bis Plateaujura	183
✓ 31 Längsprofil Zürichseetal mit rückläufigen Schichten und Terrassen	190
✓ 32a Profilschnitt durch Gletscherschliffbuckel mit nachfolgender Karrenbildung	202
✓ 32b Profilschnitt durch Karrenfeld mit nachfolgendem Gletscherschliff	202
✓ 33 Strudeloch im Gletschergarten von Luzern	208
✓ 34 Der Pflugstein, erratischer Melaphyrblock	223
✓ 35 Druidenstein im Park Axenstein	225
✓ 36 Erratischer Reuſtälblock, Seeboden Rigi (Granit)	226
✓ 37 Erdmannlistein, errat. Blockgruppe, Wohlen (Granit)	227
✓ 38 Pierre à Dzo, Moräne bei Monthey (Montblanc-Granit)	233
✓ 39 Pierre des Marmettes, Monthey (Montblanc-Granit)	234
✓ 40 Bänderton- mit Tonapophysen in Sand, Hirzel	251
✓ 41 Erdpfeiler im Val d'Hérens	250/251
✓ 42 Endmoräne in Zürich mit Malmkalkblöcken	253
✓ 43 Querschnitt durch Wallmoräne am Belpberg	250/251
✓ 44 Drumlin zwischen Greifensee und Pfäffikersee (Karte 1:100 000)	264
✓ 44a Längsprofil am äußersten Rand der letzten Vergletscherung	272
✓ 45 Längsprofil durch den Ütlibergkamm bei Zürich	276
✓ 46 Diluviale Talbildung im außermoränischen unteren Glattale	277
✓ 47 Diluviale Alluvion und Erosion am Ütliberg, Schema	278
✓ 48 Hohle Geschiebe im Deckenschotter	281
✓ 49 Typen von Molassetälern mit Alpenhintergrund	308
✓ 50 Profil durch den Strättlinger-Hügel (Thunersee, Kandereinschnitt)	316
✓ 51 Ausbreitung der Löße in der Schweiz	319
✓ 52 Schneckenschalen im diluvialen Löß	321
✓ 53 Die diluvialen Elefanten der Schweiz	328/329
✓ 54 Pflanzenreste aus Glazialtonen („Dryasflora“)	334
✓ 55 Steinwerkzeuge aus der Wildkirchli-Höhle	336
✓ 56 Grasendes altes Rentier, eingraviert auf Rentiergeweih, Höhle Thäingen	339
✓ 57 Kurve der Vergletscherungen	344
✓ 58 Landschaftsbild aus der subalpinen Molasse	350
✓ 59 Oberflächencharakter des Molasselandes E und W in Profilen	353
✓ 60a Profil durch die Viamala-Schlucht	369
✓ 60b Entstehung des Trogprofils	370
✓ 61 Die Sihl bei Schindellegi durch Jungmoräne gehalten	381
✓ 62 Coulissenprofile durch den Uto-Albiskamm	382
✓ 63 Profil des Emmentales bei Burgdorf	387
✓ 64 Ablenkung der Sense durch die Randmoräne des Rhonegletschers	388
✓ 65 Querprofil durch das Rheintal bei Laufenburg	392

Figur	Seite
✓66 Die schweizerischen Talseen vor der größten Vergletscherung	399
✓67 Molasse-Mergelkalk-Bruch auf der Horger-Allmend-Terrasse	406
✓68a Profil des rückläufigen Deckenschotter im Sihltal	408
✓68b Profil des rückläufigen Deckenschotter im Lorzetobel	408
✓69 Schematische Ansichten von durch Rutschungen verstellten Bäumen	419
✓70 Profil der Rutschung im Kellenholz-Hirzel (Deckenschotterquelle)	421
✓70a Profil des Goldauer Bergsturzes	424
✓71 Profil durch den Ufereinbruch von Zug 1887.	432
✓72 Encrinus Liliiformis Lam. aus dem Steinbruch Thiengen (Nachtrag 547)	458
✓73 Kern des Lägergewölbes E Baden (Gipsbruch Ehrendingen)	459
✓74 Sekretionsadern von Fasergips, Gipsbruch Ehrendingen bei Baden	460
✓75 Profil einiger Bohrlöcher auf Steinsalz (Tafeljura)	463
✓76 Längsprofil durch das Rheintal von Basel bis Mumpf	472
✓77 Fazieswechsel von Dogger und Malm im Neuenburger Jura	489
✓78 Faziesveränderungen des unteren Malm im Jura von W nach E	490
✓79 Faziesprofil durch die Kreide im W Jura	513
✓80 Profil der untersten Kreide bei Valaugin	514
✓81 Schichtfolge bei der Asphaltmine von Travers	523
✓82 Lagerung des Asphaltes im Traverstal (Querprofil)	524
✓83 Asphalt im Steinbruch bei Station Eclépens	526
✓84 Asphalt-Gangbreccie im Dogger bei Les Epoisats (nahe Lac de Joux)	527
✓85 Schematische Darstellung der stratigraphischen Lage der Bohnerzformation	530
✓86a Übersichtskarte der Höhen des Portlandien im Juragebirge 1 : 1 600 000	551
✓86b Schematische Querprofile durch das Juragebirge	551
✓87 W-E-Profil im Basler Tafeljura	560
✓88 Schema der Verwitterungsstufen im Aargauer Tafeljura	568
✓89a Profile durch den Aargauer Tafeljura	573
✓89b Profil vom Randen in den Höhgau	579
✓90 Schmales Fächergewölbe	582
✓91 Breites Fächergewölbe	582
✓92 Reihe des liegenden Gewölbes	582
✓93 Faltungen zweiter Ordnung	583
✓94 Faltungen mit disharmonischen Bewegungen verschiedener Schichtgruppen	583
✓95 Fächerfalte mit Mittelschenkelbrüchen und stark denudiertem Gewölbekern bei Convers	586
✓96 Geologisches Profil des Grenchenbergtunnels	589
✓97 Gewölbescheitelbrüche nach Entwicklungsfolge	590
✓98 Profil W am Staffeleggpaß bei Aarau	595
✓99 Profil durch den Hauenstein-Basistunnel bei Olten	595
✓100 Generelles Profil durch die gefaltete Abscherungsdecke des Juragebirges	602
✓101 Vier Querprofile durch die Velleratkette	604
✓102 Profil durch den Clos du Doubs	605
✓103 Schematische Darstellung des Juragebirges mit horizontalen Transversalverschiebungen	615
✓104 Transversalverschiebungen in Faltenbogen durch Dehnung	623
✓105 Transversalverschiebung von Morez und St. Cergues	624
✓106 Profilreihe durch eine Kettenablösung	630
✓107 Profilreihe durch eine Scheitelablösung	630
✓108 Profilreihe durch eine Ablösung aus dem Schenkel	630
✓109 Querprofile durch symmetrische Zweiteilung einer Gewölbekette	631
✓110 Querschnitte durch eine sich dreiteilende Gewölbekette	631
✓111 Abtrennen und Erlöschen eines Gewölbeteiles	631
✓112 Verzweigung der Weißensteinkette	632
✓113 Querprofile durch die Weißensteinkette zwischen Gännsbrunnen und Günsberg	636

Figur	Seite
✓ 114 Schema für das Verhältnis von Faltung und Denudation	652
✓ 115 Profil durch die Synklinale von La Chaux-de-Fonds	656
✓ 116 Profile durch Synklinaltäler	659
✓ 117 Profile durch Synklinaltäler mit verschobenem Talweg	660
✓ 118 Profile durch Isoklinaltäler	660
✓ 119 Profile durch scheinbare Isoklinaltäler	661
✓ 120 Profile durch Antiklinaltäler	661
✓ 121 Antiklinalkämme	661
✓ 122 Isoklinalkämme	662
✓ 123 Synklinalkamm	662
✓ 124 Die Flußsysteme im mittleren und östlichen Jura	670
✓ 125 Schema über die Quellen in Quertälern im Juragebirge	693
✓ 126 Schema der Stauquellen in Synklinaltälern (Querprofil)	694

Verzeichnis der Figuren zu Band II

Erste Hälfte

✓ 1 Schema Pallas und Studer (Alpenquerschnitt)	3
✓ 2 Profil der Windgälle	6
✓ 3 Bezeichnung der Teile einer liegenden Falte	8
✓ 4 Schema der Entwicklung einer überliegenden Falte	10
✓ 5 Glarner-Deckfalten in Auffassung vor und nach ca. 1900	12
✓ 6 Theorie der Pilz- und der Deckfalte	18
✓ 7 Schematisches Profil durch das Säntisgebirge	19
✓ 8 Stirnregion mit Teilung, Aufbrandung und Fächerstellung (Schema)	22
✓ 9 Stirnregion tauchend in Lappen geteilt (Schema)	22
✓ 10 Schema von Deckeneinwicklung	22
✓ 11 Schema der verstellten Faziesfolge im Mesozoikum der östlichen Schweizeralpen	23
✓ 12 Faziestektonisches Profilschema durch die Kreide der E Schweizeralpen	25
✓ 13 Schematische Darstellung der Fazies- und Mächtigkeitsveränderungen der Kreide in den östlichen Schweizeralpen	26
✓ 14 Schema einer Deckfalte unter Zurückbleiben der Kerne	28
✓ 15 Schemata von Deckeneinwicklungen	29
✓ 16 Schematisches Querprofil aus den Walliser Alpen	29
✓ 17 Schematisches Profil am S-Fuß der Alpen, Breggiaschlucht	41
✓ 18 Profilschema der insubrischen Dislokationsphase	46
✓ 19 Schematisches Profil der tektonischen Standorte einzelner Teile einer Schichtfolge	50
✓ 20 Mechanische Deformation von Schichtung und Gängen	59
✓ 21 Blick vom Mattenberg im Fellital gegen Sonnegwichel	62/63
✓ 22 Cima del Largo (Bergellermassiv)	62/63
✓ 23 Partie an der W-Seite des Passo di Vazzeda (Bergellermassiv)	63
✓ 24 Gipfel des Gallo (Bergellermassiv)	65
✓ 25 Quellungsfältelung an Gips	78
✓ 26 Faltungsformen bei freierer Bewegung	78
✓ 27 Fältelung bei Einengung	79
✓ 28 a b Fältelungen aus dem Übergangshorizont von Rhätidolomit u. Quartenschiefer (Puntaiglasgletscher) Taf. II	78/79
✓ 29 Fältelung mit Zerquetschung der Mittelschenkel	79
✓ 30 Falten von Triasmarmor im Adulamassiv	80
✓ 31 Typen von Faltung mit Druckschieferung	81
✓ 32 Schema der gegenseitigen Stellung von Schichtung und Druckschieferung innerhalb der verschiedenen Falteile	84
✓ 33 Zugrisse im gestreckten Verrucanoschiefer (Panixerpaß)	86

Figur	Seite
✓34 Lepidopus Glaronensis Wettstein, geknickt und deformiert	88
✓35 Lepidopus Glaronensis, Schema der Deformation	89
✓36 Augengneis durch Kataklase aus Granit entstanden	92
✓37 Streckungsfasern im unteren Malm (Fernigen) Taf. V	100/101
✓38 Knetstruktur im Lochseitenkalk (Lochseite bei Schwanden) Taf. II	78/79
✓39 a. b. Gequetschter Seewerkalk mit Foraminiferenschalen (Säntis) Taf. V	100/101
✓40 Eisenoolith der Windgälle (gequetscht) Taf. V	100/101
✓41 Faserkalkzitkappen an Pyritknollen im Malm von Quinten, Taf. V	100/101
✓42 Granatporphyroblasten im Bündnerschiefer, gedreht	101
✓43 Fältelung an Orthogneisen, durch DM. und primärfluidal	132
✓44 Sericitgneis mit Aplitgang schwach Dm	143
✓45 Aplitgänge in Sericitgneis stark Dm	143
✓46 Lamprophyrgang und Aplitgang im Syenit	144
✓47 Amphibolitschiefer von Aplitgängen durchsetzt	144
✓48 Massivcontact am Sedimentmantel	156
✓49 Sammelprofil für die Erscheinungen des Aarmassivkontaktes am N-Rand des Sedimentmantels	157
✓50 Kontakt von Gneis und Trias an der Haldenegg (Scheidnössli) bei Erstfeld	159
✓51 Nordrand des Aarmassivs im Reußtal	160
✓52 Die Juramulde von Fernigen im Aarmassiv	164
✓53 Der Kalkkeil in der W-Wand des Griesenhörnli im Meiental	165
✓54 Profil 1 : 100 000 durch das Westende des Aarmassives	180
✓55 Talschluß des Linthtals	184
✓56 Hintergrund des Meientales (Uri)	187
✓57 Finsteraarhorn	188
✓58 Einzelheiten aus dem Innern des Tavetscher-Zwischenmassives	202
✓59 Profil durch die Paßhöhe der Furka	207
✓60 Profil der Mulde auf Alp Nadëls (Somvix)	208
✓61 Gipfformen im Montblanc-Massiv	230
✓62 Struktur und Stellung der Zentralmassive des Montblanc und der Aiguilles-Rouges	231
✓63 Carbonpflanzen aus den Schiefern des unteren Rhonetales	245
✓64 Bristenstock	257
✓65 Schematisches Sammelprofil der helvetischen Decken in der Westschweiz	261
✓66 Schematisches Profil der helvetischen Decken in den Glarneralpen	265
✓67 Schemat. Darstellung der Faziesveränderungen des helvet. Jura in den östl. Schweizeralpen	277
✓68 Dünnschliff des Doggerkalkes mit Cosmoceras Garantianum (Walenstadt)	281
✓69 Das autochthone Trias-Doggerprofil bei Erstfeld	283
✓70 Die Transgression am Windgällenrücken	284
✓71 Tithonkalk mit Calpionella alpina, Lorenz	288
✓72 Faziesprofil der autochthonen Sedimente von St. Maurice	290
✓73 Faziesveränderungen des Valangien in den östlichen Schweizeralpen	294
✓74 Stratigraphisches Sammelprofil des Mont Bifé (Montsalvan)	295
✓75 Exogyra Couloni d'Orb. aus dem Valangienmergel vom Wasserberg	297
✓76 Schnitte durch Milioliden aus Schratzenkalk	302
✓77 Orbitolina lenticularis Blum. aus dem Aptien-Schratzenkalk des Säntis	303
✓78 Faziesveränderungen der unteren Kreide in den östlichen Schweizeralpen	305
✓79 Idealprofil der mittleren Kreide (Churfürsten)	307
✓80 Faziesveränderungen der mittleren Kreide in den östlichen Schweizeralpen	309
✓81 Knollenschichten des oberen Gault, Churfürsten (aus Versehen verkehrt gestellt)	312
✓82 Turritiles Bergeri Brongt.	314
✓83 Foraminiferen aus der oberen helvetischen Kreide	315
✓84 Die helvetische Oberkreide als Denudationsrelikt im abgewickelten Querprofil der östlichen Schweizeralpen	315

Figur	Seite
✓85 Faziesveränderungen im Querprofil der Reuß	321
✓86 Chondrites intricatus Br. (Flysch)	326
✓87 Chondrites Targionii Br. (Flysch)	326
✓88 Helminthoides labyrinthica Heer, Flysch von Rüti-Einsiedeln	326
✓89 Helminthoides labyrinthica Heer, Flysch von Rüti-Einsiedeln	327
✓90 Schema der autochthonen Kreide- und Eogenbildung am Kistenpaß	328
✓91 Das Eocaenprofil am Schloßberg bei Engelberg	329
✓92 Faziesveränderungen des transgressiven Eocaen der Wildhorndecke	331
✓93 Schema der Faziesveränderungen des Eocaen auf der N-Seite des Thunersee	333
✓94 Das Eocaenprofil am Pilatus-Klimsenhorn	334
✓95 Die Eocaentransgression im abgewinkelten Profil durch den Pilatus	335
✓96 Das transgressive Lutétien am Fidersberg	336
✓97 Schematische Darstellung des transgressiven Eogen und der liegenden Schichtfolgen	343
✓98 Profil durch den östlichen Teil der Rigihochfluh-Kette	353
✓99 Exotischer Granitblock in eingeklemmtem Wildflysch (Hahnenmoospaß)	357
✓100 Exotischer Granitblock im Wildflysch von Habkern	358
✓101a Exotische Blöcke im Wildflysch am Mattstock-Ostende	359
✓101b Exotisches Riesenkonglomerat im Wildflysch des Eisentobels (Iberg)	359
✓102 Entwicklung einer Überfaltungsdecke „Hohkastendecke“	364
✓103 Profil im N-E-Teil des Säntisgebirges	365
✓104 Säntisgebirge, Profil an der Thurschlucht	366
✓105 Graustein, SW-Ende der Säntisketten	366
✓106 Gewölbeschenkel-Längsbrüche	366
✓107 Steckenberg ob Seealp (Säntisgebirge)	366
✓108 Sax-Schwendi-Bruch im Hüttentobel-Nebenbach	367
✓109 Sax-Schwendi-Bruch an der Bogartenlucke von N (Säntisgebirge)	368
✓110 Die acht Kreuzberge (Säntisgruppe)	371
✓111 Säntis vom Ütliberg bei Zürich	372
✓112 Profilskizze durch den Goggeienzahn (Obertoggenburg)	374
✓113 Nordseite der Churfürsten gesehen vom Säntis	376
✓114 Profilansicht der Ostseite des Seretobels, Betlis am Walensee	378
✓115 Überschiebung von Valangienkalk auf Flysch, Seretobel Betlis	378
✓116 Nordseite des Walenseetales, in Parellelprojektion aus SW	379
✓117 Profilansicht des Fläscherberges	382
✓118 Profil Calanda — Graue Hörner	383
✓119 Westseite des Drachenberg im Calfeusertal	384/385
✓120 Die Grauen Hörner von Westen	384/385
✓121 Aufsteigende Verrucanodecke der Ringelspitze	387
✓122 Die Verrucanoüberschiebung an der S-Seite des Segnespaß	396/397
✓123 Foostock	388
✓124 Die Lochseite bei Schwanden	389
✓125 Profil an der Lochseite	390
✓126 Grat ob Bischofalp (Sernftal)	390
✓127 Lochseitenkalkriebeln am Ruchen-Foostock (Sernftgebiet)	390
✓128 Schuppung an der Überschiebungsfläche am Ruchen-Foostock	390
✓129 Überschiebungskontakt an der Lochseite bei Schwanden	391
✓130 Die Verrucano-Überschiebung auf der Ostseite des Linthtales gesehen von Braunwald	393
✓131 Profil durch den Schilt	396
✓132 Die Rheinschlucht unterhalb Versam	396/397
✓133 Längsprofile durch die Bergstürze Flims und Elm	400
✓134 Karte des Bergsturzes von Elm	402
✓135 Profil im Luchsingtobel	403

Figur	Seite
✓136 Längsprofil durch Vorderglärnisch und Schilt	404
✓137 Der Glärnisch von NW (Fliegeraufnahme)	404/405
✓138 Die Überschiebung der Axendecke am Klausenpaß	406
✓139 Schematisches Deckenkärtchen der Wiggis-Rädertengruppe	408
✓140 Sammelprofil durch die Gebirgsgruppe N des Klöntales	410
✓141 Der Pilatus von W, nach Relief	404/405
✓142 Fältelung des Malm an der W-Seite des Oltschikopfes	425
✓143 Gebiet des Vierwaldstättersee (Karte)	432
✓144 Profil durch das Schilthorn	439
✓145 Querprofil durch Rengg-Grat und Standfluh	440
✓146 Faltenschema der Wildhorndecke im Kandergebiet	442
✓147 Deckenschema der Wildhornregion	443
✓148 Schematische Deckenkarte der Wildhorngruppe	446
✓149 Der Südabfall der Diablerets	448
✓150 Der Six des Eaux froides von SW	450
✓151 Laufbodenhorn	452
✓152 Gipfel der Morcles-Decke	453
✓153 Die Dents du Midi	455
✓154 Profilskizzen durch Pic de Tanneverge und Dents du Midi	455
✓155 Schematische Längsprofile an den beiden Flügeln des Aarmassivs	457
✓156 Profilansicht des Regenbolshorn	463
✓157 Profil durch die Sattelzone bei Lenk im Simmental	464
✓158 Mont Bifé (Montsalvan)	470
✓159 Längsprofil Sarine-Monsalvens bei Broc	471
✓160 Geologische Lage der Therme von Pfäfers	475

Verzeichnis der Figuren zu Band II

Zweite Hälfte

✓161 Stauolith-Zwillinge aus Paragonitschiefer, Pizzo Forno	480
✓162 Schematisches Übersichtsprofil durch die Karbonmulde unter den Dents de Morcles	487
✓163 Profil durch die Anthrazitmine Grône (Wallis)	488
✓164 Lagerungsstörungen im Walliser Anthrazit	489
✓165 „Poches“ aus der Mine Chandoline bei Sitten	489
✓166a Profil der Niesenbasis N Gsteig	504
✓166b Trias-Liasprofil an der Basis der Niesen-D. unter dem Laubberg	504
✓167 Profile durch die penninischen Alpen zwischen Simplon und Griespaß	510
✓168 Profile vom Stirnrand der Tessiner-Deckfalten	513
✓169 Die kleine Tauchfalte am Campolungopaß	514
✓170 Schematische Profilserie aus dem Gebiet von Naret (Tessin)	515
✓171 Die Synclinale am Pizzo Molare	518
✓172 Schematisches Längsprofil durch die penninischen Decken in N-Tessin und Graubünden	519
✓173 Profil durch die Hügel von Sitten	527
✓174 Stirnfächer der St. Bernhards-D. im Vallée de Bagnes	529
✓175 Profil Dent Blanche-Matterhorn-Monte Rosa	539
✓176 Zervreila mit Zervreilerhorn	551
✓177 Profil durch Pizzo della Margna	573
✓178 Die Wasserscheide an der Maloja (Kartenskizze 1:300000)	576
✓179 Längsprofil durch Bergell und Oberengadin	577
✓180 Zerknitterung im Prättigauschiefer	578/579
✓181 Fältelung im Malmkalk am Ballenberg E Brienz	578/579
✓182 Ruinenformen im Bergellergranit (Val Bondasca)	583

Figur	Seite
✓183 Profilskizze durch die Unterlage der Niesendecke am Col du Pillon	585
✓184 Profil durch die Unterlage der Niesendecke am Trüttlisbergpaß	586
✓185 Profil des alpinen Muschelkalkes bei St. Triphon	596
✓186a Bacryllien des Rhät	602
✓186b Avicula contorta	602
✓187 Schema der Verteilung des Lias der Klippendecke Veveyse—Grande-Eau	609
✓188 Schematisches Profil des Komplexes der Chablais Breccie	610
✓189 Cancellophycus (Dogger)	612
✓190 Verteilung des Zoophycos- und Mytilus-Dogger in der Klippendecke	616
✓191 Mytilus Castor	617
✓192 Radiolarit	620
✓193 Zoogener Kalkstein mit Calpionella alpina (Malm)	624
✓194 Faziesgrenzen in der Klippen-D. der Préalpes	625
✓195 Couches rouges von den Tours d'Aï	627
✓196 Schema der Verteilung des Mesozoikums am S-Rand der Klippen-D.	629
✓197 Graphische Darstellung der Bewegungen des Bodens im Gebiet der Klippen-D. der Préalpes	630
✓198 Profil am SW-Ende der Préalpes	639
✓199 Die Lagerung der Klippen-D. an der Arête des Brasses (Savoyen)	640
✓200 Kontakt der Klippen-D. mit dem Flysch der Externzone am Fallenbach (Schwarzsee) .	641
✓201 Profil durch die bernischen Préalpes Weissenburg-Langeneckgrat	645
✓202 Schematisches Sammelprofil durch das E-Ende der Stockhornkette	647
✓203 Querprofil im Untersimmental und Diemtigtal	648
✓204 Der Stirnrand der Breccien-D. im Chablais	650
✓205 Die Digitation an der Tauchstirn der Breccien-D. in Zweisimmen	651
✓206 Profile durch die Simmen-D. bei Boltigen, Simmental	653
✓207 Klippe von Les Annes (Savoyen)	654
✓208 Stanserhorn und Arvigrat	655
✓209 Ansicht der Mithen von SW	656/657
✓210 Gipfel der großen Mithe aus S	659
✓211 Die Mithen von NNE	660
✓212 Der Transversalbruch am E-Rande der großen Mithe	661
✓213 Die Mithen vom Ütliberg bei Zürich	663
✓214 Tektonische Kartenskizze der Iberger Klippen	664
✓215 Schema der Tektonik des Roggenstockes bei Oberlberg	664
✓216 Diploporenkalk von der Zweckenalp bei Iberg	665
✓217 Längsprofil entlang dem S-Rand der Préalpes vom Giffre bis zur Aare	667
✓218 Schematischer Querschnitt durch die waadtländischen Préalpes	667
✓219 Die Kette der Gastlosen, NW-Seite	674
✓220 Piz Tremoggia (Oberengadin)	676
✓221 Profil am W-Abhang des Corvatschkammes	705
✓222 Piz Roseg von W	705
✓223 Kontaktlagerung der granitischen Intrusion am Casannaschiefer in der Bernina-D. . . .	708
✓224 Gipfelregion der Berninagruppe	710
✓225 Piz Julier, E-Seite	720/721
✓226 Die Stirnabiegung der Campo-D. im Hauptdolomit am P. Pisoc (Unterengadin) .	720/721
✓227 Kartenskizze der Campo-Decke (1 : 625 000)	731
✓228 Schichtprofil der Silvretta-D. in Mittelbünden	740
✓229 Verschiedene Arten der Faltenschuppen in der Silvretta-D.	741
✓230 Tinzenhorn und P. Michèl	742
✓231 Profile durch die westlichen Bergüner Dolomiten	743
✓232 Profil durch den Altein bei Davos	745
✓233 Der Zusammenhang des Bergüner und Arosler Gebirges in schematischer Profildarstellung	756

Figur	Seite
✓234 Schematische Längsprofile durch Rhätikon, Hochwang und Aroser Gebirge	762
✓235 Scesaplana, Profil 1 : 75 000	765
✓236 Schema der Falknisfalten	768
✓237 Die Verfaltung im westlichen Rhätikon, Falknis	770
✓238 Blick vom Silvrettagletscher gegen NW	774
✓239 P. Linard von N	783
✓240 P. Linard, S-Seite	785
✓241 Tektonische Skizze des Unterengadinerfensters (Karte)	788
✓242 Lagerung des Carbon bei Manno (b. Lugano)	823
✓243 Schema der Schichtfolge am Luganersee	829
✓244 Längsprofil der Schichtfolge gegen Ende der Liaszeit nahe dem Alpen-S-Rande	832
✓245 Übersicht des Verlaufes der gegen N gewendeten Stirnränder der Dn.	879
✓246 Querprofile durch das westliche Aarmassiv	923
✓247 Profil durch Schreckhorngrat und Wetterhorn	930
✓248 Mechanischer Kontakt im Urbachtal	932
✓249 Wurzelregion der helvetischen Dn. Profile aus der Umgebung von Trons	935

Verzeichnis der Tabellen zu Band I

✓Herkunft der Nagelfluhgerölle	49/53
✓Gliederung der schweizerischen Molasse	130
✓Obere Gletscherschlifflgrenzen in Granit- und Gneisgebieten	200
✓Höchste erratische Vorkommnisse des Rheingletschers	220
✓Höchste erratische Vorkommnisse des Linth- und Rhein-Linth-Gletschers	224
✓Höchste erratische Vorkommnisse des Reußgletschers	228
✓Höchste erratische Vorkommnisse des Aaregletschers	232
✓Höchste erratische Vorkommnisse des Rhonegletschers	237
✓Jura-Nunataker und Randhöhen des Rhonegletschers	240
✓Ausdehnung der diluvialen Gletscher in km ²	246
✓Zeitliche Äquivalenz der Endmoränen der letzten Vergletscherung und ihrer Rückzugsstadien	258
✓Rückzugstadien der letzten Vergletscherung, Umgebung Zürich	260/261
✓Deckenschotter (Höhen, Mächtigkeit, Gefälle usw.)	287
✓Oberes Niveau des Hochterrassenschotter	294
✓Diluvium des schweizerischen Mittellandes	344/345
✓Stratigraphie der Trias im Juragebirge	456/457
✓Bohrungen auf Steinsalz	464
✓Bohrlochprofile	465
✓Bohrloch Nr. XII von Schweizerhall 1909	466
✓Stratigraphie des Lias im Juragebirge	486/487
✓Stratigraphie des Dogger im Juragebirge	502/503
✓Stratigraphie des Malm im Juragebirge	506/507
✓Die Kreidebildungen im Juragebirge	520/521
✓Tertiär im Juragebirge	542/543
✓Höchste Molassefunde im Jura	643/644
✓Ausmaße des Zusammenschubes im Juragebirge	650/651
✓Ausmaße über Verwitterungsabträge im Juragebirge	653/654

Verzeichnis der Tabellen zu Band II

Erste Hälfte

	Seite
✓ Tektonische Haupteinheiten und ihre Fazies	38
✓ Dislokationsphasen	42
✓ Dislokationsmetamorphe-Verdichtung	105
✓ Vergleich der Umwandlungsprodukte durch CM und DM	109
✓ DM von Gesteinen, zonal in Kettengebirgen	110
✓ Zonaler Bau des Aar-M.	129
✓ Die helvetischen Dn. nach ihrer Wurzelordnung	266
✓ Gliederung des Doggers der Wildhorn-Säntis-D	286
✓ Gliederung des Gault	307
✓ Gliederung der helvetischen Schichtfolge	322/323
✓ Gliederung des helvetischen Eogen	336/337

Verzeichnis der Tabellen zu Band II

Zweite Hälfte

✓ Parallelisierung der Decken von Wallis mit Tessin und Graubünden und den Wurzelzonen	546
✓ Stratigraphische Tabelle der romanischen Dn. in Préalpes und Klippen, verglichen mit den ostalpinen Dn.	592/593
✓ Trias der Klippen- und Breccien-D. in den Préalpes und in den Klippen der Zentralschweiz	594/595
✓ Lias der Klippen-D.	600/601
✓ Dogger der Klippen-D.	614/715
✓ Malm der Klippen-D.	622/623
✓ Kreide der Klippen-D.	624/625
✓ Stratigraphische Übersicht der ostalpinen Dn. in Graubünden	728/729
✓ Übersicht der tektonischen Gliederung in den Schweizeralpen	816/817
✓ Die Sedimente im Gebiete des Ceresio (Luganersee)	832/833
✓ Vorläufige Übersicht der tektonischen Phasen der Alpenstauung	882
✓ Übersicht der diluvialen Ablagerungen im Schieferkohlengebiete zwischen Zürichsee und Walensee	898

Verzeichnis der Tafeln zu Band I

Tafel		
✓ I.	Bildnis von Bernhard Studer 1794—1887	6/7
✓ II.	Bildnis von Arnold Escher v. d. Linth 1807—1872	8/9
✓ III.	Reliefkarte der Schweiz 1 : 1 250 000	32/33
✓ IV.	Ausbreitung der Molasse-Konglomerate (Karte 1 : 1 250 000)	48/49
✓ V.	Die Dislokationen der Molasse	176/177
✓ VI.	Profile I—IV durch die subalpine Molasse 1 : 75 000	180/181
✓ VII.	Profile V—VIII durch die subalpine Molasse 1 : 75 000	182/183
✓ VIII.	Juchligrat, Ausläufer zur Spitalamm, Gletscherschliffe am Aaregranit	200/201
✓ IX.	Gletschergarten Luzern, Gletscherschliffe an Molasse	208/209
✓ X.	Ausbreitung der diluvialen Gletscher, Karte 1 : 1 250 000	214/215
✓ XI.	Diluvium in der nördlichen Schweiz (Karte 1 : 600 000)	256/257
✓ XIIa.	Randmoränen der letzten Vergletscherung, Umgebung von Zürich 1 : 375 000	260/261
✓ XIIb.	Diluvialprofile durch Täler der nördlichen Schweiz	274/275
✓ XIII.	Diluviale Talgeschichte, Schemata über Accumulation und Erosion	278/279
✓ XIIIa.	Diluviale Längsprofile Zürichsee—Rhein	288/289
✓ XIV.	Erosionsschlucht der Sense in Molassesandstein	352/353
✓ XV.	Verschiebung von Talwegen im Diluvium, Karte 1 : 1 250 000	380/381

Tafel	Seite
✓ XVI. Reliefkarte von Zürich und Umgebung mit Geologie in der Durchsicht	382/383
✓ XVII. Rheinfall, Reliefkarte mit geologischer Durchsicht	390/391
✓ XVIII. Jura- und Kreideprofile des Juragebirges 1:10000	490/491
✓ XIX. Faziesgrenzen im Juragebirge 1:1000000	492/493
✓ XX. Tektonische Übersicht des Juragebirges 1:750000	548/549
✓ XXI. Entwicklungsgeschichte des Tafeljura von Eocän bis Gegenwart mit Tabelle	570/571
✓ XXII. Querprofile durch das Juragebirge (Ostjura) Nr. 1—5	580/581
✓ XXIII. Querprofile durch das Juragebirge (Mitteljura) Nr. 6—10	582/583
✓ XXIV. Querprofile durch das Juragebirge (SW-Jura) Nr. 11—15	584/585
✓ XXV. Lägern (Ostende des Kettenjura) 6 Profile 1:40000	596/597
✓ XXVI. Umgebung von Moutier, Photographie nach Relief	652/653
✓ XXVII. Verwitterungsprofile im Juragebirge	658/659
✓ XXVIII. Berner Jura (Karte 1:150000)	666/667
✓ XXIX. Der Zirkus von St. Sulpice	668/669

Verzeichnis der Tafeln zu Band II

Erste Hälfte

✓ I. Kurven gleicher Schwere-Abweichung (Vermessungsergebnisse der schweizerischen geodätischen Kommission)	52/53
✓ II. Figur 28 a. u. b. Fältelungen im Rötidolomit, Puntaiglasgletscher Figur 38. Lochseitenkalk.	78/79
✓ III. Gestreckte Belemniten aus dem Malmkalk von Fernigen	86/87
✓ IV. Quarzporphyr vom Tiefengletscher (laminiert)	98/99
✓ V. Figur 37, 39 a, b, 40, 41. Dislokationsmetamorphosen	100/101
✓ VI. Geologische Übersichtskarte des Aar-M. und Gotthard-M. 1:375000	128/129
✓ VII. Querprofile durch das Aar-M.	144/145
✓ VIII. Profilsansicht der Kalkmulde von Fernigen	164/165
✓ IX. Urserental	182/183
✓ X. Bietschhorn	186/187
✓ X B. Blick vom Furkapaß auf das mittlere Aar-M.	188/189
✓ XI. Profile durch das Gotthard-M. 1:100000	198/199
✓ XII. Geologische Übersichtskarte der Massive von Montblanc und der Aiguilles Rouges 1:375000	220/221
✓ XIII. Profile durch die Zentral-M von Mont Blanc und Aiguilles Rouges	224/225
✓ XIV. Figur 1. Mattstock Figur 2. Die mittleren Churfürsten von E. }	288/289
✓ XV A. Die eogenen Transgressionszonen im helvetischen Faziesgebiet	340/341
✓ XV. Eocän-Fossilien	344/345
✓ XVI. Die helvetischen Faziestypen der östlichen Schweizeralpen	348/349
✓ XVII. Figur 1. Grundriß des Gulmen-Farenstöckli 1:7500 Figur 2. Faltenschema am N-Rand der Säntis-D. 1:200000 }	360/361
✓ XVII A. Säntisgebirge (Fliegeraufnahme)	362/363
✓ XVII B. Säntis (Profilserie) 1:50000	364/365
✓ XVII C. Kreuzberge von der Saxerlücke	366/367
✓ XVII D. Der Sax-Schwendi-Bruch im Säntisgebirge (Karte 1:25000)	368/369
✓ XVIII. Profile 1—3 durch die helvetischen Schweizeralpen 1:75000	384/385
✓ XIX. Profile 4—6 durch die helvetischen Schweizeralpen 1:75000	432/433
✓ XX. Profile 7—10 durch die helvetischen Alpen u. die Préalpes romandes 1:75000	440/441
✓ XXI. Profile 11—15 durch die helvet. Hochalpen u. die Préalpes romandes 1:75000	476/477
✓ XXII. Karrenfelder in den Kreidefelsen des helvetischen Deckengebietes	416/417

Tafel

Seite

Verzeichnis der Tafeln zu Band II

Zweite Hälfte

✓XXIII.	Profile durch die penninischen Alpen	512/513
✓XXIV.	Schematische Profilsrie der penninischen Dn. in Tessin und Graubünden	528/529
✓XXV.	Matterhorn	540/541
✓XXVI.	Tektonische Übersichtskarte der Schweizeralpen 1:800 000	544/545
✓XXVII.	Drei Übersichtsprofile durch die Schweizeralpen 1:400 000	560/561
✓XXVIII.	Profile im Avers	562/563
✓XXIX.	Averser Weißberg und Piz Platta	568/569
✓XXX.	Tektonische Karte der Préalpes 1:600 000	636/637
✓XXXI.	Die Mythen, Profile 1:25 000	658/659
✓XXXII.	Piz Bernina vom Diavolezza-Paß	698/699
✓XXXII A.	Längsprofil durch S-Graubünden 1:200 000	712/713
✓XXXII B.	Profile aus den Engadiner Dolomiten 1:60 000	734/735
✓XXXIII.	Profile über Mittel-Bünden 1:150 000	738/739
✓XXXIII A.	Lenzerhorn	754/755
✓XXXIV.	Profile des Luganersegebietes	830/831
✓XXXV.	Zwei Profile durch die Ostalpen der Schweiz	888/889
✓XXXVI.	Übersicht der Stratigraphie der hauptsächlichsten Decken	868/869

Anmerkung. Bei manchen unserer Profile (z. B. Bd. II Taf. VII, XIII, XVIII—XXI, XXVI, XXXV) waren wir veranlaßt, um den Zusammenhang des Gebirgsbaues über weitere Strecken zu veranschaulichen, denselben in gestrichelten Luftlinien oder Bodenlinien unserer Auffassung entsprechend anzudeuten. Dies mag manchmal in ausgiebigerem Maße und auch anders geschehen sein, als es der Autor des benützten Spezialprofiles seinerseits zu tun für gerechtfertigt gehalten hätte. Die Verantwortlichkeit dafür liegt selbstverständlich ganz auf uns; ihm soll damit nichts unterschohen sein.

E. Das penninische Deckengebirge.

Geologische Karten.

- H. Gerlach, Die penninischen Alpen 1:200000. Denkschr. S. N. G. 1869. In den „Beiträgen“ (römische Ziffern = Blätter in 1:100000, Nr. = „Spezialkarten“).
- H. Gerlach, XVII 1883, XVIII 1865, XXII 1870, XXIII 1869, mit Lfg. 9.
- G. Theobald XX 1865 mit Lfg. 3; Alb. Heim XIV 1885 mit Lfg. 25, 1891.
- F. Rolle XIX mit Lfg. 23, 1882.
- C. Schmidt, H. Preiswerk, A. Stella: Nr. 48 Simplongruppe 1:50000, 1906.
- E. Argand: Nr. 52 Dent Blanche 1:50000, 1907 und Nr. 64 Alpes occidentales 1:400000, 1911.
- R. Staub: Nr. 78, Tekt. K. d. S-E Schw. Alpen 1:250000, mit Lf. 46 n. F. 1916.
- H. Preiswerk: Nr. 81, oberes Tessin- u. Maggiagebiet 1:50000 mit Lfg. 26, 1917.

Die penninischen Decken bilden in ihren höheren Gliedern die Walliserberge südlich der Rhone gegen E bis zum Simplon. Ihre tieferen Glieder tauchen erst östlich vom Simplon in das bloßgelegte Gebirge hinauf. Nur diese tieferen Glieder sind östlich des Simplon entblößt und erhalten, sie bauen die Tessinerberge auf, während dort die höheren Decken bis an ihre Wurzelstiele abgetragen sind. Eine Strecke östlich des Brenno und Tessin setzen dann auch die höheren Glieder wieder ein, bis sie bald in Graubünden unter die ostalpinen Decken tauchen.

Vom Mte. Leone bis an die Adula, oder vom Simplon bis an den S. Bernardino reicht die Region der größten Erhebung des alpinen Faltungsbaues überhaupt. Diese gewaltige axiale Erhebung von 15 bis 16 km Höhe über die westlich und östlich fortsetzenden Falten erstreckt sich über 80 bis 100 km Länge. Auf dieser Strecke sind die oberen penninischen Decken abgewittert. Das allgemeine Gesetz, daß die Berghöhen durch den Verwitterungsabtrag ausgeglichen sind und nicht mehr vom tektonischen Bau abhängen, behauptet sich auch gegenüber dieser Axialwölbung. Es gäbe sonst in derselben 30000 m hohe Berge! Das gewaltigste Bergland der Schweiz, das südliche Wallis mit seinen zahlreichen über 3500 m hohen Gipfeln und ausgedehnter Vergletscherung, mit dem nur das Gebirge des Aar- und Mont Blanc-Massives und die ostalpine Berninaregion verglichen werden können, ist penninisches Deckengebirge.

I. Stratigraphie der penninischen Decken.

1. Präcarbonische Gesteine.

Noch viel weniger als im Gebiete der autochthonen Zentral-M. kann uns im Altkristallin der penninischen Decken die exakte petrographische Bestimmung und Benennung der Gesteine allein genügen, um zum Verständnis des Gebirges zu führen. Vielmehr müssen wir nach einer Zusammenfassung in Zonen oder tektonische Stockwerke trachten, die in der Natur sich als etwas Zusammengehöriges erweisen, so variabel die einzelnen Gesteinsabänderungen auch innerhalb dieser tektonischen Ein-

heiten sein mögen. Zur Bezeichnung solcher Gruppen müssen Namen typischer Vorkommnisse verwendet werden. Die mächtige kristalline Gesteinsserie der penninischen Zonen der Alpen ist recht mannigfaltig und wechsellagernd. Allgemein kann man sagen, daß Kerne von Granitlakkolithen häufig sind, sehr schöne zweiglimmerige Orthogneise in den tieferen Decken (Simplon-Tessinerdecken) vorherrschen und Paragneise und Glimmerschiefer, damit wechsellagernd, besonders die Außenteile bilden. Nach der Übereinanderlagerung im Gebirge kann man in der Simplon—Tessinergruppe von unten nach oben unterscheiden: 1. Verampiogranit (Grodogneis), 2. Antigoriogneis, 3. Tessiner-Lebendun- und Valgrandegneis, 4. Mte. Leone-Ofenhorngneis, 5. Berisalgneis. Allein dies ist keine stratigraphische Reihe. Diese Gesteinsmassen lagen ursprünglich nicht übereinander, sondern mehr von N nach S nebeneinander als petrographisch-topographische Zonen oder Provinzen.

In den kristallinen Kernen der oberen penninischen Decken ist nach Argand nach Abwicklung eine allgemeine regionale Zunahme von Kristallinität vom N- und S-Rande gegen die Mitte zu beobachten:

Die Stirn der St. Bernhards-D. besteht aus Casannaschiefer, und nur Vorläufer von Glimmerschiefer sind eingelagert. In den inneren Teilen der gleichen Decke folgen Glimmerschiefer (Granatglimmerschiefer, Hornblendeschiefer) und wenige Gneise, dann im Mischabelgebiet und Valsavaranche beträchtliche Massen von Gneisen. In der Mte. Rosa-Zone ist das Maximum von Kristallinität (grobkörnige Granite) erreicht; wir sind im Zentrum der permocarbonischen Geosynklinale. In der Dent Blanche-D. nimmt die Kristallinität wieder ab (Arollagneise). Südlich in ihrem Rücken (Mt. Mary und Emilius) herrschen die Glimmerschiefer wieder vor und in der Zone von Canavese grenzt schwach metamorphisches Carbon an die piemontesische Ebene.

Argand kam ferner zu dem Resultate, daß in denjenigen Zonen, welche schon in ältesten Zeiten als Geantiklinalen sich geberdeten, die alten Eruptiva spärlicher seien. So schätzt er in der St. Bernhards-D. nur 5—10% des Volumens an Orthogesteinen, in der Dent Blanche-D. 20—25%. Die alten Geosynklinalzonen dagegen, wie die Zone der Mte. Rosa-D., welche erst in späteren Phasen auftauchten und ursprünglich lange ein Becken zwischen den embryonalen St. Bernhards- und Dent Blanche-Rippen bildeten, sowie die untersten penninischen Decken enthalten viel mehr Intrusiva, Mte. Rosa und Grand Paradis wohl 70—80%, die Simplon-Tessinerfalten sogar 80—90%.

Den letzten Grund hierfür sieht Argand in der einstigen Nähe der früheren Synklinalzonen am „Granitbad“ der Tiefe, die Einschmelzungen und Intrusionen erleichterte, anderseits aber auch z. T. in der Belastung und Versteifung, die durch die Intrusiva für die spätere Auffaltung entstanden war und dieselbe verzögerte.

Antigorio- und Tessinergneis, vorherrschend Orthogesteine.

Die tiefsten und verbreitetsten Gesteinsmassen der penninisch-lepontinischen Alpen sind Granite und Orthogneise, vor allem der Antigoriogneis (Gerlach) und der Tessinergneis. Der erstere ist weit verbreitet von der S-Seite des Simplon durch die Gebiete des Toce (Val Antigorio, Val Bavona und teilweise im Tal der Maggia). Der Antigoriogneis ist ein parallel struierter Biotitgranit, hie und da zweiglimmerig. Feldspäte und Quarz durchwachsen sich innig, Orthit fehlt selten, Titanit ist häufig. Die quarzreicheren, glimmerarmen Varietäten mit bis 75% SiO₂ sind mehr granitisch, die dunkleren glimmerreichen mit bis 67% SiO₂ hinab haben gute

primäre Paralleltexur, wie sie beim Aare- und Montblanc-Granit niemals vorkommt. Die Glimmer sind oft in kurze, nur ausnahmsweise flaserige Häute geordnet. Augentextur ist hie und da bei porphyrischen Abänderungen ausgebildet. Die Korngröße variiert stark; die primäre Parallelstruktur ist bald ungestört erhalten, bald Dm deformiert. Myrmekitbildung, undulöse Auslöschung sind häufig. Der Tessinergneis i. e. S. scheint durchweg einem höheren tektonischen Stockwerk anzugehören. Er erstreckt sich als das Hauptgestein durch die Gebiete der Maggia, Verzasca, Leventina (Tessin) und in die Basis des Adulagebirges ins Blenio- und Calancatal. Vielfach ist er dem Antigoriogneis fast gleich oder doch sehr ähnlich, aber immer zweiglimmerig und selten Orthit und Titanit führend. Er wird viel häufiger als der Antigoriogneis durch Lager von Paraschiefern unterbrochen. Streckungen sind häufig an den Unterseiten der Decken, Fältelungen in den Kernen der Stirnregionen (Alb. Heim, Gneisfältelung in alpinem Zentral-Massiv, Vierteljahrsschr. N. G. Zürich 1900). In manchen Regionen durchsetzen in Menge Aplitgänge, in anderen prachtvolle Granat- und Beryll-führende Pegmatitgänge, letztere bis zu 10 m Mächtigkeit, den Tessinergneis.

Bei der petrographischen Ähnlichkeit der Tessinergneise mit der nördlichen Zone der Aar-M.-Gesteine muß es auffallen, daß prätriasische, Cm-Einschlüsse im Tessinergneise, deren Met. wirklich diesem Orthogesteine zugeschrieben werden könnten, bisher darin kaum gefunden worden sind (Erna Heydweiller fand an vier Stellen in der Basis des Adulagebirges einige kleine bis faustgroße Einschlüsse von grobkörnigem Marmor). Cm-Einschlüsse erscheinen erst wieder häufiger in den jetzt in den obersten penninischen Decken liegenden, ursprünglich südlichsten Regionen der alten Gesteine (Valpelline—Fedoz-Serie).

Der Tessinergneis wird der Gotthardbahn entlang an zahlreichen Stellen als trefflicher Baustein gebrochen (Osogna usw.) und besonders nach dem Norden verfrachtet. Er besitzt keine kataklastische Pulverigkeit wie viele Aaregranite, sondern ist sehr fest, ohne spröde zu sein. Er ist mit Keilreihen nicht nur in der Schieferung, auch im Faser und andern Richtungen spaltbar. Pfosten für Rebenkultur und Wegweiser, Platten für Einfriedigungen, treffliche Treppentritte, Trottoirrandsteine usw. werden daraus hergestellt. Auf Grundlage eines Gutachtens von Alb. Heim hat der Stadtgenieur von Zürich zuerst die große Ausbeute angeregt.

In vielen Regionen der Tessiner-M. wechseln Augengneise und Antigoriogneis mit Paragneisen und Glimmerschiefern, in dünneren oder dickeren Lagen ineinander verzahnt, und oft zugleich stark gestreckt. Es macht dies den Eindruck, als lägen laminierte alte Eruptivkontakte mit Gängen und Lakkolithen vor (vergl. z. B. Fig. 168). Die Augengneise scheinen meistens durch Lamination aus porphyrischen Randfazies der granitischen Gneise entstanden zu sein.

Von W kommend treffen wir den Antigoriogneis zuerst beim Abstieg vom Dorfe Simplen nach Gondo (Ruden). Die ungeheuren Wände der Schlucht der Doveria bei Gondo bestehen aus dem flach geschiefertem und gebankten granitischen Gneis, in welchem das S-Portal des Simplontunnels bei Isella liegt. In der Umgebung beiderseits von Gondo, besonders am Eingang in das Zwischbergental, setzen N 25° W streichende, fast vertikale Gänge ein, welche aus einem etwas veränderten Antigoriogneis, durchsetzt von Quarz- und goldhaltigem Pyrit mit Kupferkies bestehen. Das Gold ist hier in früheren Jahrhunderten im oberen Teil von ca. 10 parallelen Gängen mit großem Erfolg zutage, später 1820—1830 in Stollen ausgebeutet worden (ca. 1200 m Stollen). Zur Fortsetzung des Abbaues wären tiefere Angriffsstollen notwendig. Ob die Gänge in größerer Tiefe noch edel sind, ist nicht ausreichend festgestell. Z. T. ungeschicktes Vorgehen, z. T. Spekulation haben die Versuche zur Wiederaufnahme immer wieder verdorben. Die letzte Periode des Bergbaues März 1894 bis August 1896 hat nach C. Schmidt 5791 t Erz verhüttet und daraus 33 kg

Au = ca. 100000 frs. gewonnen. Weiter gegen NE gehören die früher in Angriff genommenen goldhaltigen Pyrite der Alpe Formazzola im Bazonatal (Tessin) ebenfalls dem Antigoriogneis an.

G. Klemm hat die Primärkontakte der Tessiner-Orthogneise aufgesucht und gefunden. Sie sind aber sehr stark durch die spätere alpine Lamination gestört, und sie betreffen immer nur die prätriasischen Gesteine; an der Trias, selbst wo der Antigoriogneis sie direkt berührt, gibt es keine CM. Dagegen finden sich Basalkonglomerate im Triasmarmor mit Geröllen und Blöcken von Antigoriogranit (Campo-Bavona, Simplongebiet usw.). Die Orthogesteine der Simplon-Tessiner-Decken sind sicher prätriasisch und somit gegenüber der alpinen Faltung alt und passiv.

Paragesteine der Simplon-Tessiner-Decken.

Am Simplon liegt die Trias unmittelbar auf dem Antigoriogneis. Gegen E stellen sich in höheren tektonischen Stockwerken zahlreiche andere Gneisvarietäten und kristalline Schiefer, wechsellagernd mit Tessinergneis, ein. Die Antigorio-Tessiner-Fazies greift auch noch in Nr. III (Mte. Leone—Adula) hinauf. Im Adulagebirge

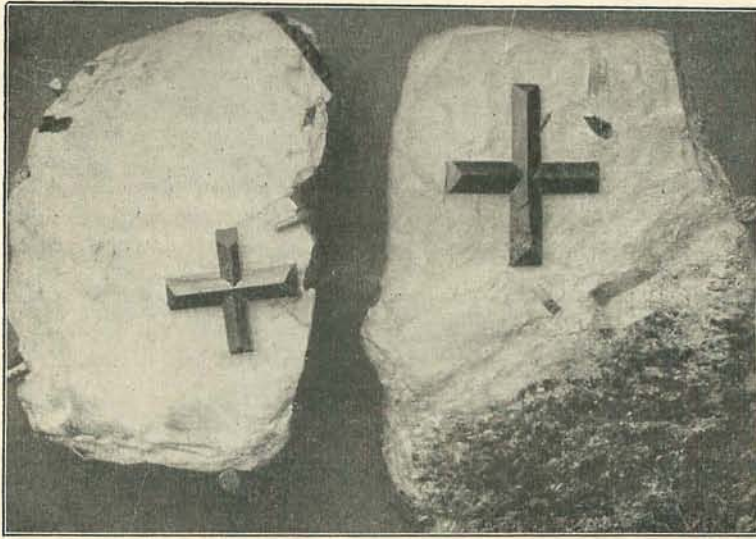


Fig. 16r. Staurolith—Zwillinge aus dem Paragonitschiefer vom S-Abhang des Pizzo Forno (Tessin), gefunden von Dr. Hans Hirschi, natürliche Größe.

(Das Stück rechts ist im Besitze von Ing. Franz Lusser in Zug, phot. von Arn. Heim.)

folgen über dem Tessinergneis (Val Malvaglia, oberes Val Calanca) 1500—2000 m Glimmerschiefer (Quarz, Biotit, Muscovit, Chlorit, Granat, Hornblendegesteine und dann Phengitgneise). Diese Gesteinsgruppe fehlt am Simplon. Ihr oberer Teil ist von W nach E allmählich aus den Gesteinen der St. Bernhards-D. hervorgegangen.

Im oberen Maggiagebiet hat Preiswerk sehr eingehend die Unterscheidung zwischen Orthogesteinen und Paraschiefern kartographisch durchgeführt. Er fand folgende Unterschiede zwischen den beiden Gruppen: In den Orthogesteinen ist die chemische Zusammensetzung den Graniten entsprechend, der Biotit olivengrün, der Orthoklas hat oft Gitterstruktur, perthitisch, der Plagioklas ist weniger basisch, Epidot, Apatit und Titanit sind reichlich, Orthit findet sich nur in den Ortho-

gesteinen. Die Paraschiefer haben viel wechselndere chemische Zusammensetzung, sind meistens tonreich, der Biotit ist rotbraun porphyroblastisch, Orthoklas selten, der Quarz hat Neigung zur lagenförmigen Anordnung, Rutil, Turmalin, Granat, sind häufig, Disthen, Staurolith, Sillimanit finden sich ausschließlich in den Paragesteinen.

Preiswerk beschreibt als Haupttypen der Paragesteine in den Tessiner-D. (oberes Maggiagebiet): 1. Glimmerschiefer, übergehend in Biotitgneise, Bändergneise, Injektionsgneise, 2. Granatglimmerschiefer und Granatquarzite, 3. Staurolith - Disthen - Glimmerschiefer, 4. Amphibolgneise und Amphibolite, 5. Gneise mit schlierigen Knauern (Konglomeratgneise?, Injektionsgneise ?), „Lebungneis“ (Gerlach).

Die prachtvollen Disthen und Staurolithkristalle (Nr. 3 obiger Aufzählung) in schneeweißen Paragonitschieferlinsen oder im umschließenden dunklen Biotitschiefer von oberhalb der Alpe Sponda an der S-Seite des Pizzo Forno (Val Chironico, Tessin) haben in allen Mineraliensammlungen Eingang gefunden. Die Genese ist wohl komplizierter Art. Pegmatitmassen mit großen Feldspäten, Muscovittafeln und Turmalin brechen im hellen und dunkeln Glimmerschiefer auf, und Turmalin kommt auch in den Schiefen vor. RM, CM und DM mögen alle daran beteiligt sein. In Fig. 161 geben wir das Bild der beiden schönsten dort von Dr. H. Hirschi gefundenen Staurolithzwillinge.

Paragesteine der höheren Zonen, Phengitgesteine.

Im Simplongebiete bilden die Gneise des Mte. Leone eine tektonisch höhere abgetrennte Gruppe. Genau die gleichen Gesteine erscheinen in verschiedenen Zonen des nördlichen Adulamassives und sind dort stratigraphisch und tektonisch über die Tessinergneise zu setzen. Vom Mte. Leone ziehen sich diese höheren Gneise dem S-Rand der Bedrettomulde entlang ins Ofenhorn; sie erscheinen wieder im Poncione di Braga, Forno di Matorello und auch spurweise im oberen Maggiagebiete, und bilden im Adula-M. eine mächtige gegen N steil abbiegende Schale, von Val Soja bis zum Bernardinopaß und vom Frunthorn bis über den Piz Valrhein, wo sie dann am Absturz gegen den Kessel von Malvaglia gegen S abbrechen, aber weiter östlich den ganzen Berggrat zwischen Val Calanca und Misoxertal bilden. Ich schätze die Mächtigkeit der Adulagneiszone im S-N-Profil durch den Piz Valrhein auf gegen 4000 m (vielleicht tektonisch gehäuft?).

Im höheren Teil des Adulagebirges werden wohl $\frac{3}{4}$ bis $\frac{9}{10}$ dieser Gneisgruppe aus dem auffallend gleichförmigen „Adulagneis“ (Phengitgneis) gebildet. Derselbe ist wie folgt charakterisiert:

Quarz und Feldspat (Orthoklas, Mikroklin, Mikropertit) kleinkörnig gemengt, farblos oder weiß, Quarz spärlich bis vorherrschend. Der Glimmer ist sehr reichlich, gleichförmig in parallelen Blättchen von 1—2 mm Durchmesser verteilt, von leuchtend hellgrüner Farbe und sehr starkem Perlmutterglanz; er ist ein Kaliglimmer, von Wülfing als „Phengit“ bestimmt. In manchen Varietäten stellt sich noch Biotit ein. Akzessorisch sind Magnetit, Apatit, Zirkon, Granat und Epidot. Der Adulagneis ist sehr schön und regelmäßig, oft wie ein junges Sediment geschichtet in Bänken von 10—200 cm, parallel damit geschiefert und in ausgezeichnet ebenen Platten mit glimmerreichen Fugen spaltbar (Bedachung von Hütten). Er ist sichtlich ein Paragestein. In den höheren Teilen des Gebirges sind diese Gneise meistens ohne Kataklase, überhaupt ohne DM. Sie scheinen mir das unveränderte Produkt von RM zu sein. Gegen die Abbiegung am N-Rand aber greift wunderschöne intensive Fältelung und Serzitisierung ein (nähere Untersuchung dieses Überganges dürfte schöne Resultate erzielen). Hier kommen die Gneisstäbe vor, die wie Scheiterbeigen aussehen oder die man als Dachrinnen benützen kann (Fig. 29). Starke Linearstreckung, wie sie der Anti-

gorio- und die Tessinergneise nahe der Basis der Decken (Mittelschenkelregion) zeigen, ist nicht zu beobachten, weil die Entblößung nicht entsprechend tief reicht. Es gibt Adulaphengitgneise ohne Biotit und solche mit Biotit. Analysen beider Abänderungen gibt Roothaan. Sie zeigen SiO_2 71—76, Al_2O_3 11,57—15,88, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7,77—9,97\%$.

Phengitaugengneise finden sich in beschränkter Ausbreitung besonders entlang dem N-Rand des Adula-M. Die einen sind kleinaugig und enthalten nur Phengitglimmer, die großaugigen auch noch Biotit.

Dem Adulagneis sind schichtförmig vielfach repetiert und völlig konkordant eingelagert:

Feinkörnige Glimmerschiefer und Glimmergneise mit hellbraunem Biotit, sehr weit verbreitet besonders in den höheren Lagen (z. B. am Paradiesgletscher usw.).

Granatmuscovitschiefer. Der Schiefer (Quarz, Muscovit und Chlorit) ist oft schneeweiß, der Granat dunkelrot, 1—10 sogar bis 100 mm Durchmesser, an Verwitterungsflächen vorragend; akzessorisch sind Carbonate, Feldspäte, Epidot, Pyrit und andere Erze, das Gestein rostig anwitternd. In zahlreichen Bänken von 1—20 m dem Phengitgneis konkordant eingelagert, reichlich in den höheren Zonen des Adulagebirges.

Eisenglimmer (Itabirit) kommen vor bei Largario, Comprovasco und Prugiasco (Val Blenio).

Amphibolschiefer in Bänken mit linsenförmigen Auftreibungen, spärlich die Granatmuscovitschiefer begleitend (Piz Fanella). Das Gestein ist sehr fest, oft auch massig, dunkel, teils ein Granatamphibolit, teils granatfreier Plagioklasamphibolit oder auch Epidotchloritschiefer und Hornblendechloritschiefer.

Serpentinlinsen finden sich in Alp Carassina E. Olivone (Rolle), in Zapport und Kanal (Roothaan).

Erna Heydweiller betrachtet die Amphibolitschichten und Serpentine im Adulagneis als Lagergänge, analog und vielleicht gleich alt wie die Grünschiefer im Bündnerschiefer. Die zugehörigen Wurzelgänge sind bisher nicht gefunden.

Marmore und Dolomitmarmore sind wohl in der Mehrzahl der Vorkommnisse Einfaltungen mesozoischer Gesteine, und als solche umhüllen sie auch fast lückenlos die Gneis-Massive.

Wilckens schreibt: „Die ursprünglich eruptive Natur des Adulagneises wird wohl von niemand bestritten“. Mich hat im Gegenteil die ausgezeichnete Unverdorbenheit und Regelmäßigkeit der echt sedimentären Schichtung der Adulagneise mit ihren eingelagerten Schichten von Glimmerschiefer und Amphibolgesteinen und ihren kilometerweit zu verfolgenden Schichtfugen in Erstaunen gesetzt. Hier lernte ich zuerst an die Abstammung solcher Gesteine von echten Sedimenten zu glauben, und diese Region ist das einzige mir bekannte Gebiet der Alpen, wo noch strichweise Km. Sedimente ohne Störung durch DM und Intrusionen vorhanden sind. Auch Erna Heydweiller betont ausdrücklich die prachtvolle Schichtung.

Roothaan nimmt zwar ursprüngliche Schichtung an, führt aber die ganze Mineralisierung der Phengitgneise auf aplitische Injektion zurück und nennt die Gesteine „Injektionsgneis“. Die Ungetrübtheit ihrer Schichtung, das Fehlen von Aplitgängen, die Gleichförmigkeit der Ausbildung auf weite Strecken, die durchaus klaren konkordanten Einlagerungen von Schichten aus feinkörnigem Biotitgneis, und nicht injiziertem Granatmuscovitschiefer in dünnen Bänken lassen mir auch diese Auffassung nicht zu. RM (Tiefen-M) eines Sedimentkomplexes bleibt mir das Wahrscheinlichste. Ohne die heutigen Methoden der Petrographie konnte man früher auch nicht

darauf verfallen die Amphibolitbänke als diesem Schichtverbande ursprünglich fremdartige Injektionen nach Art der Grünschiefer im Bündnerschiefer anzusehen. Dadurch stößt man aber zugleich auf ein neues noch ungelöstes Rätsel: die Abwesenheit entsprechender Wurzelgänge. Noch viel zusammenhängendere Untersuchungen und detaillierte Kartierungen sind notwendig.

Am Mte. Leone treffen wir die typischen Andulagneise mit hellgrünem Phengitglimmer, die Granatmuscovitschiefer, die Amphibolgranatgesteine und feinkörnigen Biotitglimmerschiefer im Handstück oft ganz gleich wie in der Adula. Dazwischen aber finden sich hier auch häufig Orthogesteine, besonders zweiglimmerige Gneise, den Tessinergneisen nahe verwandt mit bald primärer, bald durch Dislokation gestörter Paralleltextur und meistens feinschiefrig. Die Mte. Leone-Gesteine weisen ferner basische Einlagerungen (Amphibolite, Peridotite, Serpentine) viel häufiger auf als die Tessinergneise. Gegen E werden sie aber mehr und mehr durch Tessinergneise ersetzt (Preiswerk).

Weitere altkristalline Gesteine.

Zwischen dem Antigoriogneis unten und dem Mte. Leonegneis oben, beiderseits von Trias begleitet, zieht sich die Gneiszone von Lebendun („Lebendungneis“, Gerlach) vom Dach der Goldminen von Gondo durch die Diveriaschlucht gegen NE über Alpen, Mte. Cistella, durch den Lebendunbach in den Basodino. Weiter gegen E am S-Rand der Bedrettomulde wird diese Zone in dünne Lamellen ausgequetscht. Argand hat sie in Val Soja zwischen Simano und Adula in einer Linse, und Roothaan und Niggli auch vor dem N-Rand der Adula in einem Paket nochmals gefunden. Auch Gesteine des Maggia- und Campo Tencia-Lappens gehören dazu.

Der Lebendungneis ist den vorgenannten petrographisch oft ganz ähnlich, hat aber sehr häufig aplitische Ausbildung und Einlagerungen laminiertes, aplitischer glimmerumhüllter Gerölle. Er ist z. T. ein „Konglomeratgneis“. Oft ist er dünn-schichtig, biotitreich, Calcit führend, streifenweise Augengneis. Auch hier fehlen Amphiboliteinlagerungen nicht. Diese Zone ist vorherrschend aus Paragesteinen gebildet. Sericitisierung, Übergänge in Granatglimmerschiefer sind weit verbreitete DM.

Der Matorellogranit (Preiswerk) ist ein glimmerreicher, SiO_2 ärmerer Biotitgranit, schwarz und weiß gefleckt durch Scharung der Glimmer, albitartig, mit Epidot und Orthit. Dem Quantum nach recht untergeordnet erscheinen im Gebiete der Simplon-Tessiner-D. auch basische Intrusiva. Im Antigoriogneis sind sie selten, im Tessinergneis und in den Paraschiefern häufiger. Preiswerk hat im Bavona- und Pecciatale Quarzdiorite, Amphibolperidotite, Harzburgite gefunden, welche letztere beide z. T. noch unveränderte Erstarrungsstruktur aufweisen und Hypersthen und Spinell enthalten. An vielen Stellen sind die Peridotite umgewandelt in verschiedene Varietäten von Talkgesteinen, die früher manchenorts, zur Herstellung von Kochtöpfen ausgebeutet worden sind (Bina S Pizzo di Rodi, Alpe Sorededo im Pecciatal usw.).

Die ganze große Region der Simplon-Tessiner-Decken enthält noch eine Fülle besonderer Gesteine. Außer den Untersuchungen der Gesteine des Simplon durch Schardt, Schmidt und Preiswerk, und des oberen Maggiagebietes durch Preiswerk ist auch hier Grubenmann

mit seinen Schülern der Pionier moderner petrographischer Forschung. Im Gebiete des Tessin wurden folgende besondere Gesteine untersucht:

Olivin-Pyroxen-Granatfels. W ob Gorduno bei Bellinzona auf der Alpe di Arrami, Linse von ca. 1000 m Durchmesser im aplitisch injizierten Biotitgneis. Das basische Gestein ist jünger als Aplit und Gneis, denn es hat an letzteren eine Cm-Zone erzeugt. Seine Ränder sind Eklogite geworden. Das farbenprächtige Gestein (dunkelgrüner Olivin und Pyroxen mit blutroten Granaten bis 1 cm) hat Grubenmann zu interessanten genetischen Ableitungen geführt (Vierteljahrsschr. N. G. Zürich, 1908).

Peridotit von Loderio, 3 km N Biasca, 300 m über dem Tal (Laura Hezner, Vierteljahrsschr. N. G. Zürich, 1909). Das Gestein ist eine massige, ca. 30 m mächtige Linse, Hangendes Tessinergneis, liegende schmale Zonen von Strahlstein und Chlorit, dann schwarzer Epidotamphibolit und wieder Tessiner „Lagengneis“. Der Peridotit ist teilweise in Talkschiefer umgewandelt. Die Umwandlungen gehören einer weniger tiefen Zone an als diejenigen, welche der Granatolivinfels von Gorduno durchgemacht hat.

E. Gutzwiller hat eine Anzahl von Injektionsgneisen aus der Tessinerwurzelzone und Gneise aus dem Maggiatal untersucht. Wir haben es hier meistens mit der Injektion alter kristalliner Schiefer durch die Ausläufer des Bergeller-M. zu tun. Er fand Epidot und Zoisit wohl in der Wurzelzone von Ivrea und Sesia, aber nicht in den überliegenden Decken der Tessiner Orthogneise.

Roothaan hat sich der Gesteine der Adula angenommen.

Diese Untersuchungen sind indessen bis heute erst vereinzelte Stützpunkte; zusammenhängende geologische Kartierungen fehlen noch östlich und südlich der Karte von Preiswerk. Ein weites Forschungsfeld liegt hier vor. Bei Behandlung der einzelnen penninischen Decken werden wir Gelegenheit haben, diese Notizen über ihre kristallinen Gesteine zu ergänzen. Die Gesteine der oberen penninischen Decken (St. Bernhard, Mte. Rosa und Dent Blanche) werden im Zusammenhang mit den tektonischen Einheiten besprochen.

Von den prätriasischen Gesteinen der penninischen Massive fehlen in den autochthonen Zentral-M. vollständig: Antigoriogneis, zweiglimmeriger Tessinergneis, grünglimmeriger Adulagneis, Muscovit-Granatglimmerschiefer-Schichten.

Dagegen fehlen den penninischen Decken: Alpengranit („Protogin“), von der Beschaffenheit des Aar- oder Montblanc-Granites, Puntaiglasgranit usw. Echte gangförmige Apliten und Felsitporphyre sind viel spärlicher als in den autochthonen M., Pegmatitgänge dagegen oft prachtvoll ausgebildet.

2. Permo-Carbon.

Zwischen den alten Gneisen und den Triasquarziten liegt eine Fülle von paläozoischen Gesteinen. Es ist die Gebirgsmasse, die Theobald in den Graubündneralpen nach dem Tal und Paß Casanna, der vom Oberengadin nach Livigno führt, Casannaschiefer genannt hat. Bald liegt er dort zwischen Grödenersandstein und Carbon, bald ersetzt er das Perm, bald auch das Carbon. Gerlach, Kilian, Lory, Termier und Argand fanden in den Walliser- und Westalpen Carbon petrographisch seitlich wie vertikal durch ineinandergreifende Repetitionen in Casannaschiefer übergehend. Der Casannaschiefer der östlichen und penninischen Alpen scheint auch der Serizitschiefer- und Serizitgneiszone des Aar-M. zu entsprechen. Im Wallis, Zone Sion—Val Ferrex, liegt, S fallend über den Bündnerschiefern, dolomitische, dann quarzitisches Trias. Diese verkehrte Schichtfolge wird dann überlagert von Carbon und darüber von Casannaschiefer. Letztere bilden die große Hauptmasse der gewaltigen St. Bernhards-D., unter deren N-Rand wir uns hier be-

finden (Taf. XIII). Die Casannaschiefer entsprechen also dem unteren Carbon und dem noch tieferen Paläozoikum. Oberes Carbon mit Anthracit läßt sich hier noch petrographisch als Fazies vom Casannaschiefer trennen. Roothaan faßt unser Nichtwissen über die Casannaschiefer trefflich in folgende Worte: „Die Casannaschiefer! Haben wir in ihnen die zur Unkenntlichkeit entstellte Gesamtserie der anderswo so reich entwickelten paläozoischen Sedimente zu sehen, nur die liegendsten Teile der im übrigen vortriasischen Serie, oder nur das Dach der im übrigen in einer gewaltigen hercynischen granitaplitischen Intrusion eingeschmolzenen? War die ganze Reihe nie vorhanden?“

Die Casannaschiefer sind Tonschiefer, Tonglimmerschiefer, Phyllite, psammitische und psephtische Quarzite, oft laminiert und stark metamorph. In der St. Bernhards-D. herrschen die gewöhnlichsten Typen der Casannaschiefer vor, die Serizitschiefer, Serizitquarzite und Serizitgneise. Untergeordnet, aber sehr häufig, stellen sich Abänderungen ein, in welchen sich weitere Mineralien ausgebildet haben: Biotit, Chlorit, Talk, Hornblende, Epidot, Granat, Zoisit, Feldspat, besonders Albit. Einerseits gehen die Gesteine über in mannigfaltige Glimmerschiefer und Serizitgneise, andererseits sehen sie noch wie feine schwarze Tonglantzschiefer des Carbon aus. Hornblendeschiefer begleiten in der Regel die Granatglimmerschiefer als kontinuierliche Bänke (Berisalgneisgebiet). Chloritoid und blaue Hornblende (Glaukophan) führende Gesteine, sowie hochmet. Prasinite finden sich nur in den innersten Teilen des St. Bernhard-M. Duparc und Ritter (Arch. sc. phys. et nat. 1896 und C. R. Ac. Mai 1901), Grubenmann (Festschr. Rosenbusch 1906), Woyno (N. Jahrb. f. Min., Geol., Pal. 1911) und besonders Argand haben Glaukophangesteine an vielen Stellen durch Bagnes-Tal, über Petit Combin und Grand St. Bernhard, Stella im Aostatal gefunden und beschrieben.

Aus diesen Gebieten der kuppelförmigen Aufwölbung der St. Bernhards-D., wie aus deren innerstem Kern, beschreibt Argand dunkelblaue Glaukophangesteine mit roten Granaten, und Glaukophan-Epidot-Prasinite. Im Gebiete Grand Combin—Mt. Velan sind Einlagerungen von chloritischen Prasiniten mit großen Porphyroblasten von Albit und reich an Magnetit innerhalb der Casannaschiefer sehr verbreitet, wie überhaupt Prasinite, denjenigen des Mesozoikums oft sehr ähnlich, vielleicht gleicher Entstehung(?) in den alten (paläozoischen oder noch älteren) kristallinen Schiefen der penninischen Decken nicht selten sind. Nur an wenigen Stellen (S Fionnay im Val de Bagnes) finden sich auch Talkschiefer im Komplex der Casannaschiefer.

Woyno fand im Val de Bagnes als Hauptminerale der Casannaschiefer: Glaukophan, Epidot, Chlorit, Serizit, Albit, Quarz, Calcit; akzessorisch: Titanit, Rutil, Leukoxen, Magnetit, Pyrit; lokal: Sismondin, Turmalin, Apatit, Granat, Fuchsit, Crossit, Orthit. Chemische Eigentümlichkeiten sind: viel Titan, viel Natrium, viel Oxyde zweiwertiger Metalle. Die Serizitphyllite fallen aus der Gruppe heraus durch Armut an Na, Orthoklas und Mikroklingehalt. Er unterscheidet wenigstens zwölf Gesteinstypen in geologisch nicht kartierbarem Wechsel und bestätigt schließlich die Auffassung von Grubenmann, wonach die Prasinite und Epidot-Glaukophangesteine des Casannakomplexes Derivate von theralitischen Tuffiten, z. T. mit ursprünglich sedimentärem Material gemischt, darstellen.

Die Gesamtmächtigkeit der Casannaschiefer beträgt nahe der umgelegten Stirn der St. Bernhards-D. und in ihrer Mittelregion 8—10 km, in einfacher Form wohl noch über 5 km.

Im E des Simplongebietes, in den Tessiner- und Adula-D. ist echter Casannaschiefer nicht mehr sicher zu finden. Vielleicht ist er zur Unkenntlichkeit weiter

metamorphosiert (Phengitgneise?) oder ist nach einem höheren Deckenglied (Tambo-D.) verschoben noch teilweise erhalten.

Die Casannaschiefer enthalten in Graubünden und besonders im Wallis hie und da Erze. Reich an Kupfer, Wismuth und besonders an schönen Nickel- (bis 16%) und Kobalt- (bis 8%) Erzen sind sie im Val d'Annivier und im Turtmanntal. Mächtige alte Tagebaue und Stollen bildeten die Grube „Grand Praz“ S Ayer (Braunspatgänge mit Kupferkies und Nickelkies, Ausbeute 3283 Ztr. Erz von 1849—1853). Auch hier wie so oft in den Schweizeralpen sind die Erze vortrefflich, aber ihre Verteilung im Gestein ist für den Abbau sehr ungünstig. Die vielen alten Gruben sind heute wieder verlassen.

Das obere- oder anthrazitführende Carbon des penninischen Faziesgebietes gehört fast ganz nur der fächerig zerteilten Stirnregion und der verkehrten Unterseite der St. Bernhards-D. an. Es endigt ca. 2 km W Simplonhospiz und läßt weiter östlich nur noch geringe Spuren erkennen:

A. Jeannet notierte bei Mattengo unter dem Pizzo di Molare (Tessin) folgendes normales Profil (Fig. 171) von oben nach unten in der Molare-Mulde: Bündnerschiefer, Dolomit und Rauhwaacke, 1 m Serizitquarzit. Unter dieser Trias folgen 30 cm flasrig lineargestrecktes quarzitisches Gestein mit Magnetit, 20 m Serizitschiefer mit dünnen Quarzitlagen und kohligen Schiefen mit Körnern von Granat oder Zoisit, 2 m laminiertes Quarzkonglomerat, 50 m Paragneis, darunter zweiglimmeriger Tessinergneis.

Preiswerk hat solchen Magnetitquarzit auch bei Ronco (Bedretto) zwischen Tremolaserie, kohligen Schiefen und Triasdolomit gefunden. Krige notiert aus entsprechender Lage hinter dem Ritomsee Magnetitglimmerschiefer. Das Tremolagestein fand Preiswerk auch noch in einem Rest an der geteilten Basis der Bedrettomulde bei Scontra S ob Prato, und in Tremolaglimmerschiefern über dem Tunnelleingang von Airole Gerölle von Gneis, Augengneis und Quarzit. Alle diese Vorkommnisse sind wohl ins Carbon zu stellen. Sie geben zudem eine Überleitung zwischen Gotthard und penninischen Massiven.

Kohlenführendes Carbon fehlt durchweg östlich in den entsprechenden Gesteinen und Decken von Tessin und Graubünden. Schon im Wallis vom Rhonetal gegen S finden wir nur noch wenig im Normalschenkel der Bernhards-D. (Bruggghorn bis Zermatt). In höheren Decken fehlt es ganz, in tieferen (Simplon) ist es nicht sicher erkennbar. Dagegen erstreckt sich die große Zone des anthrazitführenden Carbon des Wallis S der Rhone mit der St. Bernhards-D. weiter gegen SW über den Grand St. Bernhard als „zone permo-houillière axiale“ bis ans Mittelmeer. Auch abgewickelt gedacht ist die Breitenentwicklung des Carbon auffallend gering im Verhältnis zur Längenausdehnung. Es gehört fast ausschließlich nur der St. Bernhards-D. an.

Wenn den Alpen, wie Argand und R. Staub es sehr wahrscheinlich gemacht haben, schon in der paläozoischen Zeit Reihen von Inseln und Untiefen zwischen Beckenzonen „embryonal“ vorangegangen sind, so ist damit diese unverhältnismäßige Längenentwicklung einzelner Fazies erklärt. Ein lagunenartiges, limnisches Becken muß dann N der zur St. Bernhards-D. prädestinierten carbonischen Cordillere, die zugleich das Material für die klassischen Gesteine lieferte, sich hingezogen haben. Die Ablagerungen dieses Beckens sind dann in der Tertiärzeit zur „zone houillière axiale“ aufgepreßt worden.

Die schweizerischen Zentralalpen werden von zwei Zonen von Anthrazitführenden Carbongesteinen durchzogen. Die nördlichere war schon herzynisch vorgefaltet, ist diskordant von Mesozoikum überdeckt und dann alpin zentralmassivisch eingeklemmt worden. Sie gehört den autochthonen Zentralmassiven an (S. 161—164, 239—246 und Fig. 162). Getrennt davon, ohne irgendeine Ver-

bindung, bildet der südliche Carbonzug einen Bogen südlich der Rhone. Hier liegt das Carbon konkordant eingefaltet, im ganzen verkehrt an der Unterseite der paläozoischen und älteren kristallinen Schiefer und schwimmend auf dem Mesozoikum (Bündnerschiefer) und gehört stratigraphisch wie tektonisch zur St. Bernhards-D. (L. Duparc und E. Ritter, Les formations du carbonifère etc., Mém. de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève t. 32, 1894). Die nördliche Zone ist das autochthone, die südliche das penninische Carbon.

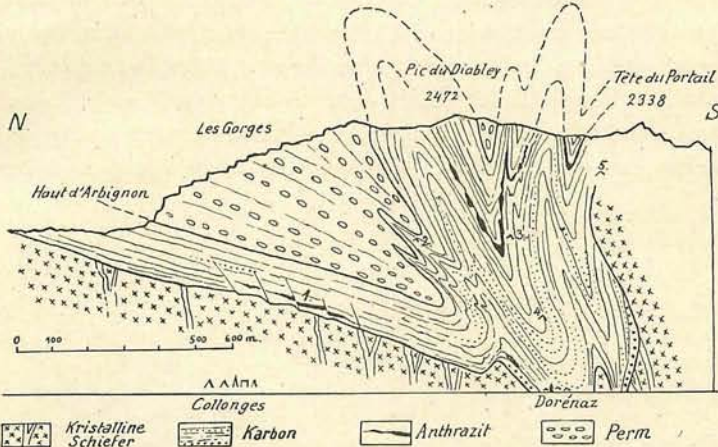


Fig. 162. Schematisches Übersichtsprofil durch die Karbonmulde unter den Dents de Morcles, nach R. Schider aus Fehlmann: „Der Schweiz. Bergbau... 1919“.

1 = Mine de Colonges, 2 = Pacotaires, 3 = Mereuna, 4 = Aleses, 5 = Haut d'Aleses.

Das penninische Carbon enthält nur sehr selten Einlagerungen von Eruptiva. Argand nennt nur eine stark gequetschte kleine Linse eines dioritischen Gesteines bei Agaren-Turtmann, die an die vielen dioritischen Einlagerungen im Carbon von Savoyen erinnert. Die Hauptmasse der Gesteine entspricht denjenigen der Casannagruppe, nur sind sie noch weniger metamorph vereinheitlicht. Es sind schwarze Tonschiefer, Serizitschiefer, Serizitquarzite, Quarzitschiefer, Sandsteine, Grauwacken aller Abänderungen, Arkosen und Konglomerate in mannigfaltigem Wechsel. Hie und da treten linsenförmige Einlagerungen von Pyrit auf (Salins, Aproz, Etablons). In Aproz ist Pyrit mit Anthrazit ausgebeutet worden; es sollen sich dort noch ca. 6000 t Erz finden. Dünne Anthrazitflöze und graphitoide Schmitzen durchziehen die 1000—2000 m mächtige Schichtmasse. Wegen komplizierter Faltung sind die Mächtigkeiten nur sehr unsicher anzugeben und stratigraphische von tektonischen Wiederholungen oft kaum zu unterscheiden. Beide kommen vor. In verschiedenen Profilen findet man, verteilt in der ganzen Masse, 3 bis gegen 20 Flöze von Anthrazit von ursprünglich nur wenigen bis höchstens 100 cm Mächtigkeit eingelagert. Die Schichtung fällt durchweg bald flacher, bald steiler (20—60°) nach der Innenseite der Decke, im östlichen Teil (Turtmann) nach SE, im westlichen (Sion—Chable) mehr ESE und am großen St. Bernhard fast gegen E. Gute Fossilfunde sind bisher nicht bekannt geworden, die DM hat wohl alles verdorben. Auch die Pflanzen von Etablons sind nicht sicher bestimmbar.

Ihrer tektonischen Zugehörigkeit entsprechend ist die Carbonzone in hohem Maße zerknittert (Alb. Heim, Stauungsmetam. an Walliser Anthrazit, Vierteljahrsschr. N. G. Zürich, 1896). Die einzelnen Anthrazitflöze lassen sich oft auf weite Strecken verfolgen. Dabei zeigen sie aber häufig plötzlichen Wechsel in ihrer Mächtigkeit. Derselbe ist tektonisch entstanden, wie schon Gerlach richtig erkannt hat, indem er von „Zerdrückung“ und „Zusammenhäufung“ spricht. Daß es sich um eine ursprünglich recht regelmäßige Flözbildung gehandelt hat, geht daraus hervor, daß manche Flöze mit bestimmten stratigraphischen Eigentümlichkeiten sich in verschiedenen Profilen bei großer Entfernung wiederfinden. Die tektonisch verdickte Stelle eines Flözes heißt im Wallis „poche“, Tasche; die zu einer schwarzen graphitischen Haut oder bloßen graphitischen Rutschfläche ausgedünnte Strecke heißt „filon“. Die Spur der Schicht als filon versagt selten. Selbst in Querbrüchen ist sie manchmal geschleppt erhalten. Oft muß ein filon nur

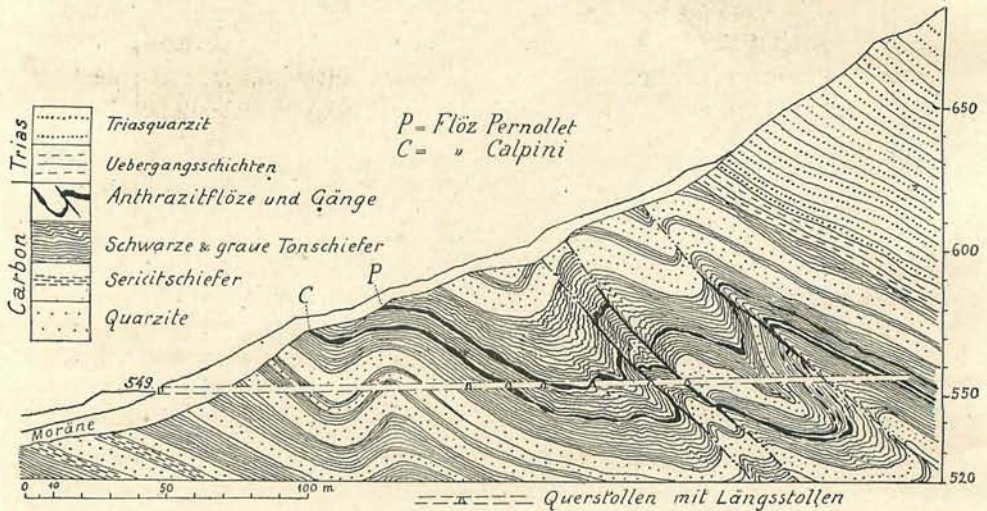


Fig. 163. Profil durch die Anthrazitmine Grône (Wallis) nach Peter Christ, Sept. 1918, publ. n. Fehlmann: „Der Schweiz. Bergbau... 1919“.

wenige Meter, oft 20 bis über 100 m weit verfolgt werden, bis er sich wieder zu einer Tasche ausweitet, wo dann das Flöz auf 2—6 m Mächtigkeit anschwillt. Die Anschwellung hält wenige Meter weit, selten auf 10—20 m oder mehr an. Dann hört sie auf, auskeilend oder plötzlich absetzend. Auch in den ergiebigsten Minen, wie Chandolin bei Sitten und Grône (Fig. 163) kam es vor, daß die besten Flöze streckenweise bis auf eine graphitglänzende Rutschhaut weggequetscht waren. An einigen Orten zählt man in einem streichenden Stollen auf 200 m Länge drei bis fünf solcher Anschwellungstaschen, wechselnd mit Zerdrückungen. Ganz entsprechend ist auch der Wechsel in der Fallrichtung. Meistens ist das ganze Carbonegebirge von einer deutlichen, oft sehr ausgeprägten Transversalschieferung durchsetzt, die an vielen Stellen flach N und NW fällt (Fig. 164). Dies Clivage ist wohl in steiler Lage SE fallend entstanden und bei fortgesetzter Faltungsbewegung in die jetzige flachere Stellung überdreht worden. Die Unebenheiten in den Begrenzungs-

flächen des Anthrazites stehen mit dem Clivage in Zusammenhang. Wie stets bei steil zur Schichtung stehendem Clivage die Schichtfugen gestaucht, gekräuselt oder feiner oder gröber gerippt werden, so auch hier. Die Schichtfugen im Nebengestein verlaufen parallel der Grenze des Anthrazitflözes — beim letzteren aber ist keine Parallelität der beidseitigen Schichtfugen vorhanden, da fällt eben der Wechsel in der Mächtigkeit des Anthrazites dazwischen. Einzelne Clivagefugen im Nebengestein bilden sich zu Rutschflächen („Verwerfungen“ s. l.) aus. Der Anthrazit tritt

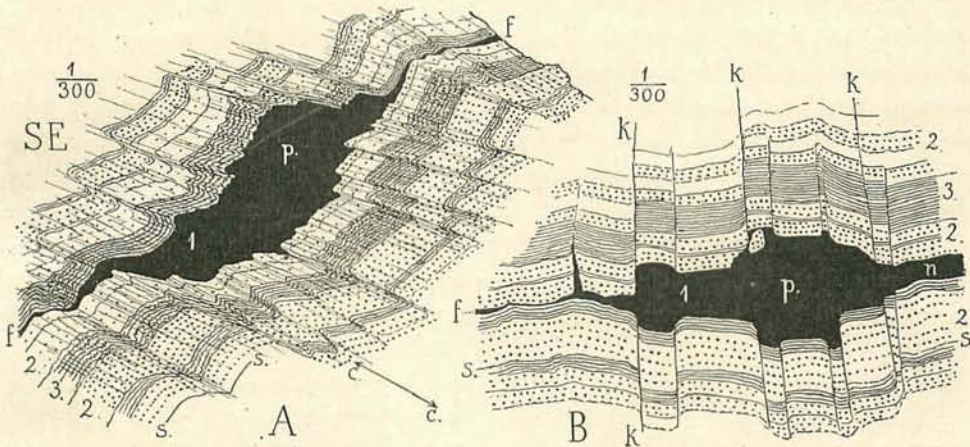
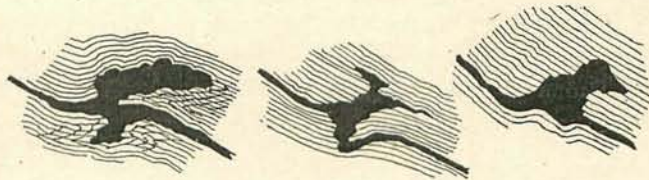


Fig. 164. Lagerungsstörungen im Walliser Anthrazit, nach Alb. Heim 1896.

A = Profil durch eine „poche“ (p); B = Horizontalschnitt durch eine „poche“; f = Filon; S-S = Schichtung; n = normale Anthrazitschicht; c-c = Clivage; k-k = alpine Querklüftung; 1 (schwarz) = Anthrazit; 2 = Sandsteine, Quarzite, Grauwacken; 3 = Tonschiefer.

in alle Unebenheiten des Nebengesteines hinein. Auch kleine Querverschiebungen sind häufig. Je steiler Clivage und Schichtung zueinander stehen, desto wechselvoller ist das Flöz. Glänzende Rutschflächen durchsetzen den Anthrazit; sie scharen sich gegen die Grenzflächen des Flözes, und meistens trennt sich die Kohle unter dem Hammer glatt auf Rutschfläche vom Nebengestein ab. Es haben also überall starke Bewegungen des Anthrazites in sich und am Grenzgestein stattgefunden (Fig. 165).

Fig. 165. „Poches“ aus der Mine Chandoline bei Sitten, $\frac{1}{150}$ nach K. Dreher, Jan. 1919, aus Fehlmann: „Der Schweiz. Bergbau...“



Das innere Gefüge des Anthrazites entspricht einer Dislokationsbreccie, die pulverfein, sogar mikroskopisch fein werden kann. Ein Bindemittel ist nicht vorhanden; feinstes Anthrazitmehl unter hohem Druck hat das Pulver zusammengeschweißt. Die Rutschflächen durchsetzen die Dislokationsbreccie, der Zermalmung folgten also noch größere Bewegungen nach. Anthrazitbreccie dringt sogar nach Art eines Injektionsganges in Spalten oder andere Hohlräume des Nebengesteines

ein. Die Salbänder sind von glänzenden Rutschstreifen begleitet. Bruchstücke des Nebengesteines, von Rutschflächen umflasert, liegen im Anthrazit. Ein Anthrazitgang kann zwei Flöze verbinden. Alle diese Erscheinungen sind die Folge der ungleichen Deformierbarkeit der miteinander bewegten und einander berührenden Gesteine, des unfesten, spröden, gleitfähigen Anthrazites einerseits, des viel festeren, zäheren Tonschiefers und der festen Grauwacken und Konglomerate andererseits. Der vorerst zermalmte Anthrazit floß von den Stellen stärkster Pressung nach denjenigen geringeren Druckes und wirkte wie ein Schmiermittel im Gebirge.

Die DM der Walliserkohlen spricht sich auch darin aus, daß sie im Verkohlungsstadium über das normal Zeitgenössische hinaus vorgeschritten sind. Sie sind nicht mehr Steinkohlen, sondern Anthrazite, stellenweise graphitoide Anthrazite. Die DM zeigt sich also auch noch in der Verdichtung der Substanz und in der Ausbildung eines Gleitminerales. Die penninischen Anthrazite des Wallis haben ein relativ hohes spezifisches Gewicht: 1,6—2,2. In frischem anscheinend trockenem Zustande enthalten sie 1,8—13% Wasser. Der Aschengehalt liegt höher als bei den Anthraziten der autochthonen Zone, stets über 12%, meistens zwischen 20 und 30% oder noch höher. Übergänge in kohlige Schiefer mit Aschengehalt 40 bis 90% sind häufig. Beim Brennen fällt die Asche bei den meisten Abänderungen nicht pulverig ab, sondern backt zu einer Rinde zusammen, die den inneren Teil des Bruchstückes vor Verbrennung schützt. Nur zerpulvert oder brikettiert könnte eine bessere Ausnützung erreicht werden.

Die wasser- und aschenfreie Kohle enthält weniger als 2% Wasserstoff — also sehr wenig — (belgische und deutsche Anthrazite 3—3½%), Kohlenstoffgehalt hoch: 93—98%, meistens 96%. Sie steht also dem Graphit schon nahe. Sie ist z. T. ein abfärbendes Graphitoid. Infolge davon brennt sie schwer, und Gas ist nicht daraus zu gewinnen. Die folgenden Beispiele entnehmen wir H. Fehlmann („Der Schweiz. Bergbau... 1919“, S. 11).

Vorkommen (Minen)	Asche in % der Rohkohle	Elementaranalysen der wasser- und aschenfreien Kohle in %			
		C.	H.	O+N.	S.
Entremont	27,6—47,6	92,0—95,7	0,8	3,0—6,7	0,5
Isérable	26,2—43,3	89,8—96,2	0,8—1,8	2,6—7,8	0,3—1,0
Chandoline	24,9—37,2	94,7—96,4	1,1—1,4	1,9—3,8	0,3
Grône	21,3—34,0	93,8—97,5	1,1—1,5	0,8—4,3	0,2—0,6

Die Anthrazite des Wallis werden zuerst in der Chronik von Stumpf 1548 und von Simmler 1574 erwähnt, und zwar als zur Kalkbrennerei in Ausbeute begriffen. Man kennt wohl über 120 Fundstellen; an ca. 50 derselben ist die Ausbeute versucht und z. T. betrieben worden. Im Jahre 1859 bestanden noch 50 durch den Kanton registrierte Konzessionen. Im Jahre 1903 waren deren nur noch 13. Die Ausbeute der Anthrazite war bisher leider sehr oft eine Leidensgeschichte für die Beteiligten. In einem Rhythmus von 20 bis 50 Jahren wiederholte sich mehrfach folgender Vorgang: Ein Privatmann „entdeckt“ ein schon längst bekannt gewesenes vergessenes Flöz. Er beginnt mit Ausbeute; seine Mittel reichen nicht; er bildet eine Gesellschaft. Trifft man bald auf eine gute Tasche, so entsteht Streit über die Verteilung des Ertrages, indem frühere Ausbeuter oder deren Nachkommen sich daran erinnern und ihre Rechte geltend machen.

Bald ist die „poche“ zu Ende, es folgen Kosten ohne Ertrag, Verlust, Konkurs. Anfang und Ende sind Rechtsstreitigkeiten, bis das Vergessen sich der Menschen erbarmt.

Bisher haben die Minen von Chandoline bei Sitten und von Granges den besten Ertrag gegeben. Eine Ausgleichung von Glück und Mißgeschick je nach „poche“ oder „filon“ könnte nur durch Zusammenlegen vieler Ausbeutungsstellen in die gleiche Hand und möglichst einheitlichen Betrieb erreicht werden. Dies wurde früher vergeblich angestrebt. Während des Krieges ist von seiten der Walliser Regierung und des eidgen. Volkswirtschaftsdepartementes unter Leitung von Professor C. Schmidt und Ingenieur Fehlmann eine großzügige Enquête über alle Vorkommnisse zu diesem Zwecke in die Hand genommen worden. Ob die organisatorisch-geschäftlich und -technisch möglichen Verbesserungen imstande sein werden, die Ungelegenheiten von Qualität und Lagerungsverhältnissen aufzuwiegen, bleibt abzuwarten. Fieberhafte Ausbeutungsarbeiten hatten meist nur vorübergehenden Erfolg. Viele Gruben sind schon wieder aufgegeben. Leo Wehrli, der im Auftrage der Kohlenkommission seit vielen Jahren das Material zu einer Monographie der Walliser Anthrazite sammelt, schätzt auf Grundlage seiner Zusammenstellungen, daß im Wallis im ganzen noch ca. 20–30 Mill. Tonnen (= 10 Jahresbedarfe der Schweiz) ausbeutbar im Gebirge stecken. Diese Ausbeute wird aber nur sehr langsam von statten gehen können und sich sehr kostspielig gestalten (im Druck: Leo Wehrli, Die Anthrazite der Schweizeralpen, „Beiträge geotechnische Serie“ Lfg. 8).

Im Dez. 1919 ist erschienen: H. Fehlmann, Ing., „Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges“, Bern. Diese offizielle Publikation des schweiz. Volkswirtschaftsdepartementes enthält ein reiches Material auch in graphischer Darstellung über die Walliser Anthrazite. Indem wir Fig. 162 dort entnommen haben, verbessern wir damit zugleich unsere Taf. XIX Prof. 13. Die Figuren 163 u. 165 stammen aus demselben Werk. Fehlmann macht über die Anthrazitförderung aller Walliser Anthrazitminen (autochthone und penninische Zone zusammen) folgende Angaben: Bis zum Jahre 1917 sind keine sicheren Zahlen zu erhalten. 1917 wurden im ganzen 7700 Tonnen gefördert. Vom 1. Januar 1918 bis 30. April 1919 stieg die Förderung auf 60342,9 t, wovon 26472,2 t auf die autochthone Zone entfallen. Den noch ausbeutbaren Anthrazitvorrat des ganzen Wallis schätzt er auf „einige Millionen Tonnen“.

Perm, Verrucano, fehlt im östlichen Autochthongebiete, ist nur im Westen vorhanden. Die Arkose zwischen dem Altkristallinen und der Trias ist Triasbasis. Im helvetischen Deckengebirge östlich ist der Verrucano mächtig vertreten, ebenso in den ostalpinen Decken. Dagegen fehlt unzweifelhaftes Verrucano-konglomerat im ganzen penninischen Deckengebirge.

3. Postpaläozoikum.

a) Trias.

Die Erscheinung einer transgressiven Auflagerung der Trias auf dem Altkristallin, wie wir sie schon in den autochthonen Zonen und sodann durchweg im helvetischen Deckengebiet getroffen haben, beherrscht die ganzen Alpen. Sie geht auch durch das ganze penninische, ostalpine und südalpine Gebiet. Die Transgression der Trias trennt die Geschichte der Alpen in einen vortriasischen und einen nachtriasischen Teil, und die gesamten Gesteins-Met. in vortriasische RM, CM und DM einerseits und in spätere lokalisierte CM und ausgebreitete alpine DM andererseits. Auch im penninischen Gebiete waren schwache hercynische Gebirgswellen vortriasisch vorhanden und denudiert. Die Triastransgression ist aber hier nur selten und nur wenig diskordant auf ihrer Unterlage, sie ist fast durchweg eine Paralleltransgression.

Die penninische Trias ist meistens von ausgesprochen lagunärer Fazies und schließt sich der helvetischen an. Die Gesamtmächtigkeit bleibt sehr bescheiden

(einige bis 200, selten bis 500 m). Die germanisch-helvetische petrographische Dreiteiligkeit hält auch hier im Großen noch stand. Als Neuigkeiten erscheinen weißer, zuckerkörniger Dolomit und Gips (Anhydrit), und der dichte Rötidolomit über der Rauhwanke wird öfter durch körnigen Kalkmarmor ersetzt. Die normal vollständige Schichtreihe besteht von unten aus Basiskonglomerat, Quarzit, zuckerkörnigem Dolomit, Gips, Rauhwanke (Zellendolomit), Kalkmarmor und Quartenschiefer. Von den tieferen, ursprünglich nördlicheren (S-Rand des Gotthard, Simplongebiet) nach den oberen, ursprünglich südlicheren Decken (Dent Blanche—Mont Dolin) und nach E wird die Mächtigkeit und Gliederung allmählich etwas mannigfaltiger, aber immer noch ist oben nicht der ostalpine Hauptdolomit, sondern der Quartenschiefer (bunte Tonschiefer und Quarzit) vorhanden, bedeckt von rhätischen Lumachellenbänken. Die Basisquarzite sind das in Mächtigkeit wechsellängste Glied. Im westlichen Gebiete verarmt die penninische Trias gegen S noch mehr. Dabei zeigt sich von der Rhone bis an die Dora baltea und bis zum Mittelmeer, daß die liegenden Quarzite durch Übergänge mit der permocarbonischen Unterlage innig verknüpft sind, während die hangenden Dolomite und Tonschiefer mehr und mehr in der Fazies der Schistes lustrés aufgehen. Auch im tektonischen Verhalten schließen sich die Quarzite oft mehr den alten kristallinen Gesteinen, die Dolomite mehr den Bündnerschiefern an; die allgemeine Triastransgression liegt dann strichweise zwischen Quarzit und Dolomit.

Aus dem Simplongebiete heben Schmidt und Preiswerk hervor, daß die Trias in beschränkter Ausdehnung hier und da gar nicht abgelagert worden ist; sie enthält kleine Löcher durch Nichtausbildung. Bei Agaro liegt auf 2 km NE-SW-Erstreckung der Bündnerschiefer unmittelbar auf dem Antigoriogneis, und er enthält hier die Basiskonglomerate, die in den umliegenden Gebieten im Triasmarmor liegen.

Die Schichtreihe der penninischen Trias von unten nach oben ist folgende:

Basiskonglomerate mit Geröllen aus Gneisen, darunter Antigoriogneis, Granite, Aplite, Quarzit, kommen gelegentlich als Basis der Trias vor. Sie sind jeweilen in demjenigen Glied der Trias enthalten, mit welchem am betreffenden Orte die Trias transgressiv auf den alten kristallinen Gesteinen einsetzt. Fehlen die Triasquarzite, so können sich Basiskonglomerate im Dolomit finden.

Buntsandstein-Quarzit, wenige bis einige hundert Meter. Die wenigen Arkosenbänke über den autochthonen M. sind in den helvetischen Decken zu mehreren Metern Quarzitsandstein geworden. In den untersten penninischen Decken ist der Quarzit wieder spärlich, schwillt aber in den oberen, ursprünglich südlicheren Gebieten manchmal zu mächtigen Massen an. Besonders an der Stirn der St. Bernhards-D. vom Val de Bagnes bis an das Vispertal (Dent de Nendaz, Chandolin) und auf deren Rücken (unter Becs de Bosson) können sie mehrere hundert Meter stark werden. Meistens bleiben sie bei einigen Metern. Die weißen Quarzite sind ein ausgezeichneter Horizont, der fast niemals versagt. Sie liegen konkordant den Gneisen oder alten Schieferen an, manchmal durch petrographische Übergänge mit den offenbar paläozoischen Schieferen innig verbunden. Nicht selten sind (z. B. in den verkehrten Schenkeln der Decken, Unterseite der Dent Blanche-D.) die Quarzite auf das feinste laminiert, linear gestreckt, perlmutterglänzend durch Glimmerbelag auf den Schieferungsflächen. Oft sind sie serizitisch, gehen (z. B. im Gebiet der

Lebendun-D.) auch in Quarzitglimmerschiefer, an anderen Orten in Granatglimmerschiefer und in staurolithführende Paragonitschiefer über. Hie und da (Schloßhügel Valeria bei Sitten) sind Feldspatzwillinge im Quarzit ausgeschieden. Hie und da wird er so rein, daß er als Quarz für chemische Fabriken ausgebeutet wird (Mte. Piottino). Die penninischen Triasquarzite finden sich als Gerölle massenhaft in der Miocänagelfluh des Napfgebietes und in den Niederterrassenschottern des Rhoneerratikums. Früher wurden Triasquarzite sehr oft für Verrucano gehalten.

Muschelkalk. Im kalkigen Mittelteil der penninischen Trias ist die Rauhwaacke (Zellendolomit) meist das konstanteste Glied; die anderen treten unregelmäßiger und oft als Vertreter auf. Zudem ist die Rauhwaacke für Trias leitend; denn in keinem anderen Schichtenkomplex der Alpen, außer in der mittleren Trias gibt es solche. Der zuckerkörnige weiße Dolomit ist strichweise, z. B. an der S-Seite der Bedrettomulde, sehr weit verbreitet und zeichnet sich oft durch Mineralreichtum aus. Am Campolungopaß erreicht er wohl 200 m Mächtigkeit. Die Rauhwaacke ist hellgelb, voll silberglänzender Talkschüppchen. Die Zellen sind von Dolomitpulver erfüllt oder sie enthalten auch Gips. Nicht selten stecken kristalline Gerölle in der Rauhwaacke. Immer von Rauhwaacke begleitet, oft ganz von ihr umschlossen, tritt in lokalen unregelmäßigen Stöcken der Gips auf. Vom Montblanc bis zur Adula zählen wir in der großen penninischen Mesozoikumszone zirka 35 Gipsfundorte. In der Tiefe (Simplontunnel) traf man an Stelle von Gips prachtvolle großkristallinische und von Muscovit durchsetzte, farblose bis violette Anhydrite. Im Val Canaria, wo der Gips ungewöhnlich mächtig auftritt, und an manchen andern Orten ist er ebenfalls reich an Glimmer (Phlogopit) und enthält noch Relikte großer Anhydritkristalle. Auch Dolomit, Pyrit, Zyanit, Turmalin, Zirkon kommen im Gips vor. Die Hauptmenge der Rauhwaacke liegt meistens über dem Gips. Der echte dichte Rötiddolomit, wie er in den tiefsten penninischen Decken selten fehlt, wird in den oberen mehr und mehr von plattigen Dolomitmalken und Marmoren verdrängt. Dieselben sind oft linear gestreckt und von Glimmern (prachtvolle Biotitporphyroblasten im Dolomitmarmor des Nufenenpasses und am Scopi) durchsetzt oder von Chlorit und Serizitschichtchen durchzogen. Die Marmore bilden den oberen Teil der kalkigen Trias. Die Mächtigkeit des ganzen kalkigen Komplexes der Mitteltrias schwankt teils stratigraphisch, teils tektonisch von wenigen bis zu 100 oder 200 m. Im Rücken der oberen penninischen Decken (z. B. Suretta-D., Avers E-Seite) erreicht sie 300 m, indessen noch ohne nach ostalpiner Art echte Diploporenkalke oder Wettersteindolomit auszubilden. Von Fossilspuren sind einzig Crinoidenbreccien ob Alpen (S Mte. Leone) gefunden worden.

Die zuckerkörnigen Dolomite enthalten oft Erze und andere Mineralien. In Roßwald am Simplon und Feldbach bei Binn Magnetit, Hämatit und Siderit, am Langenbach bei Binn Auripigment, Realgar, Pyrit, Galenit, Sphalerit, am Albrunpaß silberhaltigen Bleiglanz, bei Zumstock im Griestal Galenit, Kupferkies und Zinkblende, letztere oft in idealen Kristallen (verzwillingte Tetraeder) ausgebildet. Tremolit, Granat, Phlogopit, Skapolit sind nicht selten. Phlogopit und Strahlsteingarben liegen (S. Bernardo bei Locarno) in einer Grundmasse aus Gips und Dolomit. Der Dolomit von Campolungo ist durchsetzt von Tremolit in prachtvollen strahligen weißen Rosetten. (Näheres über die Mineralien des Binnentales in Weinschenk, Zeitschr. f. Kristallogr. usw. 1900 und Baumhauer, Bull. Soc. Valaisanne 1905.)

Im abgewickelt gedachten penninischen Gebiete sind die Triasdolomite am N-Rande unter Bündnerschiefer stets entwickelt. Gegen S werden sie im Durchschnitt schwächer und lösen sich in Reihen von Linsen auf. Zum Teil ist diese Erscheinung tektonisch bedingt, z. T. aber auch primär stratigraphisch, indem die Glanzschieferfazies schon in der Trias beginnt und die Dolomite aufzehrt.

Steinsalz, das in den überschobenen Zonen am N-Rand der autochthonen M. (Bex) vorkommt, fehlt in der penninischen Trias S der Rhone vollständig. Vielleicht gehört die Trias von Bex selbst den überbrandeten penninischen Deckenstirnen an.

Keuper. Nach helvetischer Art ist mit allerlei Variationen der Quartenschiefer entwickelt. Der ostalpine Vertreter des Keupers, der Hauptdolomit, verdrängt erst in den unteren ostalpinen Decken mehr und mehr die Keupermergel. Die bunten serizitischen Quartenschiefer enthalten untergeordnet zonenweise Dolomitschichten, Dolomitbreccien, Sandsteine, Quarzite und auch Gips. An vielen Stellen erscheinen sie wie eine hellere Varietät der darüber folgenden Bündnerschiefer und sind mit diesen zusammengefaßt worden (Bl. XIV, 1 : 100 000); Mächtigkeit 0—150 m, oft tektonisch noch gehäuft, an anderen Stellen weggequetscht. Meistens ist der Quartenschiefer stark Dm Serizitschiefer geworden und enthält Sprödglimmer, hie und da auch Granat. Die DM greift schon am Scopi viel tiefer, als in der Urserenmulde. Die Auffassung liegt nahe, daß im W vielfach die Bündnerschieferfazies schon mit dem Keuper einsetzt. Indessen finden wir die roten und grünen Quartenschiefer doch noch an manchen Stellen des penninischen Gebietes vom Bündnerschiefer unterscheidbar vorhanden (Zone von Sitten, Mont Dolin, Val Ferrex). Rhät, dunkle Schiefer und Kalke, ist von R. Staub in kleinen Vorkommnissen am Averser Weißberg (Margna-D.) gefunden worden.

Nachdem auch aller Gips (oder Anhydrit) der penninischen Zonen sich durch sein Vorkommen als zur Trias gehörig erwiesen hat, können wir sagen: Alle alpinen Gipsvorkommnisse sind triasisch.

In einzelnen Gegenden, z. B. Umgebung des Bernardinopasses, kommen Grünschiefer (Prasinite), wie wir sie bei den Bündnerschiefern besprechen werden, auch schon als Lagergänge zwischen den Triasdolomiten vor.

b) Bündnerschiefer (Glanzschiefer, Schistes lustrés, Schistes gris, Kalkphyllite, graue Schiefer).

Die Bündnerschiefer-Frage. Ein mächtiges zusammenhängendes Schiefergebilde, schwankend von Tonschiefer durch Mergelschiefer bis zum Kalkschiefer, oft mit sandigen bis brecciösen Einlagerungen, durchzieht das Innere der Alpen vom Unterengadin und Prättigau durch Mittelbünden, Nordtessin und Wallis bis weit durch die Westalpen („Briançonnais“). Im östlichen Teil führt es den Namen Bündnerschiefer, im westlichen Schistes lustrés (schistes gris, Glanzschiefer).

Hans Conr. Escher, Ebel, L. v. Buch hielten den Bündnerschiefer für „ein Tonschiefer- und Grauwackengebirge der Übergangszeit“. Auch Gastaldi und Zaccagna, C. W. Gümbel, C. Diener, Böse und teilweise Rothpletz betrachteten die Hauptmasse des inneralpinen Bündnerschiefers für paläozoisch mit nur lokalen jüngeren Einlagerungen. Diese Meinung mußte aber als irrtümlich vollständig verlassen werden. Dagegen hatten schon 1836 Studer und 1838

mit ihm Arn. Escher den Bündnerschiefer des Prättigau mit dem Glarnerflysch zusammen in die Kreide gestellt.

Im Prättigauschiefer fanden sich Helminthoiden und Algen. Heer und später auch Steinmann bestimmten *Phycopsis* (*Chondrites*) *intricatus*, *Targioni*, *affinis*, *arbuscula*. Gümbel erklärte die Fucoiden der Prättigauerschiefer für durchaus verschieden von denjenigen des liasischen Allgäuschiefers. Dann glaubte Theobald einen zwar undeutlichen Abdruck eines Ammoniten im Prättigau gefunden zu haben und deutete zylindrische Wülste als Belemniten. Die Verwirrung vermehrte sich noch, als Lorenz, dann Schmidt, Seidlitz und Paulcke mikroskopische Kreidefossilien, Schiller aber Lithothamnien darin fanden. G. Steinmann (Das Alter des Bündnerschiefers, Ber. N. G., Freiburg i. B. 1895—1898) trennt den Bündnerschiefer in liasischen und tertiären.

Eine vollständige Abklärung der Altersfrage für den Prättigauerschiefer brachten die eingehenden Untersuchungen von D. Trümpy („Beiträge“ n. F. Lfg. 46, 1916). Er unterschied in der Basis des Gebietes Schistes lustrés unbestimmten Alters, vielleicht Lias, darüber eocänen Prättigauflysch, den er in vier Schichtserien (Gandawaldserie, Ruchbergsandstein, Aebigratschichten, Ganeysschiefer) teilte. In solchen fand er Lithothamnien (*Lithothamnium nummuliticum*), Helminthoiden, Flyschfucoiden, Bryozoen; Foraminiferen: *Orthophragmina*, *Globigerina*, *Discorbina*, *Rotalia* und zahlreiche mikroskopische, aber auch einzelne makroskopische Nummuliten. Den ersten der letzteren, eine 3 mm große, megasphärische Form, wahrscheinlich *Nummulites variolarius*, entdeckte er 1912 am Gleckhorn. Die Verteilung der Fossilien ergab deutlich, daß die ganze Masse des Prättigauflysch eocän ist und zugleich, daß alle bisher namhaft gemachten Fossilien anderen Alters nur aus Einschlüssen in Breccientrümmern oder aus eingeschleppten Schollen anderer Decken stammten. Der Prättigauflysch ist gewissen Partien im Glarner-Wildflysch ähnlich, indessen enthält er keine exotischen Blöcke; er stimmt vollständig überein mit den feineren Breccien des Niesenflysch. Die Albit- und Orthoklaskristalle, die Trümpy im Prättigauflysch so häufig fand, erwiesen sich ihm durch nähere Untersuchung deutlich als primäre Bildungen. Die ungeheure DM der liasischen Bündnerschiefer fehlt im Prättigau, Schanfigg und Stätzerhorngebiet.

Der Prättigauschiefer, mit ihm auch noch ein Teil der Schanfiggerschiefer und der Gesteine von Stätzerhorn und Oberhalbstein sind also eocäner Flysch.

Zu einer ganz anderen Deutung führten die südwestlicheren Vorkommnisse. Ch. Lory schloß aus der Lagerung der Schistes lustrés auf ihr vorherrschend triasisches Alter. J. Charpentier und Lardy hatten 1814 und 1822 am Nufenenpaß, Arnold Escher und B. Studer 1835—1840 in Val Piora und am Scopì (Lukmanier) im Zoisit-Granat-Stauroolith-Knotenschiefer des Bündnerschiefers *Belemnites paxillosus* gefunden. Seither sind die Funde durch Theobald, Alb. Heim, C. Schmidt, H. Preiswerk, Königsberger, Rothpletz, Welter, Salomon u. a. noch vermehrt worden (Ritzenhörner, im Rappental, bei Außerbinn, Grengiols, Z'matt bei Brig, Rheinwald, Schams, Lugnez, Lukmanier, Samnaun usw.). Manche Stücke ließen sich bestimmen als *Pentacrinus tuberculatus*, *P. basaltiformis*, *P. psilonotus*, *Gryphaea cymbium*, *Cardinia Listeri*. Marmorisierte Cardinien und einige einfach gerippte Arietiten sind nicht spezifisch bestimmbar. Unter dem Mikroskop sieht man in den Glimmermarmoren des Bündnerschiefers oft Reste von Echinodermengittern. Einzelne Kalksteinlagen erscheinen schon makroskopisch als Echinodermenbreccien.

Die Belemniten sind marmorisiert, haben aber oft die zylindrisch-konzentrische und radial-faserige Textur behalten. Oft sind sie zerrissen oder gebogen. Die Gryphäenschalen sind meist richtungslos marmorisiert, oft nur durch die Farbe vom einschließenden Gestein unterscheidbar. Die genannten Funde gehören vorherrschend der südlichen und östlichen Umrandung des Gotthard-M. und dem Schams an.

Im ganzen mittleren und westlichen Graubünden und ebenso durch Nordtessin und die penninischen Alpen ist die normale Schichtfolge stets: Altkristallin, Trias, Bündnerschiefer.

G. Theobald und Alb. Heim zweifelten sogar an der sicheren Unterscheidung liasischer und tertiärer Chondriten und betrachteten den Bündnerschiefer einheitlich als Lias. Alb. Heim hat 1891, auf Westbünden gestützt, das liasische Alter dieses Bündnerschiefers erwiesen, wurde aber vielfach überhört, bis auch Marcel Bertrand 1894 und dann Franchi und Stella in den Westalpen ebenfalls entscheidende, nur liasische Petrefakten darin fanden.

Der tiefere Bündnerschiefer, der die Hauptmassen in S und SW Graubünden, Tessin und Wallis bildet, ist Lias.

Richthofen war schon früher zu dem gelassenen Ausspruch gekommen: „Die Bündnerschiefer bestehen wesentlich aus Lias und Flysch“. Wer von NE kam, sah vorerst Flysch, bis er auf die Belemniten stieß, wer von SW kam Trias und Lias, bis er die Flyschchondriten fand. Eine Grenze ist noch heute nicht gefunden, und bisher sind alle Versuche, dieselbe zu ziehen, in Willkür getränkt. Studer ließ 1856 Liasschiefer und Flysch längs der Plessur zusammenstoßen. Ähnliche rein künstliche Grenzen nehmen Mojsisovics und Noé an. Steinmann betrachtet den Schiefer ohne Ophiolite, z. B. Viamala, für Flysch, denjenigen mit solchen für Lias, übersieht aber dabei, daß die Ophiolite auch der belemnitenreichen Zone Nufenen-Scopi fehlen. Er zieht die Grenze von den Splügener Kalkbergen weg nach Ilanz! In Mittelbünden war damals Steinmann vielfach verleitet, den Bündnerschiefer deshalb zum Flysch zu nehmen, weil er sich von dem dortigen liasischen Allgäuschiefer unterscheiden ließ. Indessen ist dieser Unterschied ursprünglich kein Altersunterschied, sondern ein regionaler Faziesunterschied. Der Bündnerschiefer ist der penninische, der Allgäuschiefer der ostalpine Lias, und damals gelang es noch nicht, diese nach Decken auseinanderzuhalten.

In dieser Verlegenheit verfiel schon 1884 Koch (Wien), dann Termier und Boussac auf die Idee der „série compréhensive“: im Ablagerungsgebiete des Bündnerschiefers sollte die tiefmerische Tonschieferfazies durch die ganze Schichtserie von der Trias bis ins Tertiär durchgehalten haben und der Bündnerschiefer eine Schichtreihe einheitlicher Fazies von der Trias bis ins Oligocän darstellen. Wir werden später die Gründe angeben, warum diese Auffassung nicht annehmbar ist.

Was wir heute bestimmt wissen ist nur: der Bündnerschiefer ist im NE (Prättigau, Schanfigg, z. T. bis Stätzerhorn) eocäner Flysch, im Unterengadin und Oberhalbstein und im SW (Lugnetz, Tessin, Wallis) größtenteils Lias; noch weiter gegen SW enthält er in seiner Basis noch obere Trias. Wir beschränken fortan den Namen „Bündnerschiefer“ auf die liasischen und höchstens noch Doggerschiefer und werden in Zukunft den sicher tertiären Teil nicht mehr Bündnerschiefer, sondern Flysch, Prättigauflysch, Niesenflysch nennen.

Es muß sich also doch, der großen stratigraphischen Lücke entsprechend, eine Grenze zwischen Flysch und Liasbündnerschiefer finden lassen; sie muß gesucht werden. Vielleicht ist sie eine Überschiebung, die kompliziert verfaltet oder verschuppt sein kann; vielleicht ist sie eine Transgression von Eocän auf Lias, vielleicht ist sie ein stratigraphischer Übergang, und man findet noch trennende Oberjura- und Kreideschichten, wenn auch verkümmert, dazwischen.

Zyndel glaubt zwischen Schams und Schyn streckenweise eine Überschiebung gefunden zu haben, desgleichen Hermann Meyer an der W-Seite des Schams. Trümpy findet im Prättigau an der Unterlage der eocänen über den vielleicht liasischen Schiefen keine klare Grenze.

Der eigentliche oder liasische Bündnerschiefer

(Schistes lustrés der penninischen Zonen).

Alb. Heim, Abschnitt Bündnerschiefer in „Beiträge“ Lfg. 25, 1891.

Die Tektonik verunmöglicht sichere Mächtigkeitsangaben. Gewiß aber beträgt die ursprüngliche Mächtigkeit der Bündnerschiefer über 2000, vielleicht 5000 m (E Vals, Alb. Heim 3000 m). In der Hauptsache ist dieser Schichtenkomplex eine dunkle, oft graphitschwarze Tonschiefermasse, die aber alle möglichen oft repetierten Einlagerungen der Mischungsgesteinsreihen vom kalkfreien durch den kalkhaltigen und kalkreichen Tonschiefer („Kalkphyllit“) bis zum Kalkstein bezw. Marmor, und der sandigen Kalkschiefer und Tonschiefer bis zum Kieselkalk, zum Sandstein oder gar zum Quarzit enthält. Die klastischen Einlagerungen sind spärlicher als im Prättigauflysch und gehören meistens der Basis an. Dann tritt aber noch in hohem Maße zonale Mannigfaltigkeit durch DM hinzu, die dagegen beim Prättigauflysch, außer etwas Serizitbildung, nur wenig bemerkbar ist. In der Bedrettozone ist zur Abgrenzung gegen die oft mächtig unterliegenden Quartenschiefer der Gehalt an Graphitoid bezeichnend, der den Schiefen ihre meist dunkle Farbe verleiht. Fast alle Mineralien des Schiefers sind von feinsten Graphitoidstäubchen imprägniert, oder es häufen sich dieselben schlierig an. Durch Glühen verschwinden sie, durch Auflösen in Flußsäure bleiben sie zurück und lassen sich dann leicht verbrennen. In manchen Abänderungen ist Graphitoid so reichlich, daß das ganze Gestein metallischen Graphitglanz annimmt (z. B. Piz Terri SE-Seite). Die Sekretionsadern von Quarz und Calcit, die bald in den Schichtfugen, bald quer dazu verlaufen, stechen weiß und gelb aus dem dunkeln Gestein hervor (Viamala usw.).

Krige (Eclogae 1918) stellte seine Analysen über die dunkeln Bündnerschiefer zusammen mit denen anderer Autoren. Darnach liegt der Gehalt der wichtigsten Substanzen zwischen folgenden Prozenten:

SiO ₂	= 21,96 bis 79,3	CaO	= 0,39 bis 46,11
TiO ₂	= 0 „ 3,4	MgO	= 0,13 „ 13,75
Al ₂ O ₃	= 1,43 „ 42,51	K ₂ O	= 0 „ 7,34
Fe ₂ O ₃	} = 0,78 „ 16,94	Na ₂ O	= 0 „ 5,18
FeO		CO ₂	= 0 „ 30,04

Der große Wechsel im Mineralbestand, ohne oder mit Met., ist darnach verständlich. Die Extreme (Kalkstein, Quarzit) sind in obigen Zahlen nicht eingeschlossen.

Die verbreitetsten Dm-Formen der Bündnerschiefer sind Marmore, Glimmermarmore, glimmerige Kalkphyllite, Chloritoidschiefer mit Feldspat, Zoisit und Epidot, Granatphyllite (oft als Knotenschiefer), Biotit, Disthen, Staurolith und auch Hornblende führende Schiefer in allen denkbaren Abänderungen. Serizit und Biotit sind fast immer reichlich vorhanden. Manche der Mineralneubildungen treten porphyroblastisch auf. Rutilnadelchen sind in fast allen Abänderungen verbreitet.

C. Schmidt, van Holst, Preiswerk und Krige erwähnen aus den Dm-Bündnerschiefern über 30 Mineralien: Calcit, Quarz, Biotit, Muscovit, Sericit, Margarit, Paragonit, Clintonit, Chlorit, Chloritoid, Aktinolit, Plagioklas, Epidot, Zoisit, Zirkon, Skapolith, Granat, Disthen, Apatit, Hornblende, Rutil, Zirkon, Turmalin, Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Pyrit, Anthrakoid, Graphitoid. Da-

gegen fehlen, außer an den Ophiolitkontakten, die spezifischen Kontaktminerale, wie Diopsid, Andalusit usw.

C. Schmidt unterschied bei den metamorphen Bündnerschiefern folgende Typen: 1. glimmerige Kalkphyllite, z. T. Echinodermenbreccien, bestehend aus Calcit, Quarz und Muscovit; 2. Zoisit-, Clintonit- und Feldspat-führende Kalkphyllite mit Echinodermen, Belemniten und Cardinien; 3. schwarze Clintonitphyllite mit Belemniten; 4. Zoisit- und Granat-Phyllite mit Belemniten; 5. Granat- und Zoisit-Hornfelse; 6. Quarzfreie, zweiglimmerige Schiefer mit Disthen, Zoisit, Epidot und Staurolith; 7. Quarzreiche Glimmerschiefer mit Granat, Strahlstein, Staurolith, Disthen, Epidot, Zoisit, Biotit, Plagioklas, Turmalin usw.; 8. Strahlsteinquarzite. Ich möchte noch hinzusetzen: 9. Albit-Biotit-Gneise.

In den „Beiträgen“ (Erläuterungen, Heft 6 und Lfg. 26 n. F. 1918) unterscheiden C. Schmidt und H. Preiswerk im Simplongebiete:

Kalkphyllite, wesentl.: Calcit, Quarz, Muscovit, Sericit; access.: Plagioklas, Zoisit.

Granatschiefer, in Grundmasse wie oben liegen kleine bis nußgroße Granatporphyroblasten (Almandine), die alle andern Gemengteile als Einschlüsse enthalten, access.: Staurolith, Zoisit, Sprödglimmer und andere. Die Biotitblättchen oft quer zur Schieferung gestellt.

Zoisitschiefer, hornfelsartig mit Zoisitknoten, access.: Staurolith, Chloritoid, Turmalin, übergehend in schwarze Staurolithphyllite.

Schwarze Sprödglimmer-Dachschiefer; die Sprödglimmer stehen quer zur Schieferung. Sehr feinkörnige Masse aus Muscovit, Quarz, Feldspat, Calcit, Zoisit, Granat, Rutil, Turmalin, Graphitoid.

Sandsteine und Quarzite führen Muscovit, Biotit, Hornblendebüschel. Am Faulhorn beim Griesgletscher wechsellagern die Quarzitriffe mit Cardinienbänken. Diese Psammitfazies gleicht dem Lias am Torrenthorn.

Braune quarzige Schiefer mit Biotit, ähnlich feinkörnigen Gneisen. Access.: Hornblendebüschel.

Die Mannigfaltigkeit ist groß, die Gruppierung etwas willkürlich, die Typen nach Gegenden wechselnd. Krige (Petrograph. Untersuchg. im Val Piora, Eclogae 1918) beschreibt nach sorgfältiger mikroskopischer und chemischer Untersuchung vom S-Rand des Gotthard-M. 35 Abänderungen in 19 Gruppen.

Die Bündnerschiefermarmore (DM) sind meistens feiner im Korn, stärker organisch pigmentiert, glimmerreicher, und gehen eher in quarzreiche glimmerige Phyllite über, als die Dm-Marmore der Trias.

Die Met. beginnt mit der Ausscheidung von Rutilnadelchen und von Sericit. Sie setzt dann fort mit der Bildung von Kristallskeletten, von Zoisit und Granat, und mit der Marmorisierung der Kalksteine. In feinsten Gesteinsfäserchen von Quarz, Graphitoid und Sericit erhalten, setzt die ursprüngliche Schichtung oft noch sichtbar durch die Porphyroblasten und verrät Drehungen der letzteren während oder seit ihrer Ausbildung (Fig. 42). Es treten in Masse besonders die Glimmerminerale, spärlicher Staurolith und Hornblende hinzu. Das Feinklastische wird mehr und mehr kristallinisch, und schließlich ist alles ummineralisiert. Diese Umwandlungen nehmen mit der tektonischen Einklemmung und der Tiefe zu (S. 113 und 114). Im allgemeinen erreicht die DM der Bündnerschiefer auf der Strecke Simplon—Tessin—Lukmanier—Hinterrhein ihre stärkste Ausbildung. Hier eben sind die tektonisch tiefsten Einfaltungen zwischen den penninischen Deckenmassiven bloßgelegt. Alle die Neumineralisationen sind mit intensiver Umformung der Texturen verbunden. Dünne Schieferungen bis ins mikroskopische Korn hinein, Feinfältelungen in ungeheuren Verwicklungen, Linearstreckungen gehen durch die Massen hindurch. Die Met. geht also Hand in Hand mit der mechanischen Deformation und ist unabhängig von der Nähe eines Kontaktes mit den Intrusivgesteinen. Kein

metamorphosierender Eruptivgang aus den Zentral-M. erreicht den Bündnerschiefer, nur die darin eingeschlossenen Ophiolithe und der Bergellergranit erzeugen lokale CM am Bündnerschiefer. Die gewaltige Met. der Bündnerschiefer ist keine CM, sondern DM.

Der Unterschied in der tertiären DM bei den altkristallinen Massivgesteinen einerseits und den mesozoischen Sedimenten andererseits springt in die Augen. Dort Kataklyse, Zertrümmerung schon vorhanden gewesener (ursprünglicher oder altmet.) Mineralien und Umwandlungen solcher (Epidotisierung, Saussuritisierung, Sericitisierung usw.). Hier meistens keine Kataklyse, weil vor der Stauung noch keine Kristalle vorhanden waren, keine Durchsetzung von Feldspat mit Sericit, Biotit mit Chlorit oder Epidot, weil Feldspat und Biotit noch nicht da waren, dagegen porphyroblastische Neubildung von Calcit, Zoisit, Granat, Sericit, Biotit, Feldspat usw. usw. Die gleiche Pressung hat im altkristallinen Gesteine schon Vorhandenes zerstören oder umwandeln, im noch klastischen Sediment aber Fehlendes neu schaffen müssen. Was durch sie neu geschaffen ist, ist in der Regel nicht gleichzeitig von ihr wieder zerstört worden.

Konglomerate und Blockschichten sind im Bündnerschiefer nicht häufig; am ehesten erscheinen sie als Basiskonglomerate. In die Bedrettozone eingeschaltet hat Preiswerk beiderseits der Alpe di Cristallina ein Riesenconglomerat auf über 7 km Streichen mit steilem Nordfall verfolgt. Die Gerölle sind unvollkommen gerundet, bis 1 m³ groß und bestehen aus Granitgneisen, Augengneisen, Apliten, zuckerkörnigen Dolomiten; das Bindemittel ist Arkose. Am Obersee E des Ofenhorn finden sich ebenfalls polygene Konglomerate über Trias in der Basis des Bündnerschiefers. Wahrscheinlich gehören auch manche polygenen Conglomerate des Schams (z. B. Piz Vizan) und Gesteine im unteren Teil der Niesen-D. hierher. Van Holst fand Dolomitgerölle am Scopi im Übergang vom Quartenschiefer zum Bündnerschiefer. Bei Canicùl enthalten Konglomerate zwischen Triasdolomit und Rophnaporphyröid Trümmer von Augengneis, Quarzit und Dolomit. Alle diese Basiskonglomerate, ob sie der Trias oder dem unteren Bündnerschiefer angehören, enthalten Trümmer aus den oberen Zonen der nahen kristallinen Massive, die ungleich in Größe und Rundung und nicht als Mylonite entstanden sind. Sie sind analog der „brèche du télégraphe“. Argand berichtet, daß laminierte Marmore im Wallis (z. B. Gebiet des Grand Combin usw.), die früher vielfach als Trias genommen wurden, hoch Dm Liasbreccien sind. Daraus ergibt sich: Prätriasisches Alter der kristallinen Deckenmassivgesteine, Denudation gegen Schluß der paläozoischen Zeit, Küsten-erosion und Transgression des Mesozoikums. Diese letztere ist annähernde Paralleltransgression, älter als die Dislokation.

Grünsteine der Bündnerschiefer.

Noch viel mannigfaltiger werden die südlicheren Zonen entstammenden Bündnerschiefer von Oberhalbstein, Arosa und Engadin, ferner im Wallis und Aostatal dadurch, daß dort ein Reichtum ophiolitischer Eruptiva mit ihren Tuffen sich einstellt. Diese Grünsteine gehören besonders dem tieferen Teil der Bündnerschiefer an und erscheinen ausnahmsweise sogar schon zwischen den altkristallinen Schiefen, den Schichten des Carbon und der Trias. Meistens haben sie die Form

von in verschiedenen Horizonten wiederholten konkordanten Linsen und Lagergängen von bloß $\frac{1}{2}$ m bis zu über 300 m Mächtigkeit. Für Wallis und Piemont hebt Argand hervor, daß, wenn man die penninischen Decken sich wieder abgewickelt und ausgeglättet denkt, von N nach S folgende Gesteinsverteilung in der „penninisch-piemontesischen Geosynklinale“, erkennbar ist:

1. Die Grünsteine (pietre verdi, Ophiolithe) fehlen noch am S-Rand des Gotthard und zwischen den Tessiner-M. Sie nehmen dann gegen das Innere des Bündnerschieferbeckens zu bis in die Zone von Ivrea. Unter der St. Bernhards-D. und an deren Stirn, d. i. in der Zone Sion—Val Ferrex, sind sie selten. In der Synklinale zwischen St. Bernhards- und Mte. Rosa-D. (der Zone von Evolena—Grand Combin) werden sie ziemlich häufig. Auf dem Rücken des St. Bernhard-M. nehmen sie weiter zu, und in der mesozoischen Zone über Mte. Rosa und unter der Dent Blanche-D. (Strahlhorn—Zermatt—Val Tournanche) herrschen sie stark über die grauen Bündnerschiefer vor, und es stellen sich darunter die ersten massigen basischen Eruptiva ein. Im Gewölbeschenkel der Dent Blanche-D. und bis an die Ivreazone herrschen dann die massigen Ophiolithe vor. Die Ivreazone selbst dagegen hat keinen Zusammenhang mit den Ophiolithen der Bündnerschiefer.

2. Die allgemeine Met. nimmt im abgewickelt und ausgeglättet gedachten Bündnerschiefergebiet von N nach S zu.

Auch im Bündnerschiefergebiete von Graubünden zeigt sich, daß die tektonisch tiefsten, ursprünglich geographisch nördlichsten Bündnerschiefer von Chur zum S-Rand des Gotthard bis über Nufenen und Brig noch keine Grünsteine enthalten. An der N-Stirn des Adula-M. (Vals) stellen sie sich als konkordante Grünschiefer-einlagerungen im grauen Schiefer ein. Auf dem Rücken der Suretta und durchweg unter den ostalpinen Decken (Oberhalbstein, Malenco, Plessurgebirge, Umrandung des Unterengadinerfensters) verdrängen sie vielfach die grauen Glanzschiefer, und zudem nehmen in dieser Richtung die Bündnerschieferkalke und Marmore zu.

Mit der petrographischen Untersuchung der im Bündnerschiefer enthaltenen Ophiolithe haben sich Schäfer, Rolle, Schmidt, Bonney, Novarese, Preiswerk, Roothaan, E. Argand, R. Staub u. A. abgegeben. Durch eine ungewöhnliche Ausbildung stechen aus allen hervor die Gabbro von Oberhalbstein und die herrlichen grobkörnigen Eklogite und Saussurit-Smaragdit-Gabbro des Saastales (Mischabel-Allalingletscher). Im übrigen sind die Mehrzahl Grünschiefer Prasinite (Kalkowsky 1886, Grubenmann: Gruppe IV, Ordnung 3, oberste Zone) geworden. Hie und da begleiten auch rote Schiefer die grünen. Zu den Grünschiefern von Vals gehört auch ein Chloritschiefer mit schönen Magnetitoktaedern (Alp Rischuna).

Die meisten Beobachter halten die Ophiolithe für Intrusionen eines diabasischen oder gabbroiden Magmas. Steinmann hält sie für Ergüsse am Tiefmeergrunde. Roothaan nimmt die Grünschiefer des Valsgebietes ebenfalls für untermeerische Ergüsse und deren Tuffe, und weist darauf hin, daß die Ergußprasinite etwas basischer seien als die als Intrusionen entstandenen (z. B. die Engadiner). Weitere Nachschübe von intrusivem Material brachten noch basischeres Magma, das zu Peridotit, namentlich Wehrlit und Dunit erstarrte. Ihre jetzige Ausbildung erhielten die Gesteine durch die alpine DM, die den ursprünglichen Gesteinscharakter bis auf Spuren (diabasische Strukturelikte, Pyroxenrelikte) verschwinden machte. Aus Olivinfels und Wehrlit entstanden Antigorit-Serpentine, Talk und Tremolitgesteine; aus den Diabasen Amphibolitprasinite, Chloritprasinite (Ovardit) und Amphibolklinozoisitschiefer. Die Grünschiefer von Vals sind Chlorit-Epidot-Albitschiefer. Im umgewandelten Diabas wie im Cm Kalkphyllit hat sich meistens Albit als Neubildung eingestellt. Die aus der ursprünglichen Gesteinsreihe: Gabbro-Diorit, Gabbro, Diabas,

Dunit, Wehrlit, Pikrit entstandenen Sekundärmineralien sind: Hornblende, Chlorit, Sericit, Epidot, Klinozoisit, Zoisit, Granat, Titanit (Leukoxen), Rutil, Plagioklas, Quarz, Salit, Mikroklin. Die Met. an den Ophioliten sind teilweise Dm geschiefert und gefältelt. Vielfach sind zwei Phasen von Dm darüber gegangen kristalloblastische Komponenten sind wieder gebrochen und verdreht (Roothaan).

CM der Bündnerschiefer an ihren Ophioliten ist nicht oft zu finden. DM hat sie oft wieder verwischt. Indessen haben die Beobachtungen sich doch gemehrt.

Preiswerk, H. P. Cornelius, R. Staub und Roothaan haben in den Kontaktgesteinen hier und da jene für Diabaskontakt bezeichnende Vermehrung des Kieselsäure-, Natron- und Titansäuregehaltes gefunden. Am Gornergart hat Argand ausgezeichnete CM an den Ophioliten beobachtet. Am Piz Lunghino (Maloja) ist Triasdolomit am Serpentin-(Peridotit-) Kontakt zu Vesuvianfels und Diopsidfels verwandelt. R. Staub hat an sehr vielen Stellen (Silvaplanersee, Silsersee, Alp Seß im Oberhalbstein, Passo d'Uer im Puschlav, am Septimer, Forcellina Avers usw.) Triasdolomiteinschlüsse im Serpentin in Diopsidfels oder Vesuvianfels metamorphisiert gefunden. Den Gabbro des Stallerberges traf er reich an solchen Einschlüssen; in demjenigen des Piz Platta-Gipfels fand er Bündnerschiefer und Radiolarit (Malm). An einer Prasinitkontaktstelle bei Vals ist nach Roothaan der Bündnerschiefer massiger Marmor mit Strahlstein und Feldspatkristallen geworden, und am Bernardinopaß fand Erna Heydweiller Kalke nur lokal an den Berührungsstellen mit Ophioliten marmorisiert. Sie fand CM an der Unterlage wie im Dach der Ophiolite am Bernardinopaß, und schloß daraus, daß sie hier nicht Ergüsse sondern Intrusionen waren. Cornelius fand die Malojaschiefer als Einschlüsse im Serpentin bei Cravasalvas in Ribikitgarbenschiefer verwandelt.

Die Ophiolite sind jedenfalls jünger als Trias. Gewiß wird es ältere und jüngere Intrusionen oder Eruptionen gegeben haben. Steinmann hatte schon lange Durchbruchslagerung von Ophioliten an einem Konglomerat bei Arosa beobachtet, das Radiolaritgerölle enthält und das er für Cenoman hält. Mit dieser Ausnahme ist bisher kein Ophiolit in Kreide oder gar im Flysch gefunden worden. Die Masse der Ophiolitintrusionen fand nach dem Lias und vor dem Malm statt. Die Lagergänge im Altkristallinen und in der Trias brauchen nicht älter zu sein, während andererseits nur selten Nachläufer den Malm oder gar die Kreide erreichen. Für die Altersbestimmung ist ferner maßgebend, daß die Ophiolite harmonisch mit den sie einschließenden Gesteinen verfaltet und verfrachtet und Dm geworden sind. Sie haben also die ganze Deckenfaltung miterlebt. Da nun im westlichen Piemont auf abgewitterten Flächen der Deckenwurzeln Oberoligocän transgrediert, kann die Hauptdeckenbewegung nicht jünger als Oligocän sein. Mir scheint, schon das totale Fehlen der Ophiolite im penninischen Flysch sei ausreichend, um sie auch als voreocän zu bezeichnen. Samt Vorläufern und Nachzüglern sind somit die Ophiolite wahrscheinlich durchweg mesozoischen Alters.

Wie schon erwähnt, gibt es außer im Bündnerschiefer auch noch, freilich spärlicher, Ophiolite in der Trias, im Carbon und in den altkristallinen Schiefen. Die Produkte ihrer Met. (Talkschiefer, Serpentine, Prasinite) können völlig gleich, wie die Grünschiefer der Bündnerschiefer geworden sein. Solche finden wir im Innern der penninischen Decken-M. vom St. Bernhard im Wallis bis an die Maloja, genau so wie in dem sie umhüllenden Mesozoikum. Es können auch die gleichen Intrusionen gewesen sein, welche gleichzeitig in die Schichtfugen verschiedenen Alters eingedrungen sind. Das Fehlen der zugehörigen Wurzelgänge ist vorläufig noch ein Rätsel. Die Deckenbewegung muß die Lagergänge von ihren Wurzelgängen abgerissen und verschleppt haben.

Das penninische Mesozoikum enthält nur wenige Nutzgesteine: Gips wird vielfach ausgebeutet; kieselige Kalke im Bündnerschiefer (z. B. unterer Teil der Via Mala und des Schyn.), Dolomite der Trias sind gute Bausteine. Quarzite der Trias vom Anstehenden wie aus Geröllen werden hier und da als Pflastersteine, zur Glasfabrikation oder zur Herstellung von Ferrosilicium (Monte Piottino) verwendet. Gelegentlich reicht die Qualität der Schiefer für Bedachungen aus. Von besonderem Interesse sind Ofensteine (Talkschiefer) aus Ophioliten entstanden. Solche werden im Wallis ausgebeutet S Evolena, und zwar in ca. 1650 m Höhe S und E Haudères, S Portclaz.

Eine nähere Stratigraphie innerhalb der Bündnerschiefer ist noch ganz unmöglich, indem die Petrefaktenfunde zu spärlich, die Gesteine zu variabel und zu wiederholend sind und das ganze Bündnerschiefergebiet in einer nicht abzuwickelnden Komplikation, erinnernd an den Flysch, verfaltet und verschiefert, zerdrückt und gestaut, verschoben und verfrachtet, verknetet und verschuppt ist. Von Beginn der Trias hielt die Senkung im Allgemeinen an bis zur Bildung der vorherrschend bathyalen Bündnerschiefer.

Übergänge von der penninischen Jurafazies, d. i. vom Bündnerschiefer, gegen ursprünglich umliegende andere Ausbildungsformen jurassischer Gesteine sind ringsum spärlich. An der Narbe Rheintal—Rhonetal—Val Ferrex stößt der Bündnerschiefer unvermittelt an den helvetischen Jura. Am S-Rand des Gotthard-M. ist er typisch ohne jeden Anklang an Nachbargebiete ausgebildet. In der Garvera—Urseren-Mulde ist noch der Quintnerkalk als helvetisches Glied zu erkennen, alles tiefere ist schon mehr verbündnerschiefer. Wenn man sich übrigens die tiefe Mulde von Urseren abgewickelt denkt, dann ergibt sich wohl die nötige Distanz für den Faziesunterschied vom Helvetischen zum Penninischen. Gegen E, erst über der Margnadecke in den unteren ostalpinen Decken, sind Bündnerschiefer und Dogger zum Allgäuschiefer geworden. Der Malm bildet insofern eine Brücke vom penninischen zum ostalpinen, als er als „Hyänenmarmor“ (Cornelius: grünstreifig laminiertes Marmor, Oberdogger? Schiltkalk?) und darüber als roter und grüner Schiefer mit Radioarilitbänken schon im Dach der Margnadecke (Silsersee, Oberhalbstein) auftritt und in gleicher Art die ostalpinen Decken krönt.

Gegen S erreichen die Bündnerschiefer ihre Grenze mit der Zone von Ivrea. Auf der Innenseite der letzteren, im insubrischen Gebiete, sind nirgends mehr solche gefunden worden. In der Strona-Veltlinerzone steckt nach Argand ein Stock von Intrusiva, welcher während langen Perioden überhaupt die S-Grenze der penninischen Geosynklinale gebildet haben soll.

Die Bündnerschiefermasse mit ihrer hohen Plastizität, Gleit- und Fältelungsfähigkeit, welche durch die Dislokation (Gleitminerale usw.) noch vermehrt worden ist, war für die Bewegung der penninischen und zum Teil noch der ostalpinen Decken darüber in ähnlicher Art Schmiermittel und Füllmasse wie der tertiäre Flysch für die helvetischen Decken.

c) Jüngere Sedimente (Dogger bis Flysch) der penninischen Decken.

In Tessin, Aostatal und Wallis sind Anzeichen jüngerer Gesteine über dem liasischen Bündnerschiefer nicht gefunden. In der Margna-D., der Fortsetzung der Dent-Blanche-D., finden wir noch eine stratigraphische Fortsetzung, die über den Bündnerschiefer hinaus die Schichtreihe der penninischen D. bis in das Tertiär

ergänzt. Im Oberengadin hat der penninische Lias Breccien- und Glanzschieferfazies. Der Dogger setzt als Schistes lustrés fort und enthält überdies Aptychenkalk. Der Malm, bunter Schiefer mit Radiolarit (rotem, tiefmeerischem, Radiolarien reichem Kieselhornstein) und „Hyänenmarmor“ (Oberengadin und Oberhalbstein), bedeckt den Aptychenkalk. Stellenweise wird der ostalpine Radiolarit (Lischanna) und im Oberhalbstein E Seite die roten Kieselschiefer (Malm) von dünnen Schichten von Manganerzen (Ausbeute an mehreren Stellen) begleitet. Kreidesedimente sind von R. Staub unter dem P. Scalotta (Oberhalbstein) gefunden worden. Er deutet die dortigen Fleckenmergel als Neocom, die Globigerinenschiefer als couches rouges. Sie kommen außerdem, wie auch Quintnerkalk, in Geröllen im überliegenden eocänen Flysch vor. Der eocäne Flysch (braune glimmerige Sandsteine) der Schamserdecken, des Oberhalbstein und des Prättigau („Ruchbergsandstein“ Trümpy) gehören vermutlich zur Margna-D. und damit zur Dent-Blanche-D. Der Flysch der mittleren und nordöstlichen Bündneralpen liegt unter den ostalpinen D., angehäuft in den Stirnregionen der penninischen D. und über dem liasischen Bündnerschiefer. Er ist das stratigraphisch höchste Glied des penninischen Faziesgebietes. Wo Dogger und Malm fehlen und Flyschschiefer direkt auf Liasbündnerschiefer liegt (Oberhalbstein, Schams, Domleschg), kann es sich teils um eine Überschiebung, teils um eine Transgression handeln, oder die Zwischenglieder sind der Beobachtung noch entgangen.

Daß die Schichtreihe der penninischen Zone auch im Wallis einst Flysch enthielt, ist zuerst von Argand vorausgesehen und erst später durch die Funde an der Nordseite der autochthonen M. erwiesen worden: Wie der Prättigauflysch, so liegt auch der Niesenflysch unter den ostalpinen Klippendecken und über den zerquetschten helvetischen Decken. Im überbrandeten Gebiete (Niesenzone) entdeckte Lugeon (C. R. Ac. Sc., Paris 1914) einen wichtigen Aufschluß an der Straße etwa 1 km N des Dorfes Gsteig (N Sanetschpaß). Von unten:

5 m sichtbar grüne kristalline Schiefer vom Typus Casannaschiefer der Bernhard-D.; 3 m untertriasischer Quarzit, laminiert; 6 m plattiger weniger dolomitischer Kalk der mittleren Trias; 2 m dolomitischer Kalk in dicken Bänken; 0,5 m grüne Schiefer der oberen Trias; 1 m grauer Liaskalk; 15 m grobe kristalline Breccie aus Kalkstein und kristallinen Schiefen, übergehend in gut geschichteten Niesenflysch.

Dieses Profil ist in Fig. 166a mit unbedeutenden Abänderungen durch Arn. Heim 1920 dargestellt.

Im Flysch finden sich die groben Breccien im basalen Teil, welcher der ursprünglichen Ablagerungssohle des Flysch entspricht. Man mußte also hier an eine Transgressionsformation des Flysch denken, dessen Einschlüsse von den jeweiligen nächsten Erosionsufern stammen und stratigraphisch eingebettet worden sind.

Der wichtigste Schluß, den Lugeon aus seinem Funde gezogen hat, lautet: Die Niesenflyschdecke ist die Stirnwelle einer penninischen Decke. Wegen des Casannaschiefers dachte er zuerst an die St. Bernhards-D., wo solche vorherrschen. Indessen es fehlt Carbon und die Trias-Liasreihe hat mehr Ähnlichkeit mit dem Profil im Gewölbeschenkel der Dent-Blanche-D. am Mont Dolin. Der Casannaschiefer kommt auch in den höheren penninischen D. vor,

oder kann auch eine mylonitische Fazies eines anderen penninischen kristallinen Gesteines sein. R. Staub (Beiträge n. F. Lfg. 76, 1917) kommt durch Faziesvergleiche mit Graubünden zur Ansicht, daß die Niesendecke als Stirn der Dentblanche-D. zu betrachten sei.

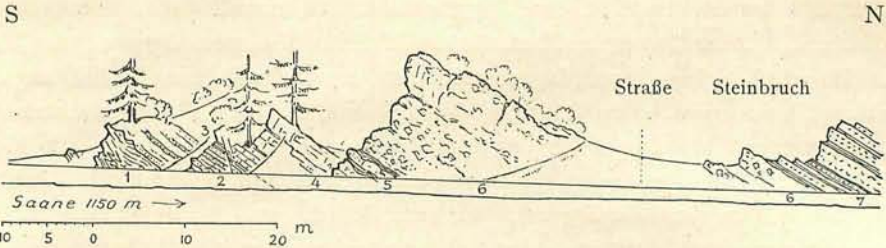
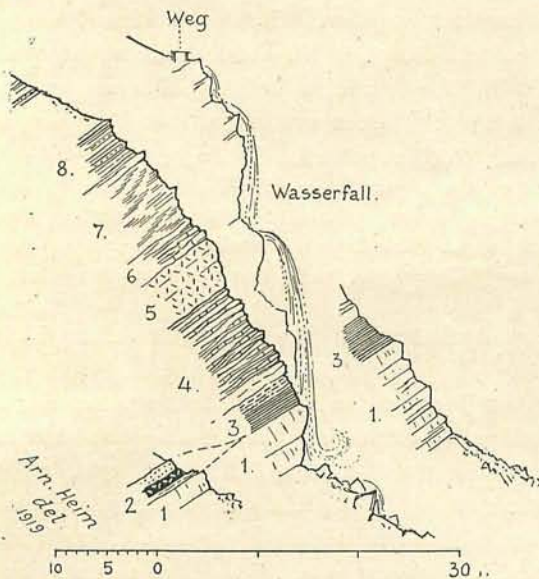


Fig. 166 a. Das Profil der Niesenbasis an der Straße N Gsteig, aufgenommen von Arn. Heim 1920.

1 = grüner Casannaschiefer, paläozoisch; 2 = 4,5 m Trias-Quarzit, oben mit schieferigen Lagen; 3 = 0,7 m Quarzitphyllit mit Dolomitlinsen; 4 = 7–8 m grauer zuckerkörniger Trias-Dolomit, unten 2,2 m dünn-schichtig-flaserig; 5 = 0,5–1 m grüner Phyllit, darüber 1 m hellgrauer Dolomitmalk mit grünen quarzitischen Einlagerungen, wohl obere Trias; 6 = ca. 25 m grobe Basisbreccie aus kristallinen Schiefern, Granit, Dolomit usw. bis $\frac{1}{2}$ m Blockgröße, gequetscht, auf 0,5 m grünem Phyllit einsetzend; 7 = bankiger Glimmersandstein und feinkörnige Niesenbreccie mit Schieferzwischenlagen.

Im Sommer 1919 hat Arnold Heim unter Laubberg NE Lenk im Liegenden des Niesenflysches das folgende Profil aufgenommen, das auffallend an Graubünden, z. B. Ilanz (S. 213) erinnert.

NW



SE

1 = 10 m dickbankiger hellgrauer Röttdolomit; 2 = 0,3 m Dolomitschiefer + 0,6 m Rauhwacke + 1 m mürber, poroser Dolomit; 3 = 2 m Quartenschiefer, rot, gelblich und grünlich + 1 m knolliger Dolomit mit grünlichen Tonfasern; 4 = Lias, unten 1–2 m flaserige Bänke von feinkörnigem grauem Kalk (Räth.?), darüber 8–10 m schwarzgraue feinkörnige Kalkbänke von 5 bis 10 cm mit ebensoviel Schieferzwischenlagen; 5 = 4–6 m massiger weißer bis rosafarbiger Spatkalk, Lias; 6 = 2–3 m Übergangsschichten, grünlich-gelbliche glimmersandige Schiefer, wechselnd mit Bänken und Flasern von körnigem hellem Kalk; 7 = 8 m feinblättrige graue Glimmersandschiefer, übergend in 8 = Bündnerschiefer, schwarzgraue Glimmerschiefer mit dünnen Sandsteinbänken und Plättchen feinkörniger Breccie (nicht Niesenbreccie), genau wie bei Ilanz, über 300 m; 4–8 = Lias.

Fig. 166 b. Trias—Lias-Profil an der Basis der Niesen-D. unter dem Laubberg, NE Lenk.

In dieser Schichtfolge ist stratigraphische Kontinuität vorhanden. Arn. Heim (Eclodge 1920) schloß daraus, daß die Basis des Niesenflysches dem Lias-Bündner-

schiefer entspreche. Allein nach seinen weiteren Beobachtungen 1920 folgt über dem Lias-Bündnerschiefer (Nr. 8) von Laubberg abermals Trias, und erst darüber der Niesenflysch. Es handelt sich somit um eine Faziesdifferenz zwischen den zwei übereinander geschobenen Serien: in der Niesendecke Niesenflysch auf Trias (Gsteig), in der darunterliegenden Schubmasse am N-Rand der Sattelzone mächtiger Lias-schiefer auf Trias (Näheres vergl. später Tektonik der Niesendecke).

Die bekannten Funde von Belemniten und auch Arietiten (Fischer-Ooster, Ischer, Renevier, Ch. Sarasin) im Niesenflysch entstammen wohl teilweise dem obengenannten Liaszug unter der eigentlichen Niesendecke, teilweise jurassischen Einschlüssen in der eogenen Niesenbreccie (Lac Lioson am Chaussy). Daß der Niesenflysch auch Kreide enthalte, wurde nach Funden von Inoceramen im Niesenflysch-Konglomerat erörtert (Arbenhorn E der Spielgerten nach Schardt in B. S. Vaud. Sc. nat. 1898, Aigremont bei Ormont nach Rössinger in Eclogae 1906).

Im unteren Teil der gewaltigen, wohl etwa 2 km mächtigen Niesenflyschmasse herrschen dunkle Schiefer mit Bänken von Sandstein und feiner Breccie vor (400 m). Darüber folgen die Bänke von grober Niesenbreccie und Konglomerat. Am Niesengipfel erreichen die einzelnen Breccienbänke bis über 10 m Dicke. Ihre Einschlüsse, die gelegentlich über 1 m Durchmesser erreichen (Chaussy), bestehen vorwiegend aus Dolomit und kristallinen Gesteinen. In feineren Breccienbänken der Gipfelregion haben Beck und Gerber kleine Nummuliten gefunden, die Boussac als beweisend für Eocän betrachtet (Beck, Eclogae 1912). Besonders bezeichnend für die Flyschabteilung des Niesengipfels zum Unterschied anderer Flyschzonen sind Bänke von dichtem blaugrauem Kalk vom Typus Quintnerkalk, die mit den Bänken von Sandstein und Breccien wechsellagern und wie die Schiefer Helminthoiden enthalten. Exotische Blöcke nach Art des Wildflyschs sind im Niesenflysch nicht bekannt, und die Breccien sind in Bänken, nicht in Blöcken vorhanden.

Am Grat der Tornettaz (Ormonts) lassen sich deutlich verschiedene Abteilungen des Niesenflysches unterscheiden, von unten: a) vorwiegend dunkle Schiefer mit Sandsteinbänken; b) Schiefer mit Bänken von Breccien und dichtem Kalk wie am Niesengipfel, sehr mächtig, Gipfel des Chaussy, Lac Lioson; c) ca. 80 m kompakte grobe polygene Breccie bis Konglomerat, mit bis 2 m großen Einschlüssen von Quarzit neben Glimmergneis, Granit, dichtem Kalk mit Silex, gelbem Dolomit usw., Felswände von Tornettaz; d) vorwiegend dunkle Schiefer mit Breccienbänken (Beob. v. Arn. Heim 1920). Eine Spezialuntersuchung des Niesenflysches würde wohl reiche Resultate ergeben.

Wichtig für die Beurteilung der Lias-Tertiärgrenze sind die Untersuchungen von Trümpy im Prättigau (vergl. S. 495), der in den Konglomeraten des eocänen Ruchbergsandsteines neben kristallinen Geröllen auch solche von Jura- und Kreidesedimenten nachweisen konnte, die an die helvetische Fazies erinnern. Er schließt daraus auf eine regionale Denudation des jüngeren penninischen Mesozoikums und darauf folgende Transgression des eocänen Flysches.

Sieht man sich zum Vergleich weiter im penninischen Gebiete um, so trifft man nach den Beobachtungen von Kilian, Révil, Termier, Lory auf folgende Tatsachen: auch im Briançonnais findet man keine „Série compréhensive“ von den Schistes lustrés bis zum Eocänflysch,

sondern zwischen beiden oft eine lückenhafte Serie mit „Marbre en plaquettes“, der teils oberer Malm, teils S penninische „Couches rouges“ bedeutet. In der Zone der Aiguilles d'Arves aber transgredirt Flysch mit polygenen Basalbreccien unmittelbar auf gefaltetem Liaskalk oder Glanzschiefern. Nördlich des Arc und der Isère transgredirt stets Eocänflysch auf Bündnerschiefer, und die Grenze beider war erst lange nicht zu finden. In der vierten „écaille du Briançonnais“ (Termier) transgrediren sogar die Tertiärkonglomerate auf der altkristallinen Unterlage. Diese Beobachtungen gehören alle dem Nordrand der penninischen D. an — ganz ebenso wie der Prättigau-flysch und wie der über das Aar-M. überbrandete Niesenflysch. Wir erkennen daraus, daß die normale Schichtreihe der penninischen D. lückenhaft ist, daß in derselben Dogger, Malm und Kreide entweder nur rudimentär ausgebildet sind oder ganz fehlen, so daß vielfach regelrecht Flysch auf Bündnerschiefer transgredirt. Die penninischen D. haben ihre jüngsten Glieder nach Gephlogenheit der Decken an ihren nördlichen Stirnrand hinaus abgeschoben und gehäuft (Niesenflysch, Prättigauflysch, Wildflysch?). Nur hier und da (Niesen) ist noch der Bündnerschiefer darunter sichtbar. Aufgabe der Zukunft ist es, die Transgression, die oft zugleich Abscheerungsfuge geworden sein mag, im Niesengebiet und durch Graubündens Berge zu suchen und zu verfolgen. Wahrscheinlich sind die schwachen Radiolaritlager mit Manganerz im Oberhalbstein und Ähnliches, einst für normale Einlagerungen im Bündnerschiefer gehalten, der den Lias vom Eocän trennende Malm.

Die penninische Schichtserie umfaßt somit folgende Abteilungen, von oben:

Eocäner Flysch (Prättigau, Oberhalbstein, Niesen), transgressiv z. T. mit Basis-konglomeraten;

Kreide, Fleckenkalke und Globigerinenschiefer (im Oberhalbstein und in der Niesenzone?);

Malm als Radiolarit und „Hyänenmarmor“ (P. Scalotta und Margna-D.);

Dogger-Aptychenkalk mit Glanzschiefer (in Oberengadin und Oberhalbstein);

Lias Bündnerschiefer, einschließend Ophiolite, an der Basis oft Konglomerate („brèche du telegraph“);

Trias (helvetisch-penninisch);

anthrazitführendes Carbon;

Carbon-Casannaschiefer,

Glimmerschiefer, Gneise, Granite, z. T. } altkristalline Gesteine.
mit basischen Einlagerungen,

II. Gebirgsbau (Taf. XXIII—XXVII).

1. Übersicht und westlicher Teil.

Außer den S. 477 schon zitierten Karten sind besonders zu nennen:

Lugeon, Coupe géol. du Massif du Simplon, C. R. Acad. Sc. 1902.

H. Schardt, Note sur le profil géol. et la tectonique du Simplon etc. Eclogae 1904.

H. Schardt, Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstiches, Verh. S. N. G. 1904.

Lugeon et Argand, Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont, C. R. Acad. Sc. 1905.

H. Schardt, Géologie des Alpes du canton du Valais, Bull. Soc. Murith. Valais 1908.

E. Argand, Les nappes de recouvrements des Alpes occidentales essai de carte structurale. Bei-träge Spezialkarte Nr. 64 mit Profiltafeln 1911; Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines leurs prolongements structuraux. „Beiträge“ n. F. Lfg. 31 1911, ferner viele Arbeiten in Bull. Soc. vaud., Eclogae etc.

Schon die geologische Kartierung der Penninischen Alpen durch Gerlach hat das liegende Antigoriogneisgewölbe ergeben und zeigt richtig, daß die „Glimmerschiefer“, in welchen das ganze Nikolaital unterhalb Zermatt bis über Stalden eingeschnitten ist, linksseitig die steilen Gehänge bis

ca. 3000 m Meerhöhe bilden, daß sie dort oben in meist flacher Lagerung von einigen hundert Metern mesozoischer Sedimente überdeckt werden und daß auf diesen die ungeheuren 1000—1500 m mächtigen, von Gerlach als „Arollagneis“ bezeichneten Massen der Dent Blanche—Weißhorn Gruppe aufliegen. Im SW hatten 1892 und 1899 Kilian und Haug im Embrunais und Ubaye große Überschiebungen gefunden.

Eine vorläufige rasche Untersuchung des Simplongebietes im Hinblick auf den Tunnelbau durch Renevier, Alb. Heim, Taramelli und Ch. Lory hatte festgestellt: Nördliches Drittel des Tunnels steil gestellte Bündnerschiefer, mittleres Drittel weniger steil N fallende wechselreiche Gneise und andere kristalline Schiefer mit Einlagerungen von Dolomitmarmoren, südliches Drittel flach liegender Antigoriogneis. Diese Voraussicht hat sich vollständig bestätigt. Leider ist die stets von uns verlangte genauere Untersuchung vor Inangriffnahme des Tunnelbaues als „irrelevant“ abgelehnt worden, obschon die Experten auf die besonderen Schwierigkeiten, die der verdeckt komplizierte Bau dieses Gebirges dem Verständnis biete, hingewiesen hatten (Über die geol. Voraussicht beim Simplontunnel usw., *Eclogae* 1904). Zur Erkenntnis des verwickelten Faltenbaues konnte erst eingehende Untersuchung des ganzen Gebirges, unterstützt durch den Tunnelbefund, führen. Schardt war mit der steten geologischen Kontrolle im Tunnel betraut. Unter seiner Leitung wurden die Sammlungen von Belegstücken aus dem Tunnel angelegt; er führte die Gesteinsbestimmungen durch und trug alle Beobachtungen aus dem Tunnel in einem Tunnelprofil 1:100 zusammen. Wir verdanken ihm eine Anzahl von Berichten, die teils separat, teils in den *Eclogae* erschienen sind. Leider ist das beabsichtigte zusammenfassende Werk über die Geologie des Simplontunnels nicht zum Abschluß gekommen. Unsere Tafel XXIII Prof. 6 ist das Resultat der Schardt'schen Aufnahmen. Daneben wurde die geologische Kartierung im weiteren Umkreis, welche zur geol. Karte von C. Schmidt und H. Preiswerk 1905 führte, gefördert. Aber schon 1902 war eine Deutung des Simplongebirges unter Mitbenützung der Tunnelaufschlüsse durch Lugeon gegeben worden. Er traf das Wesentliche. Damit ging das Licht über den allgemeinen liegenden Faltenbau der penninischen Alpen auf. Zusammen mit Argands Untersuchungen ergab sich nun, daß die ganze obere kristalline Gesteinsmasse von Matterhorn—Dent Blanche—Weißhorn als eine aus S hinübergefaltete Decke, von ihrer Wurzel durch Erosion abgetrennt, auf dem Mesozoikum schwimmt, und daß die tiefere kristalline Unterlage ihrerseits wiederum von carbonischen und mesozoischen Sedimenten am E-, N- und NW-Rande untertieft wird. So war der Simplon zum Schlüssel für das Verständnis der Walliser Alpen S der Rhone geworden, und bald ergaben die weitergehenden Untersuchungen von Argand die Walliser Alpen als den Schlüssel zum Verständnis der Westalpen überhaupt vom Tessin bis ans Mittelmeer.

Daß zuerst ungleiche Auffassungen über die Ausdehnung verschiedener Deckfalten, über ihre Wurzelfolge und ihre Fortsetzungen sich geltend machten, ist selbstverständlich. Aber Schritt für Schritt führte die vertiefte Beobachtung zur Lösung dieser Fragen. Wir übergehen die Diskussionen über diese Zwischenstadien und halten uns an die neueren Ergebnisse. Die südlichen Walliser Alpen hießen ursprünglich die penninischen Alpen, die Tessiner die lepontinischen, die Graubündner die rhätischen. Wir könnten sehr wohl für die unteren penninischen D., deren Hauptverbreitung im Tessin liegt, den Namen der „lepontinischen Decken“ behalten. Allein derselbe ist früher von Süß in einem anderen, zu weiten Sinne gebraucht worden, so daß er leicht zu Verwirrung führt. Wenn die Decken des klassischen penninischen Gebietes sich auch durch Tessin bis nach Graubünden hinein erstrecken, so ist es gerechtfertigt, ihnen auch dort neben den Lokalnamen den von Argand eingeführten Sammelnamen ihres Hauptgebietes zu lassen.

Wer aus dem Gebiete der helvetischen D. in dasjenige der penninischen übertritt (vergl. Taf. XXVII), ist überrascht durch: 1. volle harmonische Teilnahme der prätriasischen kristallinen Gesteine in Konkordanz mit den mesozoischen Gesteinen am Faltenbau, 2. vielgewaltigere Dimensionen der tektonischen Gebirgsglieder, 3. völliges Fehlen von scharf ausgesprochenen weit ausholenden Überschiebungsflächen, letzteres etwa die östlichen Teile (Graubünden) ausgenommen. Im Wallis

und Tessin sind bei der Deckenbewegung die Schichten und Schieferflächen im kleinen Einzelnen übereinander geglitten. Der Schub hat sich verteilt in feinen Differentialbewegungen innerhalb ganzer Gesteinskomplexe. In fast immer erhaltenen verkehrten Mittelschenkeln sind, wenn auch aufs feinste laminirt und verdünnt, sogar die verkehrt gestellten stratigraphisch-petrographischen Übergänge erhalten. Die Simplon-D., besonders aber die St. Bernhards-, Monte Rosa- und Dent Blanche-D., aber auch die Adula-D., sind trotz ihren vielen Kilometer Dicke und ihren Überdeckungsweiten von bis über 50 km keine Überschiebungen, bei welchen der älteste Gewölbekern unmittelbar dem Jüngsten aufgeschoben wäre; sie sind in Wirklichkeit liegende Falten geblieben mit verdünnender Lamination der Mittelschenkel, aber meistens ohne Zerreißen und ohne Aussetzen derselben!

Dem Nordrand der penninischen Deckenstirnen entlang läuft die große komplexe Bündnerschiefermulde, das ist die Zone, in welche das penninische Mesozoikum zusammengestoßen und hinter den autochthonen Massiven angehäuft worden ist. Sie umfaßt von E nach W das mächtige Bündnerschiefergebiet von Domleschg—Safien—Lugnetz, zieht dann durch Piz Terri—Olivone—Piora—Bedretto—Nufenenpaß—Ofenhorn—Brig—Sitten—Val Ferrex—Courmayeur und geht über in den westlichen Teil der „Zone des Briançonnais“. Diese Stammulde zwischen autochthonen Massiven mit verquetschten helvetischen Wurzeln im N und penninischen Deckenmassiven im S verzweigt sich in der Tiefe und greift mit ihren einzelnen Teilen zwischen die einzelnen penninischen D. als trennende liegende Mulden südlich hinein bis in deren Wurzelzonen, wo wir ihren Bündnerschiefer stellenweise (z. B. Remo in Centovalli, Grodo usw.) noch in eingeklemmten hochmetamorphen Schichtpaketen finden können. Der Bündnerschiefer bildet also gewissermaßen die ganze Füllmasse, in welche die penninischen D. hineingestoßen sind, und er füllt auch den Abgrund südlich der Schwelle der autochthonen Massive. Er ist für die gewaltigen penninischen D. was der Flysch für die viel kleineren helvetischen D. bedeutet: Duktile Füllmasse und Schmiermittel (Taf. XXVII).

Im allgemeinen hält die Trias in einzelnen oder in allen ihren Gliedern treu aus zwischen kristallinen Silikatgesteinen und Bündnerschiefer. Manchmal setzt sie aus; seltener in Folge einer primär-stratigraphischen Lücke, häufiger durch Zerreißen oder Verquetschung. Manchmal sind abgeschürfte Triasfetzen, dünn ausgewalzt, noch weit in die grauen Schiefer hinein verschleppt (vom St. Bernhards-M. unter das Matterhorn usw., Fig. 175). Selbst in den verkehrten Mittelschenkeln der Überfaltungsdecken ist die Trias häufig noch gut erhalten.

Längs des Bündnerschiefer-Nordrandes setzt die Wurzelzone der helvetischen D. streckenweise aus. Manche Profile machen es wahrscheinlich, daß die helvetischen Sedimente durch den Andrang der penninischen D. von ihrer Wurzel abgequetscht und die Abtrennungsnarbe von den vorrückenden penninischen Gesteinen teilweise oder ganz überschoben und verdeckt worden ist (Taf. XXVII).

Die nachfolgende kleine Tabelle zeigt vorläufig das Sichentsprechen der westlichen und östlichen Teile der penninischen D. Von W nach E verschmelzen einzelne D. miteinander, andere teilen sich. So vereinigen sich Monte Leone-D. und St. Bernhards-D. in der Adula-D., während die schon im W zweilappige Monte

Rosa-D. im Osten in Tambo- und Suretta-D. zerfällt. Aus den Lebendun-D. entwickeln sich wahrscheinlich nach E die Tessiner-D. Die Antigorio-D., die am Simplon noch von bescheidenem Ausmaße ist, gewinnt im W Tessin vor ihrem östlichen Untertauchen vermehrte Kraft.

W

E

Wallis	Tessin-Graubünden
VI. Dent Blanche-D.	Margna-D.
V. Monte Rosa-D.	Suretta-D. Tambo-D.
IV. St. Bernhards-D. III. Monte Leone-D.	Adula-D. { obere untere
Vegliamulde	Val-Soja-Mulde
II. Lebendun-D.	Tessiner-Dn. { Sojalappen Tencia—Sobrio—Simano Maggia—Sambuco-Lappen Lucomagno Teil-D
Teggiolo-Mulde	Monte Castello-Bosco Someo?
I. Antigorio-D.	nicht entblößt, in der Tiefe verborgen.
Bacenoschiefer	
Verampiogranit, tiefste entblößte Unterlage.	

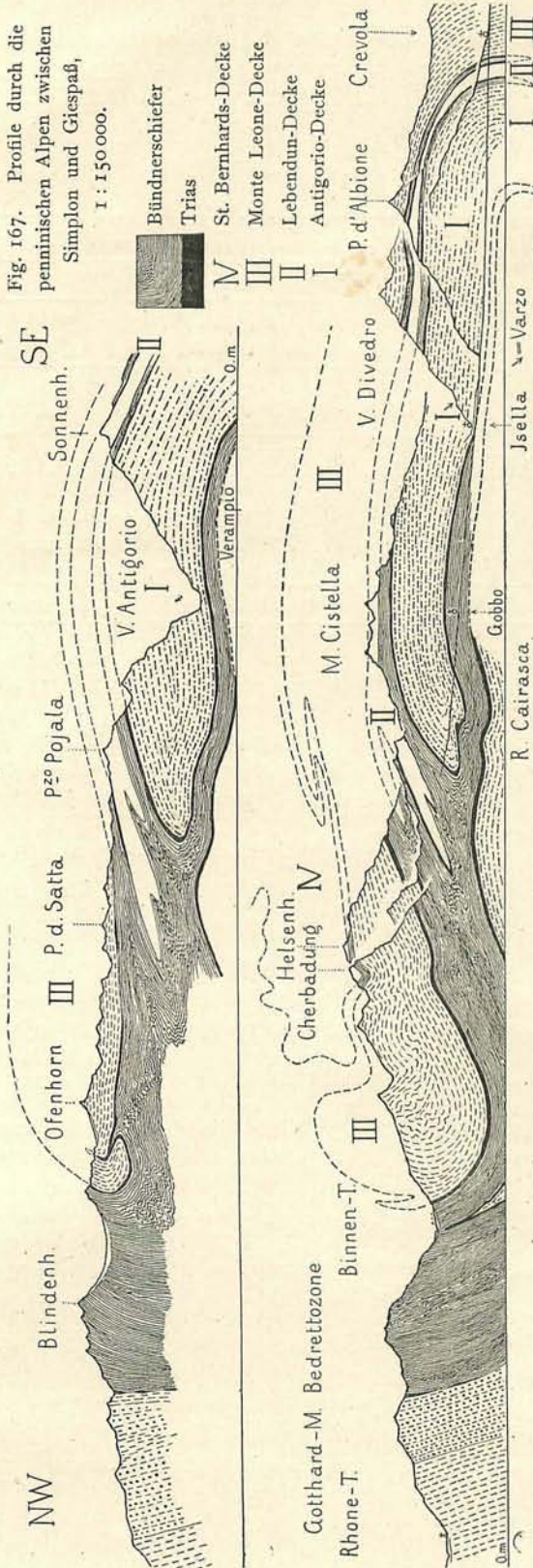
Die Parallelisierung für III bis VI ist sicher festgestellt. Die hier angenommene für I und II dagegen ist noch hypothetisch und in dieser Art vom Verfasser, etwas abweichend von Argand und auch von Preiswerk, angenommen.

Argand hat aus der Art, wie die verschiedenen penninischen Falten im Wallis ihre Formen gegenseitig beeinflusst haben, auf die Phasenfolge ihrer Bewegungen geschlossen. Die größte Hauptbewegung hat zuerst IV. vollbracht, I., II. und III. sollen im Wallis mehr nur passiv durch IV., vorgeschürft worden sein, was weiter gegen E wohl anders war. Dann überwälzte sich VI. und erst nachher drängte sich V. zwischen IV. und VI. Dieser Gang der Bewegungen läßt sich aus den Profilen von Argand ableiten (Fig. 18 usw.) (Betreffend Phasenfolge siehe S. 43—46).

Wir besprechen zuerst die tieferen, dann die höheren Decken jeweils erst im westlichen, dann im östlichen Gebiet.

2. Die unteren penninischen Decken.

Die Westalpen liegen im allgemeinen tiefer, das noch vorhandene Gebirge wird deshalb vorherrschend aus den höheren Stockwerken des Gebirgsbaues gebildet. Im Gebiete der S-Walliseralpen steigen die Rückenlinien der Decken gegen ENE in kuppelförmigen Schwankungen an, und in den Taleinschnitten zeigt sich tieferes Gebälk. Erst am Simplonpaß und weiter östlich in den Tessiner Alpen treten die tieferen penninischen Decken zusammenhängend an die Außenfläche des Gebirges hinauf. Zunächst werden sie vom Simplontunnel tief durchstoßen.



Die Antigorio-Decke (Nr. I) und ihre Unterlage.

2 $\frac{1}{2}$ km SE des Dorfes Simplen tritt die große Paßstraße unterhalb der alten Kaserne durch granatführende Glanzschiefer und Dolomitmarmor in den unterliegenden Antigoriogneis. In flacher Bankung und Schieferung erhebt sich das Gestein beiderseits der wilden Schlucht der Diveria, die ganz in den Antigoriogneis eingeschnitten ist. Südlich in der Höhe biegt er gegen S bald zu den Wurzeln in die Tiefe. Gegen N erstreckt sich sein sanft gewölbter Rücken bis an seine knieförmige Stirnumbiegung zwischen dem Teggiolo und dem Simplontunnel (Taf. XXIII Prof. 6). Die nördliche Stirnumbiegung ist weiter zu sehen auf italienischem Boden in der Alpe di Nembro, im Deverotal, beiderseits bei Pomat und auf Schweizerboden am Ostfuß des Basodino (b. Campo-Baveno). Die Abbiegung zur Wurzel ist am Antigoriogneis gegen S sehr schön zu sehen in der Umgebung von Crevola d' Ossola (Fig. 167), wo sie Val Divedro und Val Antigorio nahe am Zusammentritt ihrer Flüsse schneidet. Daß auch die ausgedehnte Masse des Antigoriogneises nicht eine autochthone Aufwölbung ist, sondern nur die tiefste penninische Decke bildet, beweisen zwei ihn durchbrechende Fenster:

Unter etwa 1200 m hohen steilen Gehängen von flach gelagertem bankigem Antigoriogneis erscheinen unterhalb Isella an der Cherasca von Varzo bis Gebbo Dolomit, Rauhwaacke mit etwas Gips und hochmet., granatführende Bündnerschiefer. Ein zweites, noch besser auf-

geschlossenes Fenster liegt am Zusammenfluß von Devero und Toce oberhalb Crodo bis Bevola und Pulelata. Die Triasunterlage des Gneises aus Dolomit ist aufgebrochen. Darunter folgt der „Bacenoschiefer“, grobkörniger Marmor und Granatglimmerschiefer, 500 bis 600 m mächtig, ein hochmet. Bündnerschiefer. Darin liegen, zwischen Cravegna und Crodo, auch Golderzgänge. Bei den Häusern von Verampio bildet ein zweiglimmeriger, granitischer Gneis („Crodogneis“ nach Gerlach) das tiefste sichtbare flache Substratum der alpinen Decken überhaupt (C. Schmidt und H. Preiswerk, Karte Nr. 48 der „Beiträge“). Der „Verampiogranit“ erinnert an Gneise aus der Südzone des Aar-M. und stimmt chemisch mit Gotthardgraniten überein. Er unterscheidet sich vom Antigoriogneis durch Vorherrschen von Mikroklin und Fehlen von Orthit. Vielleicht hängt er in der Tiefe mit Graniten der autochthonen M. zusammen.

Die flach liegende Falte der Antigoriodecke holt im Gebiete des Simplontunnels etwa 8 km weit aus (Distanz von Wurzelabiegung bis Stirnabiegung) und erreicht eine Mächtigkeit von ca. 1800 m. Gegen Osten wird sie viel breiter. Im Querprofil des Monte Cistella beträgt ihre Breite 14 km, die Mächtigkeit 1500 m. Im Antigoriotal reicht auf weite Erstreckung die Gneisdecke vom Talboden bis an den Ostgrat hinauf, dessen Kammlinie meistens aus normal aufliegender SE fallender Trias und Bündnerschiefer besteht (Fig. 167). Das Streichen dreht sich aus W—E gegen NE. Im oberen Antigoriotal wird die Antigorio-D. im einheitlichen Orthogneis 1600, stellenweise bis 2000 m mächtig, und ihre Breite mag von der Wurzelzone bis S. Carlo am E-Fuß des Basodino über 22 km erreichen. Preiswerk verfolgte den NE-Rand des Antigoriomassives von Campo-Baveno am S-Abhang des Pizzo di Castello durch Val Peccia über Pizzo del Mascarpino, dann abermals das Pecciatal querend, über Pizzo Brunescio, dann vermutlich E Bignasco nach Someo im Maggiatal. Bald stößt auf dieser Linie der Antigoriogneis unvermittelt an Paraschiefer mit Tessinergneis, bald stellen sich dazwischen Linsen aus Trias und Jura ein. Durchweg an dieser seiner E-Grenze fällt der Antigoriogneis steil E unter die Masse der Tessinergneise mit Paraschiefern und kleineren Granitmassen. Beim Triasmarmor von Someo scheint die Grenze die Maggia zu queren.

Ihr weiterer Verlauf ist noch unbekannt. Zwischen Someo und der Fortsetzung bei Bosco scheint kein direkter Zusammenhang zu sein, vielmehr deuten dort NS streichende und E fallende Antigoriogneise, die noch weiter gegen S reichen, eine Quersaltung an. Die über den östlichen Bergkamm des Antigoriotales bis Bosco streichende Fortsetzung der Mulde des Teggiolo wird E Bosco dadurch zur Tiefe verschluckt. Mit Ausnahme dieser Lücke zwischen Bosco und Someo kann die Antigorio-D. lückenlos umschrieben werden, und das in die Unterlage greifende Fenster von Verampio liegt ungefähr im Schwerpunkt ihrer Entblößung.

Die Antigorio-D. taucht an der Linie Peccia—Someo axial gegen E in die Tiefe mit einer Schärfe, die den Namen Querflexur verdient. Sie endigt damit für das beobachtbare Gebirge, während östlich darüber die große Region der mannigfaltigen Tessinergneise folgt. Scheitel und Wurzel der Antigorio-D. bleiben am Tessinfluß und weiter E stets in der Tiefe verborgen.

Das Bezeichnende der Antigorio-D. ist stets: Sehr granitischer, oft zweiglimmeriger Orthogneis von sehr einheitlicher Masse und nur wenig Variationen, keine oder fast keine Paragesteine, basische Einlagerungen selten. Gneis direkt von Trias bedeckt.

Nach einem hypothetischen Längsprofil von Argand steigt die Antigorio-D. gegen E zwischen der oberen Maggia und dem Tessin noch über die Tessinergneise der Leventina hoch

hinauf, und die tieferen Teile dieser letzteren (Faido-Osogna) erst würden dann die höchste alpine Aufwölbung und das tiefste Entblößte des alpinen Deckengebäudes sein. Preiswerk dagegen hält die Strecke Crodo bis Val Bavona für die longitudinale Kulmination, und hat an der E-Seite von Val Bavona mit Ausnahme einer sanften Einsattelung unter Campo Tencia stetiges starkes Fallen von den der Antigorio-D. aufliegenden Tessinergneisen nach E beobachtet. Für ihn liegt die Antigorio-D. 4—5 km tief unter dem Talboden der Leventina. Bei der Annahme von Argand müßte man sich wohl eine gegen W überkippte Querfalte denken. Wir kommen auf diese noch nicht gelöste Frage zurück.

Die Tessinerdecken und die Lebendundecke Nr. II.

Die große Mittelregion der Tessinerberge bietet wohl noch die größte Lücke in unserer Kenntnis der Schweizeralpen. In diesem weiten, tief und wirt durchtalteten, steilböschigen Bergland herrschen Gneise vom Typus der Tessinergneise vor. Sie unterscheiden sich vom Antigoriogneis, dem sie im Handstück petrographisch gleich sein können, durch viel mehr Variationen nach Struktur, Textur und Mineralbestand und durch häufige Wechsellagerung mit Paragesteinen und basischen Intrusionen. Die Lagerung ist auf weiter Ausdehnung schwebend oder axial ostfallend. Aus einer Zone, deren S-Rand etwa von Crevola über Maggia Lavertezza zwischen Osogna und Claro durch den Tessin, ferner durch Val Calanca und Mesocco in den Pizzo di Cresem streicht, biegen die flachen Gneise gegen S bis in annähernd senkrechte Stellung ab. Schon Escher und Studer haben im Tessin die nördliche Region mit flacher Lagerung von der südlichen mit vorherrschend senkrechter Stellung unterschieden. Vom Maggia- bis über das Tessintal verbindet ein weiter flacher Bogen, weiter östlich dagegen (z. B. am Piz Cresem) eine schärfere Abbiegung mit gegen S in die Höhe gewendetem Knie die beiden Zonen (XXIV). Im Innern des ungeheuren Gneisgebirges sind Marmore (wahrscheinlich Trias) bekannt von Someo (Maggiatal) in 400 m, und SE Frasco (Val d'Efra, Verzasca) ca. 1000 m Höhe. R. Brauchlin und Preiswerk haben (1919) im Gebiet der Cima lunga zwischen Verzascatal und Val Iragna ein weit durchgehendes horizontales Schichtenpaket von Trias und Bündnerschiefer in 1600—2100 m Höhe den Gneisen eingeschaltet entdeckt. Gewiß handelt es sich hier um eine liegende mesozoische Mulde zwischen zwei Gneis-D., allein welches die letzteren sind, bleibt erst durch genaues Verfolgen zu ermitteln. Die flachen Marmorlager auf den Gipfeln des P. Claro 2670 u. 2719 m gehören vielleicht einer höheren Decke an. Dagegen ist noch nirgends in dem weiten Gebiete schwebender Schichtlage E des Antigoriogebietes ein Fenster bis in die Unterlage der gewaltigen Gneismassen gefunden worden. Wir wissen noch nicht, ob uns irgendwo der autochthone Untergrund oder immer noch Decken und deren wie viele übereinander vorliegen. Auch die Schweremessungen lassen im Zweifel.

Die Stirnregion der Tessinergneise dagegen ist in den letzten Jahren von Preiswerk eingehend untersucht und dargestellt worden. Wir entnehmen ihm unsere Fig. 168. Im oberen Maggiagebiete ist die Stirn der Tessiner-D. durch mesozoische mehr oder weniger quere Einfaltungen und Einwicklungen in drei Lappen geteilt: von W der Maggialappen, der kleinere Sambucoteillappen und, durch die Campolungo—Fusio-Mulde davon getrennt der Tencia-lappen. Die Streichrichtungen drehen sich bei ganz steiler Schicht und Schieferungsstellung von Gheiba im Pecciatl durch Pzo. Castello—Cristallina—Val Torba—

oberstes Maggital—Fusio bis Magno um 270° um den beinahe abgewürgten knopf-förmigen Maggialappen herum. Am W-Rand desselben, am Poncione di Braga und ebenso am E-Rand bei Fusio-Pizzo Massari streichen die vertikalen Schichten N-S. Der Maggia-Sambucolappen hat zwischen 14 km Breite W-E gemessen. Zwischen

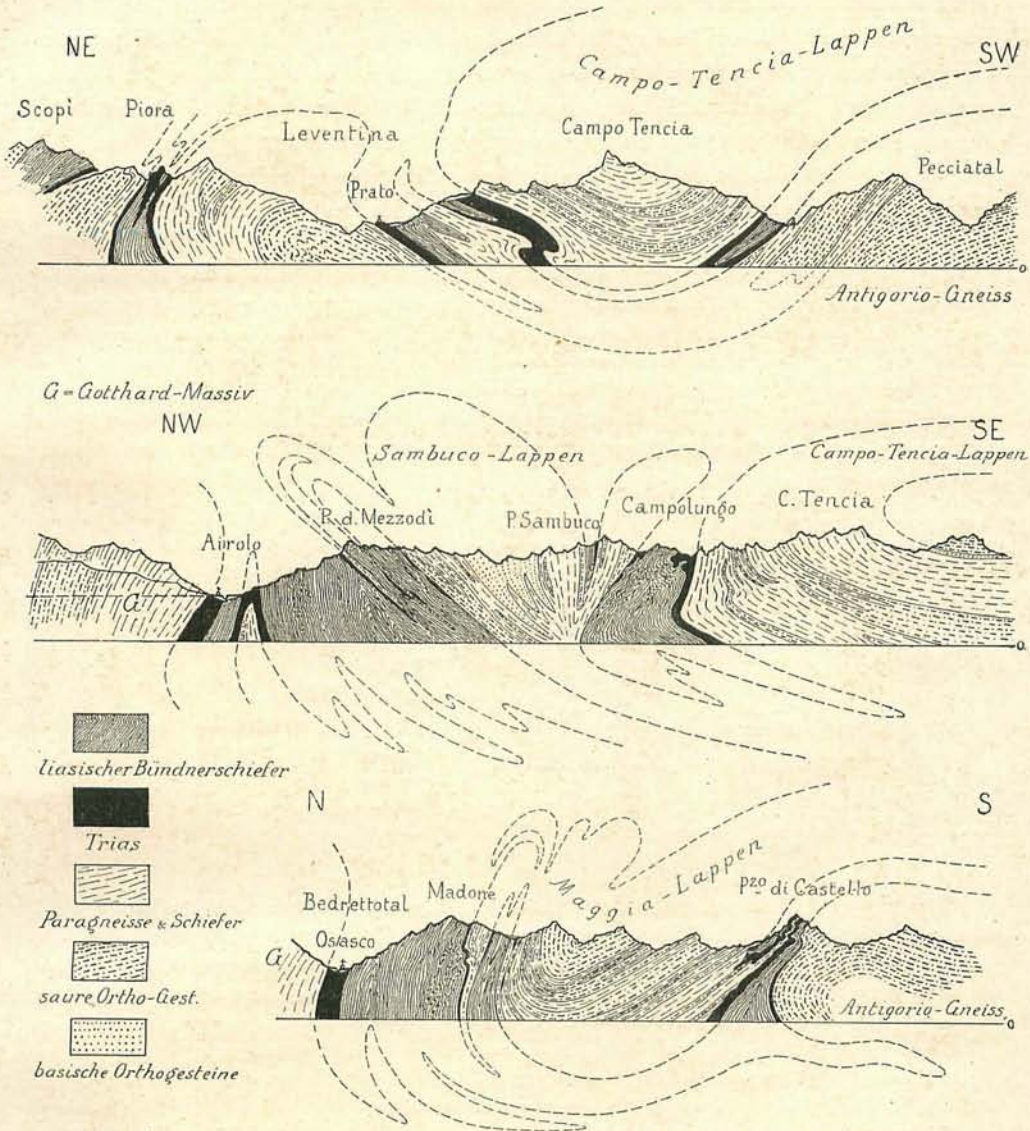


Fig. 168. Profile vom Stirnrand der Tessiner-Deckfalten, nach H. Preiswerk in 1 : 200 000.

Peccia und Mogno ist sein Stiel auf etwa 2—2½ km zusammengequetscht. Er trennt aber durchgreifend die Teggiolomulde, das ist die SW-liche, darunter östlich einfallende Sedimentzone über der Antigorio-D. ab von der Mulde von Fusio. Letztere ist nicht die Fortsetzung der ersteren, sie greift auch nicht tief nach S, sondern schließt

sich bei Mogno und trennt nur den Tencialappen vom Maggia-Sambuco-Lappen. Die Teggiolo—Castello-Mulde hängt nur in der Tiefe unter dem Maggialappen hindurch nach N mit der Bedrettomulde zusammen, von der dann weiter E die Campolungo-Fusiomulde abzweigt. Der Sambucoteillappen ist weniger seitlich als nach der Tiefe zusammengeschnürt; der Tencialappen bildet in sich eine sanfte Mulde und ist gegen E frei. Diese Teilung der offenbar ursprünglich tektonisch einheitlicheren Nordstirn der Tessiner-D. in Lappen mag teils durch die Abknickung des Axengefälles gegen E, teils durch Einpressen der Deckenstirnen in die Konkavität des Alpenbogens, wodurch Querverfaltung erzwungen wurde, veranlaßt worden sein. Sie entspricht Erscheinungen, wie sie Argand von der Innenseite des Westalpenbogens beschreibt und mit den Querfalten eines Rockärmels an der Innenseite des Ellbogens vergleicht.

Ein sehr schönes Beispiel einer überkippten Tauchfalte, eine kleine Einwicklung oder „enroulement“ (Argand) bildet das viel bewunderte schneeweiße Faltungsbild an der N-Seite der Campolungopaßhöhe. Preiswerk hat in der „Festschrift Albert Heim“ (Vierteljahrsschr. N. G., Zürich 1919) davon eine sehr schöne neue Untersuchung und Darstellung gegeben, nach welcher Fig. 169 gezeichnet ist. Oft, wenn eine überliegende Gewölbstirn auf ein Hindernis stößt, während der Nachschub andauert, wird der Gewölbeschenkel weiter aufgestaut und dadurch über die ursprüngliche Gewölbstirn gewälzt, diese letztere unter sich einwickelnd. Von Oehrli und Marwies am Säntis bis ins Wallis und an den Campolungo kennen wir manche von solchen Fällen in den verschiedensten Dimensionen.

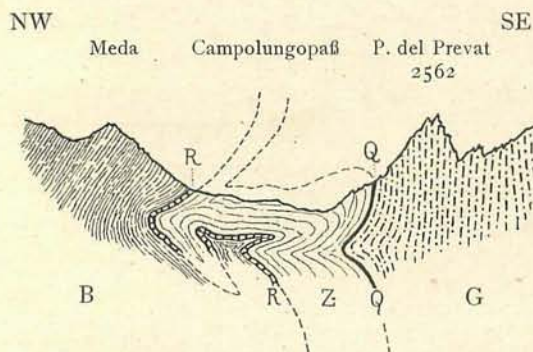


Fig. 169. Die kleine Tauchfalte am Campolungo-Paß, nach H. Preiswerk.

- B = Bündnerschiefer der Bedretto-Campolungo-Mulde,
- G = Granatglimmerschiefer des Tencialappens,
- R = Rauhwaacke,
- Z = Zuckerkörniger Dolomit,
- Q = Quarzit.

Preiswerk hält dafür, daß der Maggia-Sambuco- und Tencialappen, und ebenso die Fortsetzung des letzteren in Mte. di Sobrio und Simano nicht zur Antigorio-D. gehören und sich auch nach den Gesteinen viel eher mit der Lebendun-D. verbinden. In ihren äußeren Teilen enthalten sie vorherrschend Paragesteine, oft schlierige und konglomeratische oder psammitische Gneise, wie sie für die Lebendunzone als charakteristisch gelten, und Augengneise. Gegen ihre Kerne nehmen die Tessinergneise und Granite zu, ohne zum echten einheitlichen Antigorigneis zu werden. Sie gehören zur großen Gesamtmasse des Tessinergneises. Die eigentliche Antigorio-D. liegt durch die Teggiolo-Castellomulde davon getrennt erst darunter. Mir scheinen die bisherigen Widersprüche sich wie folgt zu lösen: Über der Antigorio-D. liegt die Teggiolo-Castellomulde und darüber die Tessiner-D. (Alb. Heim 1919); in letzterer sind inbegriffen als Teildecken Lebendun-D., Simano—Sobrio—Tencia, Maggia und Lucomagno. Im W ist sie wenig mächtig (Lebendun); im mittleren Tessin entwickelt sie sich viel gewaltiger (Tessiner-D.). Setzen wir mit unserer weiteren Betrachtung wieder am Simplon ein.

Teggiolomulde wird der mesozoische Schichtkomplex genannt, der am Simplon den Antigorigneis bedeckt, und mit seiner Trias den Pzo. Teggiolo 2386 m N über dem S-Ausgang des Simplontunnels bildet (Taf. XXIII, Prof. 6). Die

Teggiolomulde hat im Simplontunnel die größten Wassereinbrüche erzeugt. Sie besteht von unten aus Trias, Granatbündnerschiefer und wieder Trias, und schwankt von wenigen Metern bis auf 200 m Mächtigkeit. Nur wo sie der Nordstirn der Antigorio-D. nahe kommt, wird ihre Masse noch größer. Über der Teggiolomulde liegt im Simplongebiet eine Gneiszone von 250 bis 700 m Stärke, die von Gerlach nach der Alp und dem Bach, den sie E des Ofenhorn kreuzt, Lebendungneis genannt worden ist, ihrerseits wiederum bedeckt von Trias, Granatglanzschiefer und Trias. Alles liegt konkordant und in großer Ausbreitung ziemlich flach. Der Lebendungneis (vergl. S. 483) muß also der Kern einer im W wenig mächtigen liegenden Zwischen-D. sein (Fig. 167). Gegen E erstarkt diese Lebendun-D. und wird wahrscheinlich zur Tessiner-D. Dementsprechend finden wir die Fortsetzung der Teggiolomulde durchweg im W-Teil über der Antigorio-D. und unter der Lebendun-D., im E (Tessin) auf der Grenze zwischen der Antigoriogneismasse und der Tessiner-

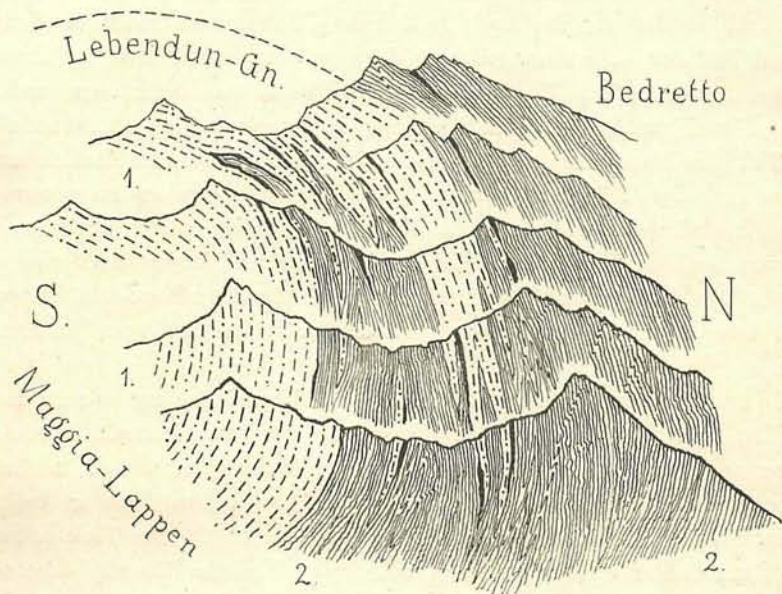


Fig. 170. Schematische Profilserie aus dem Gebiete von Naret, zur Erläuterung des Zusammenhanges der Lebenduntauchstirnklappen mit dem Maggialappen.

1 = Gneise, schwarz = Trias, 2 = Bündnerschiefer.

gneismasse. Sie teilt den Maggialappen und die Tessinergneise überhaupt von der Antigorio-D. ab — freilich wird sie stellenweise durch eine bloße Trennungsfuge zwischen den beiden etwas diskordanten Gneismassen vertreten. Die Teggiolomulde setzt also fort an der S-Seite des Basodino, im Pizzo di Castello, am Mascarpino und vielleicht im Marmor von Someo und ? Bosco. Die Campolungo-Fusiomulde dagegen füllt eine Querfalte innerhalb der höheren Tessinergneismasse.

N-Zone der Lebendun-D. (Taf. XXIII u. XXIV). N der Diveria läßt sich die Lebendun-D. um den SE-Abhang des Mte. Leone verfolgen. Im Talkessel zwischen Alpe Veglia und Nembro stecken seine zerschlitzen Tauchstirnen nach unten wie Keile

im Bündnerschiefer endigend. In schmaler Zone erstreckt dieser Gneis sich weiter gegen NE (Fig. 167). Auf dem Mte. Cistella aufsitzend bildet er flache Überfaltungskappen bei 2600 m bis zum Gipfel auf 2881 m. Er erreicht am Pizzo Martello und in der Alp Lebendun (Gebiet von Formazza) stellenweise 600 m. Er bildet die Sturzwand des Tosafalles. Am Gipfel des Basodino tritt er auf Schweizerboden. Vom Basodino zum Marchhorn nimmt er an der Gebirgsoberfläche eine Zone von 5 km Breite ein. Aber nun taucht seine spitze ausgeschlitzte Stirn (Fig. 170) kopfüber gegen NW immer steiler ein und stellt sich vor dem Maggialappen senkrecht. In einer nördlichen Zone durch die N-Seite von Val Torta und den S-Rand des Madone mißt die Gneiszone nur noch 500 m, dann 300 m Breite. Sie löst sich in mehrere Lamellen von Gneis auf, die von Triaslinsen begleitet und von Bündnerschiefer eingeschlossen sind. Am Lago Tremorgio sind auch diese Ausläufer der nördlichen Lebendunzone in der Bedrettomulde spurlos verschwunden, wahrscheinlich indem ihre spitzgequetschten Tauchköpfe abgetragen sind, so daß sie das noch gebliebene Gebirge nicht mehr erreichen. Ein südlicherer Teil der Lebendungneiszone dagegen verschuppt sich in komplizierter verworrenere Art mit dem Maggialappen vom Ostfuß des Marchhorn und in der Zone des Cristallinapaf nach dem Poncione di Braga hinüber. Lebendun-D. und äußerer Teil des Maggialappens sind einander in den Gesteinen ähnlich und dort untrennbar verknüpft. Die tauchenden Lebendungneislappen stammen vom oberen Teil des Maggialappens und sind von diesem nur mehr oder weniger weit durch die Erosion in der Zone Lago Bianco—Val Torta—Campo la Torba getrennt (Fig. 170). Diesen gleichen Charakter der zerschlitzten tauchenden Stirnlappen hält die D. II fest, soweit sie beobachtet werden kann, das ist vom Simplon bis in Val Soja.

S-Zone der Lebendun-D. (Fig. 167). Abermals kehren wir an die S-Seite des Simplon zurück. Von der alten Kaserne an der Simplonstrafe, wiederum eingeschlossen zwischen zwei schmalen Trias-Bündnerschieferzonen, streicht der Lebendungneis hoch an der S-Seite der Diveria ununterbrochen fort, bis er bei 1730 m, unter dem Pizzo d'Albione konform seiner Unterlage rasch zur Tiefe abbiegt, wo er in 356 m Meerhöhe in senkrechter Schichtung von der Diveria durchschnitten wird und dann unter teilweise starker Reduktion die Bergkante am E-Rand des Antigoriotales, deren höchste Gipfel und deren SE-Rücken bildet. Hier ist das E-Streichen in NNE umgebogen. Gegen Bosco verdickt sich die Lebendunzone mächtig. Das hangende Mesozoikum ist zurückgetreten — verschwunden. Die Zusammensetzung kompliziert sich durch Einlagerungen von Amphiboliten, Granat- und Staurolitglimmerschiefern, Tessiner-Orthogneisen und Graniten. Diese gegen E und N anschwellende Gesteinszone umgibt den Antigoriogneis, wo er ins Tessin eintritt und setzt mit E-Fallen östlich der schon genannten Grenze Someo—Peccia—Pizzo di Castello fort. Am Castello ist die Teggiolomulde trefflich ausgebildet. Steil nach N fallend (Taf. XXIV) streicht sie an den S-Abhang des Basodino und, ihr aufliegend, vereinigt sich die Gesteinszone des Maggialappens mit dem Lebendungneis dieses 3277 m hohen Berges, zugleich durch Schuppungen und Fältelungen verkeilt. Nur der Übergang von Bosco nach Someo ist noch nicht

aufgeklärt. Hieraus geht hervor: Die Lebendunzone, meistens von der unterliegenden Teggiolomulde umrahmt, bildet vom Simplon bis in den Maggialappen mit N-Rand und S-Rand einen fast geschlossenen Fensterrahmen über der Antigorio-D. Am S-Rand steigt er steil aus der Wurzel auf, an seinem N-Rande endigt er in gelappter Tauchstirn. Die Zusammenhänge und Überlagerungen sind derart, daß wir zu der Überzeugung kommen: Der Lebendungneis bildet eine noch bedeutend breiter als die unterliegende Antigorio-D. ausholende Decke. Im W ist dieselbe von geringer Mächtigkeit und besteht fast nur aus Paragesteinen; im E wird sie viel mächtiger. Es stellen sich mehr und mehr gewaltige Kerne von Tessiner-Orthogneisen ein. Die Lebendun-D. geht über in die Tessiner-D. Was bisher als Lebendun-D. im E-Teil durch Argand und Preiswerk angesprochen worden ist, das sind nur Stirnspitzen, tauchende Stirnabschürfungen seiner obersten und äußersten Gesteinslagen, in Val Soja ganz ähnlich wie in Naret. Größere Stirndigitationen sind Maggia—Sambuco-Lappen, Tencia—Monte Sobrio und Simano und Lucomagno-M. (Taf. XXIV). Diese meine Auffassung ist zunächst noch hypothetisch und bedarf weiterer Prüfung.

Die Bedrettomulde und das Leventina- oder Lucomagnomassiv (Taf. XXIV).

Die penninisch-mesozoische Mulde des Briançonnais, die durch Val Ferrex in unser Land tritt, streicht als Unterlage und Stirnmasse der sämtlichen penninischen D. durch Pierre à voir und das Rhonetal hinauf und schmiegt sich dann über Nufenen dem S-Rand des Gotthard-M. durch Val Bedretto an. Hier erfährt sie, gleich SE von Aiolo, eine merkwürdige Spaltung. Der viel breitere südliche Zweig verläuft S des Tessinflusses im Kartenbilde in sanftem Bogen gegen ESE. Überraschend kurz endigt er zwischen Prato und Val Piumogna, gegen E in drei Zipfeln aus dem Gebirge in die Luft hinaus streichend (Taf. XXIV). Der Bündnerschiefer ist dabei von Trias umhüllt, während die Gneismasse zwischen die Muldenlappen hineingreift. Der unterste Zipfel erlischt nicht deutlich umbiegend, sondern in eine Gesteinsgrenze auslaufend, zwischen Dalpe und Gribbio bei ca. 1200 m, der mittlere in ca. 1400 m bei Piumogna, der höchste umbiegend bei ca. 1920 W Gribbio. Die Gneise des hoch darüber thronenden Campo Tencia und Pzo. Forno schließen sich um das S-Ende der dreizipfligen Bedrettomulde mit denjenigen des Talgrundes von Faido zusammen. Der nördliche Zweig der Bedrettomulde dagegen verläuft von Aiolo durch Val Piora, Lukmanier nach Olivone. Die Synklinale von Piora ist viel schmaler. Hie und da ist ihr Bündnerschiefer fast ganz weggequetscht, und nur Trias liegt zwischen den Gneismassen. Allein sie greift viel tiefer als der breitere südliche Zweig. Statt bloß bis 1200 m hinab reicht sie ohne Zweifel tief unter das Meerniveau. Der S-Zweig ist eine untiefe und wenig breite Trennung zwischen tessinischen Teildecken geworden; der N-Zweig ist die tiefe penninische N-Randmulde zwischen den autochthonen Massen einerseits und der Gesamtheit der penninischen Deckfalten anderseits.

Die teilende Gneisantiklinale, eine Art Brandungswelle zwischen beiden Zweigen der Bedrettomulde, setzt im Grunde des Bedrettotales bei der Stromschnelle und Kluse von Stalvedro mit schmaler Spitze ein. Paragneise mit Einlagerungen von

Amphiboliten, Orthogneise und Augengneise bilden den hohen gegen E streichenden Rücken mit Pizzo Pettano 2767 m, Pizzo Sole oder Lucomagno, Pizzo Campello. Dann fällt im E-Streichen die Kette tektonisch axial rascher ab als sie aufgestiegen war. Zwischen Aquila und Olivone versinkt sie im Talgrund von Blenio. Dieser Rücken ist Lucomagno-M. oder Leventina-M. genannt worden. Er bildet auch im Querprofil ein deutliches Gneisgewölbe, dessen dem S-Rand nahe Kern teil aus zweiglimmerigen Orthogneisen (Tessinerneis) besteht. In der Schlucht von Dazio Grande verläßt der Tessin die Grenze zwischen Gneis und Bündnerschiefer und tritt ganz in diesen Gneis hinein, beiderseits in den unteren Gehärgeteilen bis nach Claro hinunter stets von den gleichen Tessinerneisen begleitet. Bald bewundern wir an diesem Gestein die Lamination mit Linearstreckung, bald, besonders im Gewölbekern von Dazio Grande bis Faido, die wunderbare Feinfältelung mit Abscherung der Mittelschenkelchen (Alb. Heim, Vierteljahrsschr. N. G., Zürich

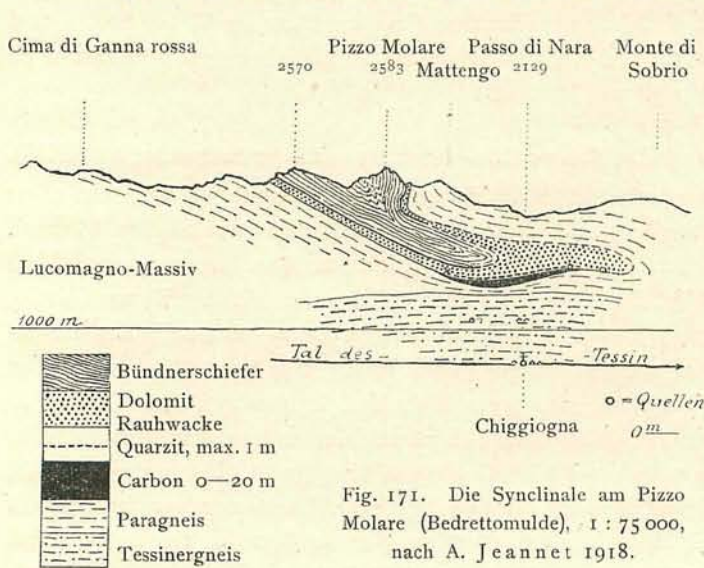


Fig. 171. Die Synclinale am Pizzo Molare (Bedrettomulde), 1 : 75 000, nach A. Jeannet 1918.

1900; geschliffene Stücke in vielen Sammlungen). Je intensiver die mechanische Zerkitterung, desto stärker auch die Ausheilung der Kataklyse durch Sericitisierung. Da die Gneise im Kern des Lucomagno-M. echte Tessinerneise (keine Antigorigneise) sind und durch die ganze Leventina hinabgehen, verschmelzend in die Tessinerneis-Masse des Tencialappens und zugleich in die Unterlage der ausgehenden von Tessinerneis umhüllten Bedrettomulde, ferner sich gegen SE vereinigend mit den Gneisen von Sobrio und Simano, so muß das Lucomagno-M. die tiefste Teil-D. der Tessiner-D. sein. Die Abzweigungen: Lucomagno-M., Tencia-Sobrio-Simano, Lebendun von Val Soja, liegen alle sichtbar nicht weit südlich (Taf. XXIV und Fig. 171). Volle Sicherheit über das Verhältnis des Lucomagno-M. zur Tessiner-D. erlangen wir, wenn wir seinem Grat auf der orographischen Linie verfolgen. Zuerst W-E streichend, folgt später eine Umbiegung des Wasserscheidegrates zwischen Tessin und Brenno gegen SE. Der Antiklinalkamm wird dadurch zu einem Querkamm. Eine von Trias eingefasste Bündnerschiefermulde quert den Grat. Der Pizzo di Molare besteht aus dem fast senkrecht gestellten Bündnerschiefer derselben. Sein Name paßt darum nicht zur Bezeichnung eines Massives. Am Grat ist die Mulde 1—1½ km breit. An der Westseite steigt sie hinab bis auf ca. 1500 m, sich zugleich liegend mit ihrer Muldenumbiegung gegen

Swendend (A. Jeannet S. 486 und Fig. 171). Ohne Zweifel ist die Molaremulde die direkte Fortsetzung des S-Zweiges der Bedrettomulde: Sie liegt, nur durch den Erosionseinschnitt des Tessin davon getrennt, genau in deren fortgesetztem Streichen nach E; sie endet wie diese schon hoch über dem Talweg, sie greift wie diese nur wenig weit flach südlich hinein. Die Gneise unter den Mulden beiderseits des Tales hängen im Talgrunde direkt zusammen. Beide Muldenteile sind nördlich vom Lucomagno-M. und südlich von sich völlig entsprechenden Ortho- und Paragneisen der höheren Stirnlappen der Tessiner-Lebendun-D. Nr. II begleitet. Die Antigorio-D. tritt dabei nicht in Erscheinung.

Am E-Abhang des Grates erfährt auch die Molaremulde das gleiche starke E-Fallen, wie das Lucomagno-M. Es ist das allgemeine axiale E-Fallen, das auf die Aufwölbung der Tessiner massive folgt. Der Triasboden der Mulde fällt streckenweise wie das Gehänge und sticht von Comprovasco bis Torre auf 4—5 km S-N-Er-streckung in den Talweg von Blenio hinab und unter die östlich ansteigenden Gneismassen des Simano hinein.

Der Grat südlich der Molaremulde heißt Mte. di Sobrio. Sein Gneis, vom Campo Tencia und Pizzo Forno axial abgesunken, bildet gegen den Molare ein überhängendes Gewölbeknie, das östlich noch weiter absinkt und mit seiner Basis in die Basis des Simano übergeht, verschwindend unter der Adulgruppe. Das Lucomagno-M. bildet also nur eine auf 25 km Länge aus der Bedrettomulde auftauchende Gneiskette. Die Zweige der Mulde verbinden sich wieder im E wie im W über den Rücken dieses Massives.

Das Lucomagno-M. entspricht weder nach seiner tektonischen Stellung noch nach seinen Gesteinen der Antigorio-D.,

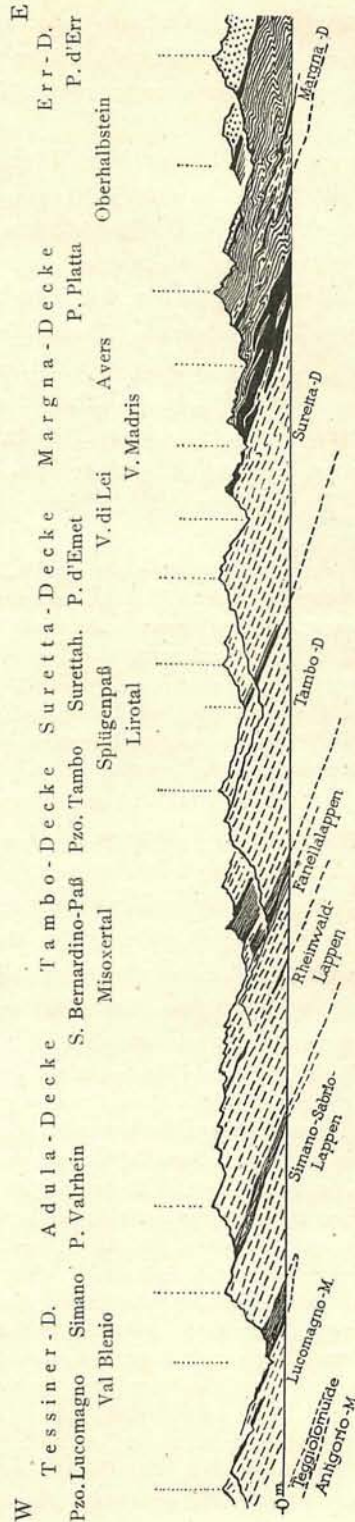


Fig. 172. Schematisches Längsprofil durch die penninischen Decken in N-Tessin und Graubünden, ca. 1:350 000. Stellt die Übereinanderlagerung der Decken und Deckenlappen bei starkem östlichem Axialgefälle dar.

Kurz gestrichelt = prätriasische kristalline Gesteine, schwarz = Trias, mit Schichtlinien = Bündnerschiefer.

und auch nicht den Gotthard- oder den Verampio-Steinen. Es liegt als tiefster Teil der Lebendun-Tessiner-D. höher als die Antigorio-D., es gehört am wahrscheinlichsten zum Deckenstockwerk II nach der penninischen Numerierung von Argand.

Lebendun-D. östlich Blenio. Durch Val Blenio hinauf zieht die — man kann fast sagen: Querflexur, mit welcher die penninischen D. gegen und unter die Ostalpen fallen. Das Axialgefälle gegen E beherrscht das Gebirge vom Mte. di Sobrio bis ins Oberhalbstein der Art, daß hier lauter NS streichende Isoklinalkämme und Isoklinaltäler entstanden sind (Val Blenio, Val Calanca, Bernardinopaß, Splügenpaß, Aversertäler [Fig. 172]). Die Tessinergneise, die sich von Malvaglia noch in den Simano erstrecken, endigen nördlich schön sichtbar umbiegend unter Val Soja und das höhere Adula-M. schwimmt auf dem Mesozoikum des Talgrundes. Argand sucht deshalb zwischen Simano, den er noch zu seiner D. I rechnet und Adula (seiner Decke III—IV) nach Spuren der Decke II (Lebendun). Er fand sie. Die Schichtfolge ist in Val Soja vom tiefsten zum höchsten nach seinen Angaben:

1. Gneis von Lucomagno (das „tiefste Glied der penninischen Zone“ = 1a), 2. Triasdolomit und Rauhwacke, 3. Bündnerschiefer (Granat und Glimmer führend), 4. Triasdolomit, 5. Grobkörniger Zweiglimmergneis (Antigoriogneis der Simano-D. = Ib), 6. Trias in Val Soja, NE fallend, 7. Bündnerschiefer, 8. Trias (Dolomitmarmor), 9. 100—300 m Lebendungneis in Val Soja mit laminierten Konglomeratgneisen, identisch dem Gneis von Alpen (Wallis) = Decke II, 10. Trias, 11. Bündnerschiefer, rechte Talseite von Val Soja von Monti Soja gegen Predoira über Aquila, E dann NE fallend, 12. Trias, 13. Paragneise von Adula, grünglimmerig, völlig gleich den Gesteinen vom Mte. Leone und von Domo d'Ossola = Decke III.

Die Lebendun-D. II liegt somit hier noch in Form einer verschleppten Lamelle eingeklemmt zwischen Simano und Adula. Wie weit sich diese Lamelle noch südlich erstreckt, Simano und Adula trennend, wissen wir noch nicht. Einige der laminierten Linsen kristalliner Silicatgesteine, die Wilckens, Roothaan und Niggli unter oder vor der Nordfront des Adulamassives im Bündnerschiefer gefunden haben, gehören vielleicht noch zur Lebendun-D., die, vielleicht eine Bewegungsphase älter, vom Schicksal dazu bestimmt war, zwischen den andern laminiert, zerissen und verschleppt zu werden.

Gewiß sind Argands Beobachtungen und auch seine Deutung der Gneisschuppe in Val Soja als D. II Lebendun richtig. Allein Simano und Lucomagno sind noch nicht Antigorio, sondern die tieferen Lappen der hier mächtig gewordenen D. II selbst, von denen die Gneisschuppe in Val Soja nur eine obere Vorstülpung darstellt. Wenn man mit Argand sich die ganze Lebendun-D. konzentriert denkt in den Lappen in Val Soja, und den Simano für Antigorio nimmt, so muß die untere mesozoische Mulde in Val Soja, die dem Simano aufliegt, der Teggiolomulde entsprechen, und es müßte durch das Gebirge hindurch von Pizzo Castello—Mascarpino nach Val Soja ein Zusammenhang zu finden sein. Dies aber ist nach bisherigen Beobachtungen ganz ausgeschlossen. Die Teggiolomulde fällt bei Peccia nach E steil ab. Von dort bis Val Soja auf 30 km Entfernung liegen ihr die Lebendun-Tessinergneise mit stetigem, erst steilem, dann flacherem, aber auch noch am Simano ca. 30° betragendem axialem E-Fallen auf. Es müßte sich um eine ungeheuerere isoklinale westlich übergelegte Querfaltung handeln, die die Teggiolomulde dazwischen irgendwo wieder in die Luft hinausbrächte und in Val Soja wieder ins Gebirge eintauchen ließe, oder man müßte eine große quere Vertikalverwerfung dazwischen annehmen. Das erste ist sehr unwahrscheinlich, das letztere in diesem Gebirge unannehmbar. Die Ähnlichkeit von Simano mit Antigorio-D. kann mir vorläufig nicht über diese Schwierigkeiten hinweghelfen.

Zusammenfassung über die Lebendun-Tessiner-D.

Mit Ausnahme von kürzeren Unterbrüchen durch Verquetschung ist die Gneismasse der penninischen D. II stets symmetrisch beiderseits von Trias und Bündnerschiefer begleitet — sowohl in ihrer westlichen Ausbildung als Lebendungneiszone von relativ geringer Mächtigkeit, als auch im östlicheren Teil, wo sie zur gewaltigen vielgelappten Tessinermasse angeschwollen ist. Überall ist die Lebendun-Tessiner-D. konkordant und flach zwischen die unterliegende D. I und die überliegende D. III gelagert. Gegen S vereinigen sich die Tessinergneiskerne aller ihrer Lappen und sinken dann steil abgebogen zur gemeinsamen Wurzel in die Tiefe. Im N dagegen findet man sehr oft die Stirnbiegung des ganzen oder einzelner seiner Lappen. Die Breite von Wurzel bis Stirn bewegt sich in Beträgen von 10 bis wahrscheinlich über 25 km. Es bleibt somit kein Zweifel, daß die Lebendun-Tessinergneiszone eine echte selbständige weitausholende, wenn auch in ihrer Stärke sehr ungleiche, westlich relativ dünne, und in ihren Ausläufern manchmal zerrissene und passiv vorgequetschte, östlich aber sehr mächtige, stirngelappte Deckenfalte ist.

Die Mte. Leone-Decke (Nr. III)

(Taf. XXIII, 6 XXIV und Fig. 167).

Die zum Teil tessinergneisähnlichen, aber meistens feinkörnigeren und deutlicher geschichteten Gneise, die den Gipfel des Mte. Leone bilden, sind oft ausgezeichnet durch Einlagerungen von Gneisen mit reichlichem, sehr stark perlmutterglänzendem hellgrünem Phengitglimmer und auch durch Einlagerungen von weißen Glimmerschiefern mit Granat und wenig braunglimmerigen Gneisen. Sie fallen mit der Abdachung axial gegen SW ab zur Paßstraße und tauchen dort für immer unter die höheren penninischen D., ohne weiter westlich nochmals entblößt zu werden. Vom Mte. Leone östlich streichen dessen Gesteine durch den Hintergrund der Alpe Veglia und bilden dann vom Ritterpaß gegen NE die Wasserscheide zwischen Rhone und Po (Helsenhorn, Cherbadung, Schienhorn und Ofenhorn). Auf dieser ganzen Strecke biegt der Gneis an seinem Nordrande hinab zum um die Senkrechte schwankenden Parallelkontakt mit Trias und Bündnerschiefer der Bedrettozone. Auf der Südseite dagegen legt er sich flach über auf die symmetrische, dünne liegende Mesozoikummulde, die ihn von der darunterliegenden Lebendunzone trennt. Ein SE-Zweig der Mte. Leone-Gesteine streicht vom Simplon an die S-Seite von Val Divedro, liegt hier abermals über einer mesozoischen symmetrischen Zone und taucht mit derselben bei Crevola d'Ossola senkrecht zur Wurzeltiefe. Im Verlaufe gegen E stellen sich mehr und mehr Zweiglimmergneise im Komplex der Mte. Leone-Gesteine ein.

Das ganze Faltenystem steigt vom Simplon weg nach ENE auf. Schon östlich um das Ofenhorn herum sticht das Mesozoikum frei sichtbar überall unter dem Mte. Leone-Gneis heraus.

Am Albrunpaß ist die Gneisbrücke bei 2410 m Höhe nur noch etwa 50 m dick. Die Bedretto—Binn-Zone vereinigt sich hier unter dem Mte. Leone-Gneis durch mit derjenigen Trias- und Bündnerschieferzone, die am S-Abhang der großen

Wasserscheide über der Lebendun-D. liegt. Im Gebiet der Firmmulde des Hohsandgletschers endigt der Gneis III, der im Simplontunnel noch etwa 500 m unter Meer reichte, ohne Wurzel, in die Luft hinaus. Bei ca. 2700 m hat sich am Hohsandgletscher diese Verbindung der beiden Bündnerschiefermulden unter der darauf schwimmenden Stirn der Falte III zu Tage vollzogen. Dies entspricht einem östlichen Axialsteigen der Falten von 13%. Aus der Simplonkarte von C. Schmidt, Preiswerk und Stella ist zu lesen, daß das große dreieckige Gebirgsgebiet Gondo—Pomat—Campo—Crevola mit dem ganzen Antigoriogebiet in der Mte. Leone-D. eine Fensterbucht ist, die nur im NE offen bleibt. Der Mte. Leone-Gneis liegt hier stets zwischen liegenden mesozoischen Muldenzügen; im S steigt er aus seiner Wurzel herauf; dann legt er sich ganz flach über; im Norden endigt er mit einer tauchenden schwimmenden Stirn, unter welcher und um welche herum die beiden Zweige der Bedrettomulde sich verbinden. Der Mte. Leone-Gneis bildet also deutlich eine Faltendecke von 600 bis 2000 m Dicke, die penninische Decke III. Im Querprofil Gondo—Brig messen wir von der Wurzelzone zur rückgestülpten Stirn im Gantertal (Taf. XXIII Prof. 6) 18 km, im Profil Crevola—Cherbadung (Fig. 167) 24 km. Sie greift also gegen E allmählich weiter über.

In unserer Kenntnis folgt nun gegen E eine große Lücke. Wir wissen noch nicht, wie und wo die Wurzel III die Maggia und den Tessin kreuzt, und welche Berge der Maggia und Verzasca und bis über Val Calanca aus der Decke I, II oder III geschnitten sind, noch welchen Verlauf das Ausreichende der Decken nimmt. Fast scheint es, sie seien gegen die Wurzeln in ihren Kernen verschmolzen. Die Stirnregion ist vom Ofenhorn weg gegen ENE auf 50 km Streichlänge ganz abgetragen. Sie lag, hier in der Region der größten axialen Aufwölbung des Deckengebäudes, zu hoch, um erhalten zu bleiben. Nur tiefere Gebirgslieder bilden hier Berg und Tal.

Plötzlich im Adulagebirge, wo symmetrisch zum Simplon axiales E-Sinken sich kräftig einstellt, setzt auch Decke III wieder ein mit prachtvoll geschwungenem und von Mesozoikum umwickeltem liegendem Stirngewölbe. Die SE-Grenze, mit Mesozoikummulden über der geteilten Decke II zieht zwischen Adula und Simano nach V. Malvaglia hinüber.

Im Profil durch den Simplontunnel (Taf. XXIII Prof. 6) bildet die Stirn von Decke III am Mte. Leone-Gipfel einen oberen kürzeren Teillappen, unten einen größeren längeren. Zwischen die beiden ist ein Stück einer höheren Decke (St. Bernhards-D. = IV) samt der III und IV teilenden symmetrischen Mulde eingewickelt. Der längere untere Tauchlappen von III ist dann an der Bedrettozone — eine Rückwirkung des Aar-M. — zurückgestaut. Er brandet in mehreren Digitationen auf. Bei $4\frac{1}{2}$ —7 km vom N-Portal durchsticht der Simplontunnel die muldenförmig in die Decke III eingetauchte Stirn der ebenfalls gestauchten Decke IV. Diese Mulde in III, mit IV erfüllt, steigt gegen NE. Ihr gehören die nördlichen Vorgipfel des Mte. Leone an: Wasenhorn, Furggenbaumhorn, Bortelhorn, Hüllehorn, Gibelhorn. Am Gibelhorn streicht das zwischenliegende Mesozoikum bei ca. 2500 m, am Hüllehorn bei ca. 2950 m nahe dem oberen Rande des gewaltigen Absturzes nach dem Binn-Längstal aus. Hier vereinigen sich die Gneismassen, die vom Mte. Leone gegen N absteigen mit denen der Stirn III, die sich nach E heben und verbreitern. Weiter östlich, am Helsenhorn 3274 m und

auf dem Cherbadung 3213 m (Fig. 167) finden sich auf den Gipfeln des Wasserscheidegrates zwischen Rhone und Po noch kleine Deckenklippen von Decke IV auf Mesozoikum von III. Der obere Teil von III enthält wenig weiter NE am Schwarzhorn und Rothorn ausgedehnte Massen von Peridotit und Serpentin.

Deckfalte IV reicht in ihrer Stirnregion nicht mehr weiter östlich als Cherbadung. Sie ist über der mächtigen axialen Erhebung der Tessinerregion auf eine streichende Länge von 60 km, Decke III auf 50 km, die nördlichsten Lappen von Decke II auf 20 km ganz abgetragen, hinaus bis an die Adulamasse. Auf dieser Strecke bildet Decke II und die Bedrettomulde die Gipfel von 3000 bis 3300 m Höhe.

Das durchgreifende Gesetz des Deckenbaues: auffallende Konstanz der Fazies in der Längsrichtung, starker Wechsel bei geringer Entfernung von einer Decke zur anderen, ist auch in der Gesteinsbeschaffenheit der penninischen Decken deutlich ausgesprochen. Der Antigoriogneis von Gondo bis nach Peccia, der Tessinergneis von Claro bis an den Simano sind stets die gleichen. Der feinkörnige Konglomeratgneis und z. T. der oft begleitende Augengneis von Lebendun bei der alten Kaserne an der Simplonstrasse ist identisch mit dem Gipfel des Basodino, dem N-Rand des Sambucolappens und dem Paket in Val Soja. Phengitgneise, Granatmuscovitschiefer und Granatamphibolite am Mte. Leone geschlagen könnten für solche von Zervreila-Adula gelten. Auch bei starker Lamination sind im Gebiet der unteren penninischen Decken große glatte Überschiebungen wie im helvetischen Gebiete nirgends zu finden. Die Symmetrie ist beiderseits der liegenden Antiklinalen und Synklinalen meistens erhalten. Die Decken sind hier liegende Falten mit Verdünnung, aber ohne Abscherungen der Mittelschenkel.

Das Adulamassiv verbindet die untere penninische Decke III im Wallis fast untrennbar mit IV. Wir besprechen es deshalb zusammen mit den oberen penninischen Decken Graubündens.

Zur Oberflächengestaltung des Tessiner Gneisgebietes.

Durchtalung.

Schon S. 69 haben wir die überwältigende Durchtiefung durch talbildende Erosion im Gebiet des Tessin und seiner Nebenflüsse hervorgehoben. Zwischen Simplon und Adula, Locarno und Airolo sind wir im Gebiete des allergewaltigsten Abtrages, den das Gebäude der Alpen erfahren hat. Hier war das Alpengebirge nach seiner inneren Anlage am höchsten. Rekonstruiert muß die Dent-Blanche-D. über der Gegend von Biasca höher als 20 km, über manchen Teilen der Maggiatäler 25 km und allfällige ostalpine Deckenteile bis über 30 km Meerhöhe hinauf versetzt werden (Taf. XXVII). Nicht, daß das Gebirge je diese Höhe erreicht hätte. Teils wurde es schon während des Emporsteigens stets abgetragen, teils war isostatische Höhenschwankung am Werke. Aber diese Beträge sind weggewittert worden! Unter diesen Umständen mußte die Talanordnung sich vom tektonischen Bau, soweit er noch heute erhalten ist, immer unabhängiger gestalten. Selbst ein Erbe der Vergangenheit ist kaum mehr herauszufinden. Der Verlauf und die baumförmige Verzweigung der Täler nach oben kümmert sich hier nicht mehr darum,

ob die Platten und Schichten der Gneise und Glimmerschiefer oder der eingefalteten Mesozoika flach, oder schief, oder senkrecht stehen und wie sie streichen. Auch die Zugehörigkeit zu verschiedenen tektonischen Gliedern im Gebirgsbau ist ohne Einfluß auf die Art der Durchtalung. Sie sieht im Kartenbild aus wie bei einem Plateaugebirge, in welchem die ursprünglichen Plateauflächen schon ganz durch Talbildung aufgezehrt und in „Schneiden“ umgewandelt worden sind.

Der Gesamtcharakter der heutigen Durchtalung spricht für hohes Alter, große und immer erneuerte Intensität der Austiefung, stets neu jugendliche Formen erzeugend. Die große isostatische Einsenkung im Diluvium spricht sich aus in der ungeheuren Zuschüttung der Haupttalwege bei gleichzeitig noch sehr steil gebliebenen Gehängen und tiefer und enger nach oben verzweigter, stets fortdauernder Durchtalung in allen Nebentälern. Der Unterschied vom Haupttal zum Nebental wird dadurch sehr stark. Die Berge erscheinen stets als Relikte zwischenden Tälern geformt.

Die Haupttäler wie die Nebentäler sind tief und reichlich verzweigt und relativ sehr eng; die Gebirgsmassen zwischen den Tälern sind breit, mächtig und scharf zergliedert; die Böschungen der Talgehänge sind noch sehr steil und in den tieferen Teilen meist steiler. In den höheren Gehängen finden sich nicht selten Kare, die in die obersten Steilgräte eingreifen. Die Täler sind ausgezeichnet gestuft und oft an den Gehängen in Fortsetzung der oberen Stufen terrassiert; die Felserosionsterrassen sind manchmal mit Moränen bedeckt. Die Nebentäler münden in Steilstufen. Ihre Schuttkegel zwingen den Hauptfluß zu Ausbiegungen und Seitenangriffen. Epigenesen führten zur Ausbildung prachtvoller Erosionskesselschluchten (Ponte Brolla b. Locarno, Val Blenio östlich Torre). Die Stufen der Nebentäler setzen oft in die Terrassen der Haupttäler fort.

Die in später Phase isostatisch eingetretene Senkung des Gebirges hat nur die tiefsten Haupttalwege in Alluvialböden umgewandelt; die höheren Nebentäler und die oberen Teile der Haupttäler, dicht daran bergwärts fortsetzend, sind in großem Formengegensatz dazu unbeeinflusst geblieben. Die viele hundert Meter dicken diluvialen und rezenten Schuttauffüllungen der Poebene greifen durch die nach S sich öffnenden Täler hinauf, in Zuschüttungslücken die Seen bildend, als Deltaflächen und Schuttkegel oberhalb der Seen wohl noch mehrere hundert Meter mächtig, bis in das Innerste des Gebirges hinauf.

Von den lokalen epigenetischen Abweichungen abgesehen, finden wir keinen Fels in den Talwegen von der Poebene weg im Maggiagebiet hinauf bis Carlo im Bavonatal und bis oberhalb Bignasco an der Maggia, bis oberhalb Faïdo im Tessin, oberhalb Olivone am Brenno, bis Soazzo im Misox. Als Beispiel sei nur die Stufung und Terrassierung im Haupttal des Tessin von oben nach unten kurz notiert (verglichen auch Lautensack, „Die Übertiefung des Tessingebietes“, geogr. Abhdlg. Wien 1912):

1. Oberstes Talstufen und Terrassensystem „Petanettostufe“ ca. 1800 m, ihr angehörend z. B. das Nebental von Piora.

2. Bedrettostufe 1400—1200 m als Talboden endigend schon oberhalb Airola und abschließend mit der Stromschnelle im Riegel von Stalvedro, wo der Gneis des aufsteigenden W-Zipfel des Lucomagno-M. durchschnitten wird. Dieser Talboden setzt an der linken Talseite fort als Terrasse der Dörfer Altanca 1380, Ronco, Deggio, Catto 1200, rechtsseitig: Dalpe, Gribbio usw.

3. Die Stalvedroschnelle mündet in die obere Leventina- oder Fiessostufe ca. 1000 m. Diese letztere läuft dem S-Rand des Lucomagno-M., links Gneis, rechts Bündnerschiefer, entlang.

Sie endigt damit, daß der Tessin ganz in den Gneiskern des Massives eintritt, in welchem er als gewaltige Stromschnelle von Fiasco nach Faido auf 2 km Länge von 948 auf 750 m fällt. Die Talstufe von Fiasco setzt sich in einer Dörfer besetzten Terrasse linksseitig fort: Rossura, Calonico, Cavagnago, Sobrio („Sobriotalboden“ von Lautensack).

Am Fuß der im zweiglimmerigen Orthogneis eingeschnittenen Steilstufe Fiasco-Faido, ca. 2 km oberhalb Faido bei 760 m tritt der Tessin vom Fels auf die Schuttfüllung des Tales, und sein Wasser fließt auf seinem ganzen Wege bis ins Meer niemals wieder auf einem Talweg in anstehendem Fels.

4. Die mittlere Leventina Faido-Lavorgo ist ein intermediärer Schuttalboden, aufgestaut durch den Bergsturz der Biaschina (Stromschnelle am Bergsturz-Innenrand).

5. Untere Leventina (Giornico-Biasca) und Riviera (Biasca-Bellinzona) und bis Lago Maggiore, an Talbreite zunehmender steilwandig begrenzter Aufschüttungstalboden (Meerhöhe bei Giornico 400 m, auf 40 km um 200 m = $5 \frac{0}{100}$ fallend).

Bergstürze.

Große Bergstürze sind im Gebiet der Tessinertäler auffallenderweise bei weitem nicht so zahlreich wie z. B. im helvetischen Gebirge. Der Mangel an starkem Wechsel von festen und brüchigen Gesteinskomplexen mag ihre Entstehung erschweren.

Im Maggiagebiete liegt ein großer prähistorischer Bergsturz bei Menzonio N Bignasco. Ein anderer an der Steilstufe unterhalb Fusio legt sich unterhalb des Felsriegels von Mogno bis nach Peccia hinab; er ist ein großer Felssturz aus der Westflanke des Pizzo di Ruscada. Bei Ludiano im Bleniotal hat ein Bergsturz den Brenno nach E auf epigenetischen Weg gedrängt. Weitere liegen ob Quinto, ob Osco im Leventinatal N-Seite, und drohende Anrisse erstrecken sich an einzelnen Stellen über den Dorfterrassen bis hoch an die Berggräte hinauf. Wohl der größte Bergsturz des Tessingebietes ist derjenige der Biaschina.

Derselbe scheidet die mittlere Leventina (Faido 670, Lavorgo 604 m) von der unteren Leventina (bei Giornico mit 450 m beginnend) durch die enge Steilstufe der Biaschina. Der Tessin hat diese enge Steilschlucht mit 154 m Gefälle auf 2 km oder 240 m auf 5 km entlang der linksseitigen Felsflanke gegraben. Im Talboden oberhalb der Bergsturzwelle finden sich die Spuren eines abgelaufenen Stausees in Deltaterrassen, Sand- und Lehmschichten.

Die ganze Stufe von Lavorgo bis Faido ist aufgeschüttet hinter dem Bergsturzriegel. Die Rückwärts-erosion hat den Riegel noch nicht überwältigt. Chironico steht hinter der Brandungswelle des Trümmerhaufens auf der Stauterrasse des gleichnamigen südlichen Seitentales. Im Wasserleitungsstollen des Kraftwerkes Bodio, das die Biaschinastufe ausnützt, traf man auf die bergsturzerfüllte alte Stufenmündungsschlucht des Ticinettoflusses, dessen neuer Lauf einige 100 m südlicher den Bergsturz schon durchschnitten und sich auch schon in das Gneisgehänge etwas eingetieft hat. Der Trümmerstrom ergießt sich talauswärts von Lavorgo bis Giornico auf beinahe 5 km Länge mit $\frac{3}{4}$ — $\frac{1}{2}$ km Breite. Der Trümmerstrom erreicht seine größte Höhe 810 m und seine bedeutendste Dicke, wohl 300 m, in seinem obersten Teil und schwillt talauswärts rasch und regelmäßig ab, während er gleichzeitig durch Verschwemmung mehr und mehr umgeformt ist. Das Volumen wird von Schardt auf 500 000 000 m³ geschätzt.

Der Bergsturz stammt von der linken Talseite und war in der Hauptsache eine Felsrutschung der 20—40° SW fallenden Zweiglimmer-Gneisplatten. Im streichenden Tale mußte er sich sofort nach Aufwerfen des 810 m hohen Schuttberges vor Chironico nach links talauswärts wenden. Der oberste Anrißrand ist unter Angone bei 1500 m deutlich, ebenso der S-Rand der Nische über Anzonico, allein es war den Beobachtern bisher nicht möglich, die ganze Umgrenzung der Abrisnische deutlich zu verfolgen. Der Ansicht, es handle sich um eine Aneinanderreihung von zwei oder drei ähnlichen Felsabrutschungen, widerspricht die einheitliche Gestalt des Trümmerhaufens. Moränenrümmer finden sich gelegentlich im Bergsturz, sind also mit abgestürzt. Moräne liegt nahe der Station Gior-

nico darunter, keine darauf. Der Bergsturz ist also prähistorisch-postglazial. Arnold Escher hatte die Bergsturnatur der Talstufe von Biaschino zuerst notiert. Dann folgten Penck, Lautensack und Schardt. Endlich gab Hans Nägeli eine monographische Untersuchung und Darstellung mit Karte und Profilen (Viertelj. N. G. Zürich 1920).

Als Bergstürze aus historischer Zeit sind zu nennen: 1512 Sept. Bergsturz vom Mte. Crenone (Pizzo Magno) oberhalb Biasca. Die Ausbruchsnische an der W-Seite des Berges greift bis an den Gipfel. Der Trümmerhaufe sperrte das Bleniotal zwischen Loderio und Biasca ab, so daß ein See entstand, der 5 km weit bis über Malvaglia reichte. Am 15. V. 1515 durchbrach der See seine Barriere und verwüstete das Tal bis an den Lago Maggiore hinab (600 Tote, 400 Häuser zerstört).

Die Leidensgeschichte des Dorfes Campo-Valle Maggia ist uns seit 1780 überliefert (Alb. Heim, Viertelj. N. G., Zürich 1898):

1857 verschlimmerte periodisches Schwellen der Rovana zur Holzflößerei die Zustände. Die Schuttlieferungen der Rovana machten das Maggiadelta schnell in den Langensee hinauswachsen. 1850—1864 schnitt sich die Rovana um 30 m in den Fuß der Terrasse von Campo ein und lag bald im ganzen 80 m unter dem Laufe von 1780. Eine Reihe von Ställen sanken an der Terrassenstirn ab und das ganze weiter zurückliegende Dorf bewegte sich langsam und zeitweise. Im Laufe der Jahre drohte Haus um Haus einzustürzen und mußte abgebrochen werden. Im Sommer 1897 nach sehr schneereichem Winter nahmen die Bewegungen wieder stark zu. Die Untersuchung (Alb. Heim) stellte fest, daß die Terrasse von Campo dem vordersten und mächtigsten Teile eines alten Schuttstromes angehört, der aus einer Felsrutschung von Gneis und Glimmerschieferplatten mit 20—35° SSE-Fall sich im Laufe der Jahrhunderte abgelöst und entwickelt hatte. Der obere Abrißrand des jetzigen Trümmerstromes liegt bei 1800—1850 m am Piano dei Pi. Noch ältere Bewegungen begannen noch höher. Oberhalb Campo hat der wildbewegte, wogende, nur scheinbar erstarrte Trümmerstrom 350—400 m, bei Campo und unterhalb 900 m Breite und ist im ganzen vom Abrißrand bis an die Rovana 2300 m lang. Das ganze Rutschgebiet mißt etwa 1½ km², und die Gesamtmasse des Bewegten mag 120—150 Millionen m³ betragen. Zahlreiche Quellen von je mehreren 1000 l. begleiten den Trümmerstrom und sorgen für Beweglichkeit. Einige derselben sind stets durch die innere Bewegung getrübt. Die ganze Terrasse von Campo ist an beiden Flanken abgesichert und schiebt sich gegen die Rovana vor. Die Bewegung wird wechselweise provoziert durch Durchwässerung von oben oder Erosion am Stirnrande des Schuttstromes. Verbauen der Rovana allein kann nicht helfen. Gründliche Entwässerung oben ist vonnöten. Das Dorf Campo ist in vollständigem Zerfall begriffen.

Also auch im Tessinergneisgebiete treffen wir auf Bergstürze sehr verschiedener Art. Jeder hat seine Besonderheit. Man kann die meisten in die Haupttypen einordnen: Felssturz (oberhalb Biasca); Felsrutschung nach der Art der Abtrennung, aber mit stürzender Bewegung (Biaschina); Felsrutschung, nach der Abtrennung sich umformend in Trümmerstrom mit langsamer Bewegung (Campo).

3. Die oberen penninischen Decken im Wallis.

E. Argand, L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales, Bull. Lab. Géol. Lausanne Nr. 14, 1909 und E. Argand, „Beiträge“ n. F. 31. Lfg. 1911.

Argands großes Werk, das die Begründung zu seiner „Carte structurale“ der Westalpen bringen soll, ist noch nicht erschienen. Eine eingehende Darstellung von ihm, außer dem was Karten, Profile und „Beiträge“ 31. Lfg. 1911 enthalten, besitzen wir erst über die Nappe de la Dent Blanche. Über die andern bestehen, abgesehen von den Werken von Gerlach, nur mehr beiläufige Notizen in verschiedenen kleinen Publikationen (Lugeon, Schardt, Preiswerk, Argand).

Das penninische Hochgebirge vom Simplon bis über den Grand St. Bernhard wird aus folgenden tektonischen Gliedern von unten nach oben aufgebaut:

1. Carbonische und mesozoische Unterlage, bestehend aus einem unterbrochenen nördlichen Streifen helvetischer und einem zusammenhängenden südlichen mächtigeren Streifen penninischer Fazies, die Grünschiefer fast fehlend, vorherrschend am südlichen Gehängfuß des Rhonetales hinziehend (Brig—Turtmann—Sitten—Riddes—Chable—Sembrancher—Val Ferrex—W. Grd. St. Bernhard—Morgex—Pt. St. Bernhard usw.) „Zone de Sion“.

2. St. Bernhard-D. (Nr. IV), vorherrschend aus Carbon und Casanasschiefer gebildet, gestaut bis 8000 m mächtig, reicht vom Simplonpaß über den großen St. Bernhard und bis ans Mittelmeer nach Savona.

3. Normal aufliegendes penninisches Mesozoikum der St. Bernhard-D. Trias und Jura mit reichlichen basischen niemals sauren Eruptiva (Grünsteinen), einige 100 bis einige 1000 m mächtig, „Zone du Grand Combin“; ringsum ausgezackter

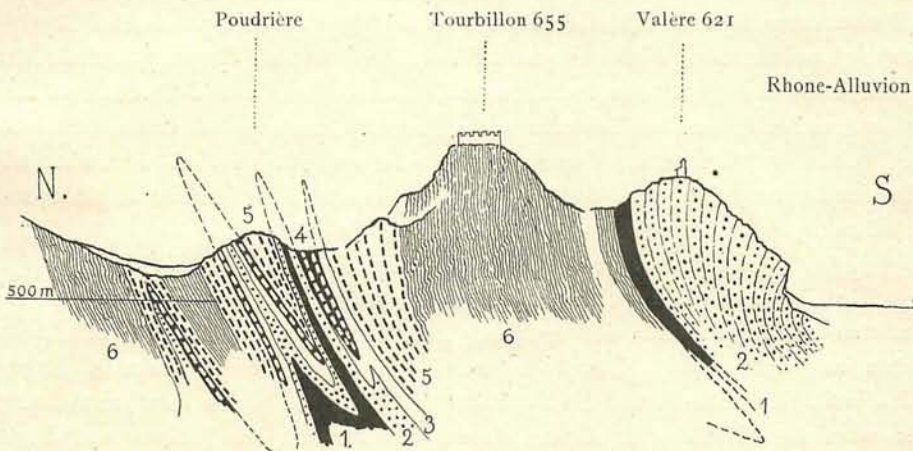


Fig. 173. Profil durch die Hügel von Sitten, nach M. Lugeon.

1 = Carbon, 2 = Quarzite, 3 = Gips, 4 = dolomitischer Kalk, 5 = Liaskalk, 6 = Liasschiefer (Schistes lustrés).

Erosionsrand: Basis des Matterhorn, Theodulpaß, Mettelhorn, Brunegghorn, Stellhorn, Turtmangletscher, Frilhorn, Zinal, Glacier de Moiry, Pointe de Zate, Arolla, la Roussette, Evolena, Pointe de Vanasson, Mont Pleureur, Grand Combin, Aosta, Val, Tormanche, Theodulpaß.

4. Dent Blanche-Decke (Nr. VI) (Weißhorn, Dent Blanche, Matterhorn, Mont Collon, Mont Gélé, Mont Redessau), aus sehr mannigfaltigen Paraschiefern und Intrusiva (Arollaserie, Valpellineserie) und Relikten von aufliegendem Mesozoikum des Deckenrückens am Mont Dolin.

5. Mitten in die obere Zone von Mesozoikum, also zwischen Bernhard- und Dent Blanche-D., schiebt sich in der SE-Ecke der penninischen Schweizeralpen noch ein Deckenmassiv ein, die Monte Rosa-D. (Nr. V).

Wir besprechen der Reihe nach die Decken IV, V und VI.

Die Zone von Sitten ist im Gebiet von Wallis nach dem übereinstimmenden Urteil ihrer Forscher (Lugeon, Argand und Rabowski) außerordentlich

kompliziert gebaut. Sie besteht aus einer Menge von isoklinal gequetschten Falten und Schuppen, die z. T. als Stirnregion zur St. Bernhards-D. gehören, z. T. wohl von den auf weite Erstreckung verdeckt in der Tiefe liegenden tieferen penninischen Decken abgeschürft und vorgestoßen sind. Das Streichen schmiegt sich stets den autochthonen Massiven an, das Fallen ist steil SE. Zwischen den sich wiederholenden penninischen Schichten von Carbon und Mesozoikum stellen sich auch noch, erinnernd an ein gemischtes Kartenspiel, Lamellen von Casannaschiefern und Gneisen, und im N-Teil von ultrahelvetischem Lias ein. Über die jedem Besucher des Wallis erinnerlichen kleinen Berge im Tale, an welche Sitten sich anlehnt, und die dieser komplexen Muldenzone angehören, gibt Lugeon das nebenstehende Profil (Fig. 173), das als Beispiel dienen kann. Dem S-Rand des Gotthardmassives entlang hört die Verschuppung mit helvetischen Gesteinen auf — es sei denn, daß wir das ganze Gotthard-M. als eine Schuppe der Mischzone betrachten wollten. Auf eine kurze Strecke (Val Gronda bis Ilanz) folgt anscheinend direkte Überlagerung des penninischen Mesozoikums auf dem helvetischen Verrucano (primär? aufgeschoben?). Die Grenzzone zwischen helvetischen Wurzeln und Penninikum bleibt sodann verdeckt, bis bei Bonaduz eine Überschiebung des Bündnerschiefers über die Narbe der helvetischen Wurzeln mehr oder weniger deutlich erkennbar wird. Von der kartenspielartigen Mischung der Gesteinsblätter ist hier im E nichts mehr zu sehen.

Die St. Bernhardsdecke (Nr. IV, Taf. XXIII).

Die Deckenfalten IV, V und VI sind von gewaltigen Dimensionen. Dem Volumen nach bedeuten sie 3—4 mal mehr bewegtes Material als alle übrigen Falten im gleichen ganzen Querprofil durch die Alpen zusammengenommen. Argand hält die St. Bernhards-D. und die Dent Blanche-D. für die beiden HAUPTERSCHEINUNGEN der westlichen Hälfte der Alpen, denen alles andere wie Folge- und Begleiterscheinungen sich unterordnet. Sie waren schon im Carbon und Perm als weitauseinander liegende Rippen zwischen Meertiefen vorgebildet. Sie blieben in der Sekundär- und Alttertiärzeit latent in der Tiefe versunken, bis kurz vor Ende der nummulitischen Zeit die Erweckung durch den großen Schub aus S und SE stattfand, der sie zu gewaltiger Übertreibung zwang und aus ihnen die größten liegenden Falten entwickelte. Dabei gehört die größere St. Bernhards-D. zugleich einer etwas früheren Phase an. Sie wurde unter der nachfolgenden Dent Blanche-D. ausgewalzt, und vor deren Stirn in Fächerform ausgepreßt. Dann drängte sich zwischen beide von S her als Nachschub die Monte Rosa-D., noch mehr quetschend und ausdünnend und ihren Kopf geradlinig einbohrend, daß die St. Bernhards-D. in Rückfaltung den Mischabelfächer bilden mußte. So ist denn die St. Bernhards-D. zugleich die erste, größte, die am stärksten von den andern deformierte liegende Falte des Alpenkörpers geworden. Ihre Stirn ist auf weite Erstreckung durch laminierte Pakete von Trias und Bündnerschiefer in zwei große und mehrere begleitende kleine Lappen geteilt. Sie greift weit nach W über, so daß sie vom Simplon an westwärts zugleich mit den helvetischen Wurzeln auch die drei tieferen penninischen D. stets verborgen hält, und wir nicht wissen können, wie weit diese letzteren in der Tiefe sich noch gegen SW erstrecken.

Die Deckennatur eines Schichtkomplexes wird immer am sichersten erkennbar durch Erosionsfenster, welche ihre Unterlage entblößen, oder durch Deckklippen, in welche die Erosion sie aufgelöst hat. Beides liegt bei der St. Bernhards-D. vor.

Beim Dorfe St. Niklaus im Nicolaital ist (Lugeon) eine kuppelförmige Aufwölbung der St. Bernhards-D. vom Tale zu einem Fenster angeschnitten. Unter den Casannaschiefern liegt, rechtsseitig unter Fluh, linksseitig unterhalb dem Dorfe, flache Trias mit oben Quarzit, darunter dolomitische Kalke und Rauhwacke. Der Talgehängefuß und der Talboden sind durch Schutt verhüllt. Die Trias reicht bis fast 500 m über den Talboden. Das Fenster hat 3 km Länge in der Talrichtung und 1 km Breite. Die darin entblößte Trias hat verkehrte Schichtfolge, der Quarzit liegt oben. Der Fensterrahmen ist also im verkehrten Mittelschenkel der St. Bernhards-D. ausgeschnitten. Bei 3300 m Höhe am Distelberg westlich hoch über dem Fenster liegt die normale Schichtreihe: Quarzite, Dolomite, Bündnerschiefer der D. IV wieder oben auf. Das Loch von St. Niklaus durch die St. Bernhards-D. liegt etwa 15 km S des kristallinen Stirnrandes und 12 km

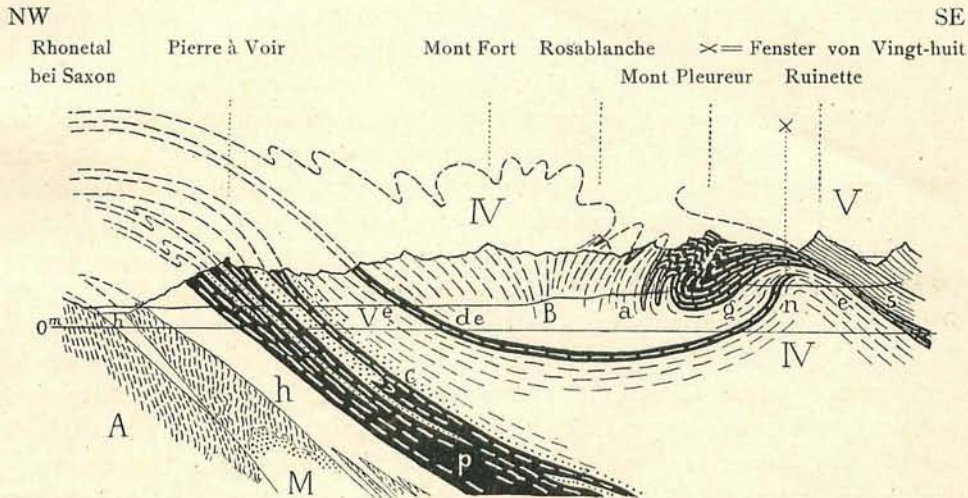


Fig. 174. Der Stirnfächer der St. Bernhards-Decke im Vallée de Bagnes, nach E. Argand, 1 : 300 000.

A = Massiv der Aiguilles Rouges, M = Montblanc-Massiv, C = Carbon der St. Bernhards-Decke, h = helvetisches Mesozoikum, p = penninisches Mesozoikum.

rückwärts von der Stelle zwischen Visp und Stalden, wo die verkehrte Schichtfolge der Deckenunterlage südlich unter das Tal einsinkt, und entblößt an dieser Stelle eine Dicke der liegenden Falte aus altkristallinen Gesteinen von ca. 2000 m (Taf. XXIII).

Ein weiteres merkwürdiges Fenster in der St. Bernhards-D. hat Argand im Hintergrunde von Val de Bagnes in der Alp Vingt-huit gefunden (Fig. 174). Dasselbe durchbricht zwar nur den oberen Stirnlappen von D. IV und entblößt die verbogene mesozoische Mulde zwischen den beiden großen Stirnlappen ca. 15 km einwärts vom westlichen Stirnrand in Val Ferrex, in grader Linie 18 km taleinwärts von der Deckenstirn bei Châble.

Über dem Tessin ist die St. Bernhards-D. ganz abgetragen. Von Osten kommend, finden wir sie im NE in ihrem Stirnteil zuerst mit einigen Deckklippen einsetzend am Cherbadung und Helsenhorn (S. 526). Im Profil des Simplon (Taf. XXIII Prof. 6) erscheint der tiefere Stirnlappen in Stauchform. An der Simplonpaßfurche setzt D. IV zusammenhängend ein und sinkt gegen SW axial

tiefer. Vom Simplon läßt sich der E-Rand der St. Bernhards-D. durchweg gegen SE durch das Zwischbergental, an der E-Seite von der Cima di Camughera und in einer Schlinge durch Val Antrona auf eine Zonenbreite NNW—SSE von 30 km verfolgen. Stets fallen dabei die Gneise und Casannaschiefer mit Axialgefälle gegen W ins Gebirge hinein; fast immer sind sie nach unten durch dünne metamorphe mesozoische Schichtpakete vom tieferen Mte. Leone-Gneis getrennt. Auf dieser ganzen Breite liegt das St. Bernhardsgestein auf den genannten Unterlagen deutlich als Decke. Erst weiter S in Val Antrona biegt es, auf eine schmale Masse zusammengepreßt, fast plötzlich in überkippter Stellung zur Tiefe als Wurzel hinab. Die Deckengestalt des St. Bernhard-M. ist somit an seinem E-Rande durch Erosion vollständig aufgeschlossen, und der Zusammenhang von rückgestauchter Stirn auf 30 km Deckenbreite bis zum Abstieg in die Wurzel zu verfolgen. Gegen W dagegen ist im Gebiet der Schweiz kein Erosionsrand und kein Fenster mehr im inneren Teil der Decke zu finden, wohl aber ist durchweg die Unterlagerung des Stirnrandes durch penninisches Mesozoikum sichtbar.

Im Profile von Val d'Annivier treffen wir in isoklinaler Lage der Schichten mit S-Fallen den tieferen Stirnteil der D. IV. Darunter zeigt sich dem südlichen unteren Gehänge des Rhonetales entlang eine komplizierte Schuppung und Verfallung des Paläozoikums mit dem unterliegenden penninischen Mesozoikum. Carbon und Bündnerschiefer wechseln mit S-Fallen im gleichen Profil 3—8 mal oder noch mehr ab. Scharfe Umbiegungen oder auch Abscherungen sind hier und da sichtbar. Clivage stört vielfach die Feststellung des Zusammenhanges. Dies ist die Zone der Anthrazitvorkommnisse. Der zunächst noch isoklinale Außenrand von IV grenzt im Norden scharf und einfach ab an den auf das Aar-M. steigenden Sedimenten. Eine Zusammenpressung in der Tiefe ergibt ein fächerförmiges Ausweichen in relativ freier Höhe. Die St. Bernhards-D. hat diese Behandlung nacheinander in drei an tektonischer Tiefe zunehmenden Zonen erfahren. Sie bildet deshalb drei große Fächer, die alle sich im Streichen weithin verfolgen lassen. Am Beispiel der St. Bernhards-D. im Wallis hat Argand zum erstenmal bewiesen, daß eine gewaltige aufrechtstehende und beiderseits sich überlegende Fächerzone von kristallinen Gesteinen, wie wir sie auch im Silvretta-M. wieder finden werden, auf Mesozoikum schwimmen kann, währenddem man früher den Fächerbau für den besten Beweis autochthoner Wurzelung hielt. Die drei Fächerzonen der St. Bernhards-D. sind:

1. Der Stirnfächer ist durch die Klemmung der Bernhards-D. zwischen den autochthonen M. und der Stirn der Dent Blanche-D. als der erste entstanden. Er liegt von allen tektonisch am höchsten. Er zeigt sich in deutlicher Fächerform erst westlich von Val d'Hérens, wo auch der höhere Stirnlappen von D. IV in das erhaltene Gebirge hineinsinkt und sich geometrisch mit dem tieferen und seiner Unterlage verbindet. Der schöne einheitliche Fächer ist vom Val de Bagnes auf 16 km durchquert (Fig. 174). In den nördlichen 12 km beachtet man S-Fallen, an Steilheit zunehmend gegen S, dann Vertikalstellung; im südlichen Viertel des Fächers N-Fallen. Dieser Fächer setzt sich im Streichen gegen SW und dann gegen S fort. Durch die Axensenkung in dieser Richtung und durch die Erosion

wird er noch besser entblößt, und entwickelt sich auch tektonisch breiter und mächtiger. Er bildet dort die mächtige „Zone houillière“ bis nach Briançon und erstreckt sich bis ans Meer. Das ist zugleich die große „Zone axiale“, die man lange Zeit für die Hauptwurzelzone der Alpen hielt, die sich aber nun als die fächerige und rückgestülpte Verstauchung der Stirn der St. Bernhards-D. erwiesen hat. Kilian, Termier, Lugeon, Argand haben Schritt für Schritt die Aufklärung gebracht.

2. Der Rückenfächer ist erzeugt durch das Eindrücken des Rückens der St. Bernhards-D. durch die Monte Rosa-Stirn, was zu einer mächtigen Rückstülpung der St. Bernhards-D. unter Einklemmung zwischen ihrem eigenen vorderen Teil und der Mte. Rosa-Stirn führte.

Zunächst ist auf der W-Seite des Nicolaitales die Fächerentwicklung durch die tiefe Lage mit Überdeckung durch die Dent Blanche-D. gehemmt. Hier aber zeigen sich am S-Zipfel der Rückstülpung einige andere merkwürdige von Argand genau verfolgte Erscheinungen. Die Entblößungen im Kessel von Zermatt und Val Tournanche sowie an der E-Seite des Nicolaitales und in der Combinzone von Randa bis Evolena ermöglichen eine zusammenhängende klare Untersuchung. Am Gipfel der Rückstülpung sind einige kleine Triasfältchen angeschürft (Fig. 175). An der Unterseite der mächtigen Rückstülpung der St. Bernhards-D. trennt sich von derselben ein Fetzen von Casannaschiefern und carbonischen und triasischen Quarziten ab. Derselbe ist gestreckt, in Linsen zerrissen, weiter ausgewalzt und eingefaltet in die Bündnerschiefermulde, die unter der Dent Blanche-D. liegt. Dieser ausgeschürfte Ausleger der Bernhards-D. geht bis ins Val Tournanche, wendet sich dann nach N zurück, läuft unter der Dent Blanche-D. hinaus und endet mit Verquetschung nahe der St. Bernhardsstirn. In unserer Fig. 175 haben wir diese laminierte Linsenkette mit schwarz und mit w bezeichnet (verglichen ferner Taf. XXIII Prof. 1 und 2). Die bisherigen Beobachtungen und Darstellungen lassen die Vermutung zu, daß dies w ursprünglich der obere Stirnlappen der St. Bernhards-D. sei, der sich bei Evolena sowie unter der Ruinette zum Hauptteil des großen Fächers vom Val de Bagnes entwickelt, indem er sich von seiner Lamination erholt und gewissermaßen ausquillt. Die Linsenreihe w wäre dann der ausgewalzte und eingefaltete Stiel einer oberen Stirndigitation der Decke IV, deren Hauptmasse als Fächer vorgestoßen ist. Hier ist die Ausdünnung des Fächerstiels aufs äußerste getrieben, so daß er im Profil zu einem gefalteten dünnen Wurzelfaden geworden ist.

Wir kehren zurück zur mächtigen Rückstülpung der Decke IV über V. Von der W- nach der E-Seite des Nicolaitales steigt sie unter ihrer Bedeckung durch D. IV heraus und hinauf. Hier erscheint sie als gewaltiger Fächer geöffnet in der Mischabelkette und setzt fort im Laquinhorn, Fletschhorn und Weißmies (Taf. XXIII Prof. 4 und 5), welche gewaltigen Berge dem zweiten Fächer der gequälten St. Bernhards-D. angehören. Am Camughero stehen wir bereits südlich der Rückstülpung in dem verdünnten Teil von IV zwischen Rückstülpung und Wurzel.

In den Westalpen zeigt sich bei jeder axialen Erhöhung des Deckensystems eine neue Entblößung des Mischabelfächers. Er setzt dorthin fort, untertauchend,

wiederauftauchend im Gebiete von Val Savaranche und abermals auftauchend im Mont de la Vanoise (Argand).

3. Der zuletzt gebildete und tektonisch tiefst liegende Rückstauungsfächer der St. Bernhards-D. ist ihr Wurzelfächer. Die insubrische Faltungsphase hat ihn durch Unterschiebung der insubrischen Zone gebildet. Der Wurzelstiel der Decke ist nach der Tiefe so dünn gequetscht, daß er eine auffallende fächerige Divergenz der Schichten nicht mehr zeigen kann. Wohl aber bildet er einen prägnanten Fächer gegen die Höhe besonders im Verein mit seinen nördlichen und südlichen Leidensgenossen. Der gewaltige gemeinsame Wurzelfächer, gebildet aus den Wurzelstielen der sämtlichen penninischen Decken, an den sich auch noch ostalpine Wurzeln angliedern, ist am besten zu beobachten im Quertal des Toce unterhalb Domo d'Ossola; er zieht durch Centovalli, über Locarno zu dem zweiten großen Querdurchschnitt, den der Tessin bei Bellinzona geschaffen hat; dann verläuft er gegen den Ausgang des Veltlin und an den Poschiavo-See. Der Wurzelfächer der Decke IV liegt mit seiner oberen Umbiegung zum Deckenrücken unter dem Mte. Rosa noch unter Meerniveau, stieg aber gegen E über Val Antrona schon auf etwa 5000 m und bald 10000 m Meerhöhe hinauf. Die obere Ausbreitung von der Wurzel zum Fächer, der Rücken, die Stirn, alles streicht gegen den Tessin in der Höhe aus und ist dort abgetragen.

Unter der St. Bernhards-D. erscheinen die Simplon-Dn. I—III nur wie kleine vor-gequetschte Falten der Unterlage. Argand ist geneigt, sich dieselben ganz nur wie passive Schürflinge aus der Unterlage vor dem Pflug der Decke IV vorzustellen. Ich vermute, daß weitere Untersuchungen im Tessin den Decken I—III doch größere Bedeutung zuschreiben werden. Die Decke IV freilich ist an der Innenseite des Bogens der autochthonen Massive das gewaltigste Glied der westlichen Hälfte der Alpen. Ihr Bogen mißt vom Simplon bis ans Meer ca. 410 km. Die Überfaltungsbreite in den Profilen der Walliser Alpen beträgt im E 30, im W bis 50 km. Die Mächtigkeit der Decke schwankt je nach Verquetschung oder fächerfaltiger Entwicklung von 1 bis 10 km.

Im allgemeinen bildet die St. Bernhards-D. mit ihrer äußeren gestauten Stirnpartie die Bergmassen südlich der Rhone auf eine Zonenbreite von ca. 10—12 km im Grundriß, vom Simplon bis Nendaz WSW streichend, dann in SSW umbiegend. Im ganzen fällt der Rücken erst etwas gegen S ein. Dieser Senkrücken ist mit Bündnerschiefer ausgekleidet, der noch auf die D. V hinauf greift, während die Decke VI auf dem eingesenkten Sattel sitzt. Die höchsten Gipfel, die von den kristallinen Gesteinen der D. IV gebildet werden, sind von E nach W: Laquinhorn 4016, Weißmies 4031, Dom (Mischabel) 4554, Pointe de Rosa Blanche 3348, Mt. Fort 3330, Pt. Combin 3722, Mt. Velan 3765. Die auf D. IV und D. V liegende Bündnerschiefermuldenmasse erreicht in Ophioliten im Rimpfischhorn 4203, im Breithorn 4171, in den Aiguilles rouges (Arolla) 3650, als graue Schiefer am Mont Pleureur 3706 und im Grand Combin 4317 m Meereshöhe. Im allgemeinen nehmen in der D. IV die Casannaschiefer gegen E ab, wofür sich mehr und mehr helle Zweiglimmergneise und Glimmerschiefer einstellen.

Die Mte. Rosa-Decke (Nr. V)

(Taf. XXIII und Fig. 175).

Das Mte. Rosa-M. besteht aus einer wechselnden Hülle von einigen Paragesteinen (Glimmerschiefer, Sericitquarzite, Sericitgneise vom Casannatypus) und dann aus einem mächtigen Kern grobkörniger sehr oft zu schönen Augengneisen laminiertes Granite. Basische Gesteine sind sehr selten. Die Augengneise sind das Bezeichnende. Die Gesteine bilden im Querprofil des Mte. Rosa-Gipfels einen einfachen Dom, der gegen N und W flacher, gegen S steiler untertaucht und in seiner SW-Verlängerung im Val Evançon (Arceza) nochmals auf kleiner Stelle angeschnitten ist. Erst wer das Mte. Rosa-M. gegen NE und N verfolgt, findet, daß auch diese Masse nicht ein autochthoner Dom ist. Im Saastal bei Saas zeigt sich eine Abschuppung durch einen von unten eingreifenden Keil von Mesozoikum. Ein zweiter solcher greift vom östlich umrandenden Mesozoikum über das Sonnegghorn bis in die Furgalp, wo er westlich unter den Mte. Rosa-Gneis absinkt. Das Mte. Rosa-M. wird durch diese Keile in zwei große untere und einen kleinen oberen Tauchlappen zerschlitzt. Der nördliche der größeren bildet den Portjengrat, der südlichere das Latelhorn. Beide Tauchlappen stechen an der Cima Rossa zwischen dem Zwischbergental und dem Lorancotal östlich in die Luft hinaus, während die an Amphibolit und anderen Grünsteinen reiche Zone der Bündnerschiefer, die das ganze Massiv umgibt (Breithorn—Zermatt—Rimpfischhorn—Saas Fee—S Weißmies—Antrona), aus der Rolle des Bedeckenden am N-Rand sich umwendet und in die Rolle der Unterlage eingestellt hat. Vom Weißmies bis an den Pizzo Grande am Anzascatal schwimmt der Mte. Rosa-Gneis östlich ansteigend auf der mesozoischen Zone die IV und V trennt und ist von hier an östlich abgetragen bis zum Wiedereinsetzen 95 km gegen ENE bei Mesocco. Während so der nördliche Teil des breiten domförmigen Mte. Rosa-M. auf Mesozoikum ohne Wurzel gegen E in die Luft sticht, zieht sich der südliche von seiner oben ausgebreiteten Gewölbeentwicklung fächerförmig nach der Tiefe zusammen, und der Fächerstiel von bald kaum mehr 2 km Dicke streicht vom unteren Anzascatal in das untere Antronatal, zwischen Pallanzeno und Villa die Toce kreuzend. Das ist der vertikale bis steil überkippte Wurzelstiel von Nr. V. Als eingequetschter Streifen steckt er in der großen Wurzelzone, die über Locarno—Bellinzona bis nach S-Graubünden streicht, und von dort aus dann wieder als liegende Falten in das Tambo- und Suretto-M. nördlich ausladet.

An der breitesten Stelle mißt die „Nappe du Mont Rose“ 25 km. Überall ist sie gleich an ihrem S-Rand unmittelbar nach dem Aufstieg aus der Wurzel am höchsten gehoben (insubrische Wurzelstauung); überall ergießt sie sich in rundlichen Formen von der Firstzone als Tauch-D. nach N. Stets drückt sie sich mit ihrer Stirn in die unterliegende D. IV ein, verdünnt dieselbe und preßt deren Masse nach N zum Fächer aus. Stets teilt sich ihre Stirn von der Unterseite aus in mehrere Lappen. Die „Nappe V“ hat mehr als andere die Gewohnheit, axiale Höhenwellen zu bilden. Für die Schweizeralpen taucht sie am Riffelgrat westlich für immer zur Tiefe. Sie steigt aber wieder als breite Kuppel im Grand Paradis auf, dann im Mt. d'Ambin und auf längere Erstreckung im Dora-Maira-M. Dort hat die Schärfe

ihrer Auffaltung am Wurzelstiel aufgehört, der Rücken ist niedriger und sanfter gekrümmt, die Überfaltungsbreite aber ist auf das Doppelte gestiegen und die Stirnteilung hat auf 5 Tauchstirnklappen zugenommen (selbstverständlich alles nach Argand). Gegen E verschärft sich die Zweiteiligkeit von D. V, so daß daraus die zwei Decken Tambo und Suretta hervorgehen (R. Staub).

Die Mte. Rosa-Falte bildet in der Dufourspitze des Mte. Rosa mit 4638 m den höchsten Gipfel der Schweizeralpen. Die Gipfformen entsprechen der keineswegs steilen Schichtungs- und Schieferungslage — es sind im allgemeinen mehr breite Stöcke als gezähnte Gräte und Hörner.

Die Dent Blanche-Decke (Nr. VI, Taf. XXIII und Fig. 175).

E. Argand, Expl. Alpes Penn. Centr., Lab. Univ. Lausanne 1909, und Carte géol. du massif de la Dent Blanche. „Beiträge“ Spezialkarte Nr. 52, 1908 und Nr. 64, 1911 mit Profiltafeln.

Das Dent Blanche-M. bildet im Grundriß eine elliptische Decke mit größter Axe SW von Diablons nach Aosta 52 km, Queraxe 18 km. Im NE-Teil verläuft die Decke ziemlich glatt. Gegen SW dagegen ist durch den Widerstand des Montblanc-M. ihre Stirn gestaut und die Mittelzone tief muldenförmig eingedrückt. Der Umriß ist durchweg ein stark zackiger Erosionsrand. Die ganze Gesteinsmasse, welche die Dent Blanche-D. bildet, läßt vielfach alte erhaltene Schieferung und Schichtung von Paragesteinen erkennen, so komplex sie auch zusammengesetzt ist. Die ursprüngliche Gesamtmächtigkeit der über sich selbst zurückgelegten, also doppelten Decke muß wenigstens 3000—5000 m betragen haben. Die Stirnumbiegung ist an zahlreichen Stellen prachtvoll sichtbar. Manchmal ist es eine einzige gewaltige Umbiegung mit dem Knie nach N gewendet (Dents de Veisivi, Weißhorn), manchmal löst sich die große liegende Umbiegung in mehrere kleinere sekundäre auf, die zusammenhängend sich übereinander türmen (Wandfluh, Dent Blanche, Dent d'Hérens, Triftpaß, Aiguille de la Za, Matterhorn). Da alle Umbiegungen liegend sind, und ausnahmslos der stratigraphisch tiefere Teil in den Kernen der nach S offenen Umbiegungen, dagegen der höhere Teil in den Kernen der nach N offenen Umbiegungen liegt, haben wir es durchweg mit Überfaltung nach N zu tun.

Die Gesteine der Dent Blanche-D., so mannigfaltig sie im einzelnen wechseln, bilden doch in der Hauptsache sehr deutlich zwei große stratigraphisch-tektonische Einheiten:

1. Die Serie von Arolla wird gebildet von den jüngeren Gesteinen. Die Grundmasse derselben sind dunkle feinschieferige, meist Chlorit, Plagioklas, Epidot, Sericit und grüne Glimmer führende Paragesteine, die „Arollagneise“ (Gerlach). Quarzite, Chloritglimmerschiefer und kohlige Schiefer sind eingelagert. Dazu kommen, besonders in den zentralen Teilen der Decke, helle Granite, oft mit sehr großen Feldspäten, Hornblendegranite („Arkesin“) und Orthogneise. Die letzteren sind mit den eingeschlossenen Granitrelikten verbunden durch Übergänge: stark kataklastische Granite mit zunehmender Schieferung und Ausheilung der Kataklase durch zunehmende kristalloblastische Neubildungen. Als granitische Randfazies sind Aplite reichlich vorhanden. Die hellen Granite treten mit kompliziertem Eruptiv-

kontakt an die dunkelgrünen Arollaschiefer und Gneise heran, durchsetzen sie in Gängen oder injizieren sie nach den Schieferungsfugen zu weiß und grün gebänderten Injektionsgneisen.

Weder nach außen (Umbiegungsknie), noch nach unten ist die Serie der Arollaschiefer durch eine Schubfläche begrenzt, sondern sie bildet einen Übergang in die umhüllende oder unterliegende mesozoische Zone des Grand Combin (S. 527). Grünschiefer, Quarzite treten in ganz ähnlicher Art in den Arollaschiefern wie in den berührenden triasischen und liasischen Gesteinen auf. Argand glaubt deshalb, daß die Serie von Arolla jungpaläozoisch sei und bis an das Mesozoikum heranreiche. Wie in den autochthonen M. so greift auch hier kein Granit, kein einziger Aplitgang in die mesozoischen Gesteine hinaus, und keinerlei CM. begleitet die konkordante Grenze gegen die letzteren. Der Granit der Arollaserie ist aber auch nicht injizierend aufgebrochen, wo er jetzt liegt, vielmehr ist er erst lange nach seiner Intrusion passiv durch die Faltung wenigstens 30—50 km weit von S herbeigeschleppt worden.

Argand flicht in seine Darstellung der Dent Blanche-D. noch einen interessanten Vergleich mit dem Mont Blanc-M.:

Der Montblanc-Granit stellt einen normalen Granitapparat dar, der z. T. noch von seinem schieferigen Mantel umhüllt und überdeckt ist. Seine Unterlage ist nicht bekannt. Der granitische Apparat der Dent Blanche dagegen, soweit er im umgekehrten Schenkel der Deckfalte steckt, ist auf den Kopf gestellt und ruht auf den Schiefen, die ihm einst als Kappe dienten. Die Bildung der großen liegenden Falte hat nicht nur die Eruptivmasse 40—50 km gegen NW getragen, sie hat auch die ursprüngliche Anordnung der Dinge im vertikalen Sinn völlig gestört, überwältzt. Gewiß verrät die steile Fächerstruktur auch im Montblanc-M. den furchtbaren Druck, den dieses Hindernis durch die bewegenden Decken erfahren mußte, die sich an seinem inneren Rande anstauten. Ganz anders aber ist der elegante Stil, der durch den Faltenbau der Dent Blanche verkörpert ist und der unmittelbar seine orogenetischen Bewegungswellen abbildet (Bull. Laus. S. 32).

2. Die Serie von Valpelline ist die ältere Gesteinsgruppe der Dent Blanche-D. Auch diese ist recht mannigfaltig, aber doch eine stratigraphische und tektonische Einheit, durch allmählichen Übergang mit der Arollaserie verknüpft. Schon Gerlach benutzt diese Bezeichnung nach dem am italienischen Abhang gegen SW sich ziehenden Valpelline, wo diese Gesteine mächtig entwickelt sind. Statt der grünen Gesteinsfarben herrschen hier die roten und gelben Farben und die Rostpatina vor. Die Grundmasse besteht aus feinschieferigen, meist kohligen, oft durch feine Graphitblättchen, pigmentierten Glimmerschiefern mit Talkschiefern, Hornblendeschiefern und Gneisen, und spärlichen Einlagerungen von basischen Grünschiefern. Recht bezeichnend sind die Kinzigite (Granatgneise, oft mit Graphitblättchen) und die Sillimanitgneise. Mit diesen kristallinen Schiefen wechseln hundertfältig konkordant eingelagerte, marmorisierte Kalklager von bloß einem Millimeter bis 100 m Mächtigkeit ab. Der ganze geschichtete und geschieferte Komplex ist von einer Masse von Tiefengesteinen durchsetzt, unter denen Muscovitgranite und Zweiglimmergranite vorherrschen. In zahllosen aplitischen Gängen durchschwärmen sie die Paragesteine (Alpe de Za-de-Zan, Tête de Valpelline usw.), oder sie bilden kompaktere Stöcke (Combe d'Oren). Großartig entwickelt sind die CM. in der Valpellineserie: Aplite und Calciumsilikatschichtchen wechseln miteinander ab und bilden gebänderte Mischgesteine. Hornfelse aller Arten sind entwickelt. Die

Marmore sind von Diopsid, Granatfeldspäten, Epidot, Zoisit, Graphit vollgespickt. Der Granit wird an den Kontaktzonen endomorph basisch, arkesinisch, tonalitisches oder dioritisch („blaue Granite“).

An manchen Stellen sieht man die Valpelineserie wechsellagernd in Komplexen von wenigen hundert Metern mit den gewöhnlich mächtigeren Gesteinen der Arollaserie (z. B. Matterhorn, Dent d'Hérens, Stockje). Verfolgt man diese Lager gegen N und NW, so trifft man meistens eine Endigung bald mit scharfem Auskeilen, bald mit Umbiegung, und von Arollagesteinen in konkordantem nach N gewendetem Knie umhüllt (Taf. XXV). Gegen S, besonders in Italien, werden die Komplexe der Valpelineserie mächtiger. Sie sind die Kerne in den nach N liegenden Falten der Dent Blanche-D. In der Valpeline selbst, wo die ganze Decke muldenförmig tief eingeklemmt ist, bildet die ältere Valpelineserie einen Muldenkern in den jüngeren, verkehrt liegenden Arollagesteinen. Ihrer stratigraphisch tieferen Lage entspricht der Umstand, daß die Mineralkombinationen der Katazone (Grubenmann) nur in der Valpelineserie vorkommen, während die Arollaserie nur bis auf die Stufe der Mesogesteine Rm geworden ist.

Die Valpelinegesteine mögen dem mittleren oder älteren Teile des Paläozoikum angehören. Daß sie vielfach über den Gesteinen der Arollaserie und über denjenigen penninischer Mesozoika liegen, dennoch aber weitergehende Tiefen-Met. als alle diese erlitten haben, beweist, daß ihre RM älter ist, als die Lagerungsumkehr durch die alpine Deckenbildung. Mit dieser alten RM kombinierte sich die CM ebenfalls schon in prätriasischer Zeit. Erst in tertiärer Zeit griff noch die DM kräftig ein. Diese letztere ist am unzweideutigsten zu erkennen in der Kataklase und Schieferung der Intrusivgesteine und ihrer Kontaktzonen, welche besonders im jetzt tiefer liegenden Teile zu ausgezeichneten Laminationen und prophyroblastischen Neubildungen geführt hat.

Die Euphoditgesteine oder hellen Gabbros sind in der Dent Blanche-D. verbreitet. Sie bilden, wechselnd mit Pyroxeniten, Peridotiten, Serpentinien z. B. eine gewaltige Platte im unteren Teil der Matterhornpyramide, und bauen fast den ganzen Mont Colon auf. Gerlach hat sie zuerst verfolgt, Giordano hat sie Euphodite genannt, Brun (Arch. sc. phys. et nat. Genève 1894 und 1899) hat einige untersucht und als Peridotite und Olivin-Gabbros bestimmt. Saurere Einschlüsse kommen darin vor und Aplitgänge durchsetzen sie stellenweise (Mont Miné). Fluidalschieferung ist teils primär, teils mit der Bankung durch Dislokation gefaltet. Diese Euphodite sind zwar manchmal ähnlich manchen Grünsteinen des Mesozoikums, zeigen aber keinerlei Verbindung mit denselben. Nirgends greifen sie in das Mesozoikum hinein. Argand hat festgestellt, daß sie vorherrschend den Grenzregionen der Gesteinsgruppen von Arolla und Valpeline angehören, darin aber ganz selbständig auftreten und meistens zusammen mit den Valpelinegesteinen Kerne in den Gewölbefalten der Arollaserie bilden. Entsprechend ihrer geringen Schieferung haben sie sich oft etwas anders bewegt, als die übrigen Gesteine und sind dadurch lokal abgeschert und scharf begrenzt.

Normal aufliegendes Mesozoikum der Dent Blanche-D. ist einzig am Mont Dolin, 2976 und 2925 m, westlich über dem Weiler von

Arolla noch in zwei Relikten erhalten geblieben. Die Schichtfolge von unten nach oben ist dort (Argand):

Quarzit einige Meter.

Kalk und Dolomit mit Rauhwacke wenig mächtig.

Diese untere und mittlere Trias sind nicht wesentlich verschieden von der Ausbildung der helvetischen und der tieferen penninischen Decken.

Quartenschiefer, rote und grüne Tonschiefer, ganz wie in der helvetischen Fazies, fehlend im Hangenden der St. Bernhards-D.

Lias. Zum Unterschied von der Zone des Combin sind hier in der „Groupe de Dolin“ die Bündnerschiefer ausgezeichnet durch in vielfachem Wechsel auftretende stratigraphische Einlagerungen von kristallinen Kalken, dünnplattigen dunklen Kalken und Kalkschiefern, Breccien aus triasischen Bruchstücken und sericitischen und chloritischen blättrigen Quarziten unter Zurücktreten der sonst gewöhnlicheren Kalkphyllite und Tonschiefer und fast völligem Fehlen der Grünsteine. Diese Fazies erinnert mehr an die Zone Sion—Val Ferrex als an diejenige des Grand Combin.

Von ostalpiner Trias, von Hierlatzfazies, Lyditschichten oder Ammonitico rosso des Lias findet sich am Mont Dolin noch keine Spur. Die Bündnerschiefer sind auch anderwärts häufig kalkreich wie hier. Darin liegt der Beweis, daß die Dent Blanche-D. noch ganz der penninischen Zone angehört, nicht der ostalpinen, zu der sie anfangs einzelne Geologen gestellt hatten. In der Tat liegt auch die Wurzel der Dent Blanche-D. nördlich der ostalpinen Wurzeln.

Jüngere Schichten als Lias sind im Wallis auf der Oberseite der Dent Blanche-D. nirgends zu finden. Dagegen treffen wir solche abgeschoben als Niesen-Decke und auf der graubündnerischen Fortsetzung. Auf liasischen Bündnerschiefern liegt im Oberengadin Dogger in Bündnerschiefer- oder Aptychenkalkfazies und Malm als Radiolarit, Kreide im Oberhalbstein, dann folgt der Eocänflysch der Schamserdecken, des Oberhalbsteins und wohl auch des Prättigau. Die Sedimente der Dent Blanche-Margna-D. reichen also vom Carbon bis in den Flysch.

In der Dent Blanche-D. hat uns Argand eine Decke kennen gelehrt, welche noch alle jugendlichen Charaktere der liegenden Falte bewahrt hat und trotz ihren gewaltigen Dimensionen noch nicht zur bloßen Überschiebung geworden ist. Hierfür sind folgende Erscheinungen bezeichnend:

1. Vom Mesozoikum der Combinzone hinauf findet sich ein allmählicher stratigraphischer Übergang nach den Schiefen der Dent Blanche-D. Derselbe vollzieht sich innerhalb eines laminierten Gesteinskomplexes von 20 bis 30 m, worin nirgends eine Aufschubfläche, nirgends ein durchgreifender unvermittelter Kontakt verschiedenalteriger Gesteinslagen sich finden läßt. Eine bestimmte Grenze von Decke und Substratum kann gar nicht angegeben werden.

2. Die laminierte Zwischenzone, in der die ursprüngliche und die Dm. Schieferung sich verstärkt haben, geht nach oben und unten allmählich in die weniger stark ausgewalzten Gesteine über, z. T. mit sich vielfach wiederholenden Einschaltungen flacher Linsen, teils durch allmählichen petrographischen Übergang. Dabei ist aber im ganzen die Schichtfolge deutlich eine verkehrte, von oben nach unten:

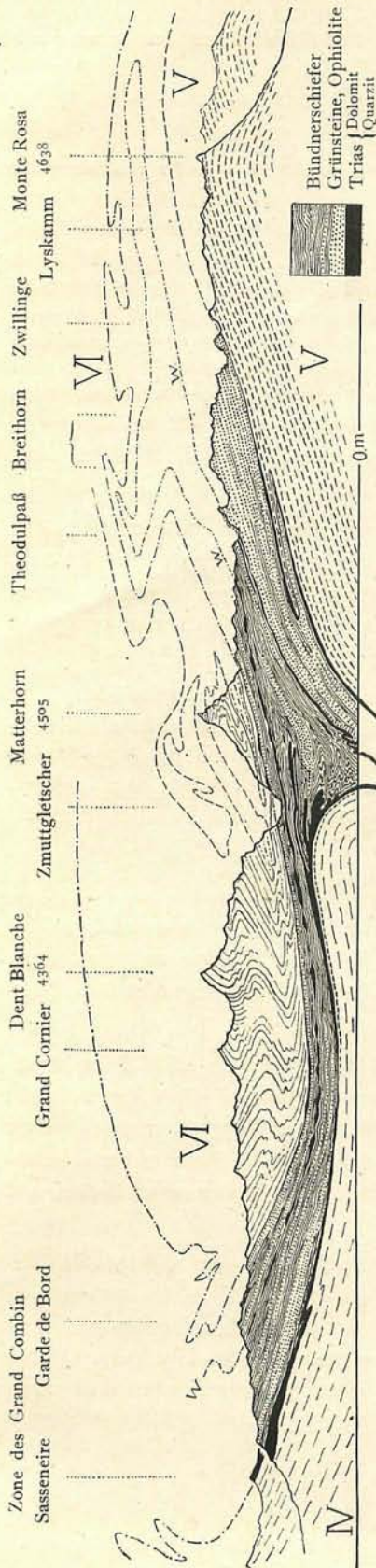


Fig. 175. Profil Dent Blanche—Matterhorn—Monte Rosa, 1 : 200 000, nach E. Argand.

Prätriasisch	<p>Kerne der Deckenfalte, Valpellinegesteine, Euphodite, innerste Teile der Arollaserie mit Graniten.</p> <p>Injektionsgneise, Arollagneise, Arollaschiefer.</p> <p><i>Arollaschiefer sehr stark gestreckt, laminiert mit blättrigen Sericitquarziten und Chloritschiefern.</i></p>
Trias	<p><i>Sericitquarzit feinblättrig, Prasinit, Dolomitmarmor.</i></p>
Jura	<p><i>Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und laminierte Marmore des Bündnerschiefers, Prasinite, Schistes lustrés.</i></p>
Jura	<p>Jura des Rückens der St. Bernhards-D., in liegende Fältchen mit Trias desselben zusammen gestoßen.</p>

Die Dent Blanche-D. liegt also auf einem verkehrten, laminierten Mittelschenkel, der gestreckt, aber nicht zerrissen ist. Die oben durch Kursiv-Schrift ausgezeichneten Gesteine sind diesem verkehrten Mittelschenkel zuzurechnen. Seine Reduktion geht für die Arollaserie von einigen tausend Metern (Aiguille de la Za—Veisivi) auf 20—30 m (Ostfuß der Jumeaux von Valtournanche). Im Mittel ist die Reduktion des verkehrten Mittelschenkels der Dent Blanche-D. auf $\frac{1}{100}$ seiner ursprünglichen Mächtigkeit gediehen. Trotz der intensiven Differentialbewegung, welche die Gesteine wunderbar laminiert hat, ist doch die Überlagerung nirgends vollständig von der Unterlagerung abgeschert. Es ist der Übergang, wenn auch enorm verdünnt, doch geblieben, und der größte Teil des verkehrten Mittelschenkels lag, bevor er überwältzt wurde, als normaler Mantel der beginnenden Decke auf.

3. Auch im Innern der Arollaserie zeigt sich nicht ein glattes Aufschieben normaler Schichtreihen, sondern die Umkehr durch liegende Faltung. Die von

unten injizierten und von Gängen durchsetzten Schieferhüllen liegen jetzt unter den Arolla-Laccoliten.

4. Die alte Schichtung und alte Schieferung der Dent-Blanche-Gesteine ist im allgemeinen nicht durch alpines Clivage verwischt. Sie ist in flacher Lage wie in prachtvollen Faltungen glücklich erhalten geblieben. Die Falten sind liegende Gewölbe gegen N und NW gewendet und so gebaut, daß man vielfach deutlich die Doppellagerung des Gesteinskomplexes in der Decke beobachten kann. Ein mächtigerer oberer Teil wird nördlich zusammenhängend herabgebogen zum Übergang in einen unteren reduzierten und stark laminierten Teil — den verkehrten Mittelschenkel.

Die Dent-Blanche-D. ist also in Wirklichkeit eine liegende Falte geblieben; sie hat ihre Gesteine nicht aus dem Zusammenhang gerissen und an ihren jetzigen Standort nicht auf einer Scherfläche gestoßen, sondern dorthin überwältigt und überfaltet: als wären sie ein zäher Teig gewesen.

Die Dent-Blanche-D. ist durch Erosion vollständig von ihrer Wurzel abgetrennt. Die große Platte, welcher die Dent-Blanche selbst angehört, ist nur ein kleiner Rest der ursprünglichen Decke. Nördlich davon liegen noch kleine Inseln vor, die den Gipfel der Aiguilles Rouges nördlich Mont Dolin und Roc de Budri bilden. Südlich in Italien verzeichnet Argand's Karte als solche kleinere Deckenreste Mont Emilius, Mont Rafré, und einen solchen zwischen Valtournanche und Ayas. Nirgends ist der Zusammenhang mit der Wurzel direkt zu verfolgen. Es bleibt deshalb kein anderes Mittel übrig, um die Wurzelzone zu finden, als die Vergleichung der Gesteine. Dabei sind die kristallinen Paraserien und das Mesozoikum viel maßgebender als die Intrusiva, weil die letzteren primär stets von beschränkterer Ausdehnung sind. Argand hat die Gesteine der Dent-Blanche-D. wiedergefunden in der „Sesiazone“, welche direkt NW neben der „Ivrea-Zone“ verläuft und bis 18 km breit sein kann. Nördlich von Locarno und Bellinzona streicht sie, stark zusammengequetscht, durch das Tessin. R. Staub hat sie nach Osten verfolgt bis zu ihrer zusammenhängenden Umbiegung in die Margna-D. (= „Engadiner-rhätische-D.“), in welcher er fast alle typischen Gesteinsabänderungen der Dent-Blanche-D. wiedergefunden hat.

Das Matterhorn (Fig. 175 und Taf. XXV).

Relief in 1:5000 von X. Imfeld, geol. koloriert von E. Argand, Geol. Museum d. Techn. Hochschule, Zürich.

Wir wollen das großartige und herrlich vergletscherte Gebiet der Dent-Blanche-D. nicht verlassen, ohne noch eines Einzelberges desselben näher zu gedenken. Das Matterhorn (Mont Cervin) ist eine durch Talbildung und Verwitterung aus dem tieferen Teil der Decke herauspräparierte imposante Ruine von der Form einer vierkantigen Pyramide. Der vergletscherte Sockel, aus dem Mesozoikum der Combinzone gebildet, reicht am Fuß der NW-Kante unter dem Zmuttgletscher bis 2600 m, an der NE-Kante bis ca. 3400 m, an der SE-Kante bis ca. 3300 m und am SW-Fuß bis 2920 m hinauf. Der Gipfel hat 4505 m Meerhöhe. Die vier Kanten treffen sich oben nicht in einer Spitze, sondern paarweise an den Enden einer W-E streichenden Gratkante von ca. 165 m Länge. Die Gestalt der ca. 1500 m

hohen, ringsum freien Pyramide, die von der einen Seite elegant und edel, von der andern steil und rücksichtslos regelmäßig, von der dritten unerhört trotzig aussieht, ist reich und fein gegliedert und findet wohl kaum ihresgleichen in den Alpen. Nirgends ist die Form wesentlich von den Schichtfugen bedingt. Die Abstürze schneiden rücksichtslos durch die ziemlich flach gelagerten und verfalteten Gesteinsmassen. Das Matterhorn ist eine bis in unsere Zeit stehen gebliebene halbinselförmige Klippe, gegen W noch mit der größeren Platte der Dent Blanche-D. verbunden, gegen SE ein freier Eckfeiler derselben. Das ehemalige sedimentäre Dach der Dent Blanche-D. reichte, mehrere tausend Meter höher, hoch über den Mte. Rosa hinaus. Im ganzen fallen die Gesteinsdecken des Gebietes tauchend mit 10 bis gegen 20° gegen NW ab.

Die an Grünstein reichen mesozoischen Sedimente, in deren gehäuftem wunderbarem Faltenbau der Talkessel von Zermatt ausgehöhlt ist, sind höher oben im Sockel des Matterhorns eben gewalzt. In ausgedünnten Platten wechsellagern Triasquarzite und Dolomite mit Liasmarmoren, mit Schistes lustrés und Grünsteinen ab. Darauf folgt zuerst der verkehrte Mittelschenkel der Arollaserie 20—200 m, und dann an der S- und W-Seite eine dicke Platte von Euphoditen (Gabbro) 400 bis 500 m mächtig. Der Komplex der über sich selbst mehrfach zurückgebogenen Arollagneise und Schiefer von ca. 1000 m liegt dem Gabbrosockel mit einer Scherfläche spitzwinklig diskordant auf. Der oberste Gipfel ist ca. 200 m hoch aus horizontal geschichteten Gesteinen der Valpellineserie gebildet, in welchen auch die alten Cm. Kalklager, die Aplitgänge, und nach Giordano auch Gabbro, Talkgneise und Serpentin nicht fehlen. Am Gipfelgrat finden sich reichlich Fulgurite. Die Pyramide des Matterhorns besteht also aus zwei übereinandergesetzten verkehrten Schichtfolgen, von denen die untere das Mesozoikum mit einbezogen enthält, die obere nur innerhalb der Dent Blanche-Kernmasse geblieben ist.

Die Gesteine des Matterhorngipfels setzen gegen W in der Dent d'Hérens fort und ziehen von dort hinab auf den Gipfel der Stockje 3097 m. Nördlich des Zmuttgletschers lassen sie sich weiter verfolgen, bis sie unter dem Hochwängihorn in scharfer, von den Arollaschiefern umbogener Zuspitzung endigen. Dadurch ist erwiesen, daß der Matterhorngipfel aus einem liegenden Antiklinalkern der Dent Blanche-D. herausgeschnitten ist. Auch der Euphodit an der S- und W-Basis der Pyramide zeigt Fältelungen gegen N. Er setzt fort N des Zmuttgletschers bis ins Untergabelhorn und endigt auch dort von Arollagestein nördlich umwickelt. Nun kann es nicht mehr wundern, daß die Hauptmasse der Arollagneise und -schiefer an der Westseite der Pyramide so herrlich sichtbare Falten zeigt, deren Kniee gegen S gewendet sind. Sie sind liegende Synklinalralten zwischen zwei liegenden Antiklinalkernen.

4. Die oberen penninischen Decken im Osten (Taf. XXIV).

Der verwickelte geologische Bau von Graubünden hat dem Verständnis den stärksten Widerstand entgegengesetzt, und doch ist es gerade Graubünden gewesen, von welchem wir die ersten geologischen Karten in 1:100 000 aus den Untersuchungen von Theobald vor uns sehen konnten, und welches schon in der zweiten Auflage der geologischen Karte von Studer und Escher das detaillierteste geologische Farbenbild aufweist. Theobald hatte, seiner ungeheuren Arbeitskraft

entsprechend, in je dreiwöchentlichen Sommerferien in wenigen Jahren die Blätter XV u. XX fertiggestellt (1869) und XIV begonnen. Die Aufnahme war gewissermaßen petrographisch und stratigraphisch durchgeführt. Die Annahme steter Autochthonität einerseits und der alte Plutonismus andererseits verschleierten den tieferen Einblick. Um die Tektonik herauszufinden, fehlten noch die Gesichtspunkte. Steinmann und seine Schüler lüfteten zuerst durch jahrelange Arbeit den Schleier. Zu einem durchgreifenden Verständnis fehlte aber noch die genaue Kenntnis des südlichen Graubündens. Zündel („Beiträge“ 41. Lfg. 1912) tat hier den ersten großen Schritt. Dann folgten Cornelius, der die Decken bis in ihre Wurzeln verfolgte, Spitz und Dyhrenfurth, und Trümpy. Endlich brachte R. Staub („Beiträge“ 46. Lfg., 1916) für unsere Ostalpen die Klarheit und Durchsicht des Baues, die Argand den Westalpen abgerungen hatte. Die Untersuchung der Wurzelregionen und ihre Verfolgung von den Bündnerdecken durch das S-Tessin nach den Walliserdecken brachte ihm die Einsicht in den Zusammenhang der tektonischen Einheiten.

Wurzelzone im Tessin.

R. Staub, Zur Tektonik der S-E Schweizeralpen „Beiträge“ n. F. 46. Lfg., 1916.

Die Toce durchquert von etwas oberhalb Crevola über Domodossola bis Ornavasso auf im ganzen zirka 24 km Zonenbreite die in stets um das Senkrechte schwankender Stellung zur Wurzel absteigenden, zusammengepreßten Stiele der (von N nach S geordnet) Antigorio-, Lebendun-, Mte. Leone-, St. Bernhards-, Mte. Rosa-, Dent Blanche- und der unteren ostalpinen Decken. Die zwischengehörenden mesozoischen Zonen sind hie und da gut erhalten aus Dolomitmarmoren und kristallinen Bündnerschiefern gebildet, hie und da in Linsen zerquetscht und auseinandergerissen. Die penninischen D. sind bis hierher gut verfolgt und in ihren Wurzelzonen sicher unterschieden und festgestellt. Von der Toce bis an den Tessin bei Bellinzona auf ca. 60 km Länge kennt man die einzelnen Glieder der Wurzelzone an manchen Stellen; ein genaues Verfolgen mit Kartierung fehlt jedoch noch. Aus der Umgebung von Bellinzona gibt R. Staub das Profil der W-E streichenden Wurzelzone, das er dann gegen E in die zugehörigen Decken verfolgt hat. Dieses Profil der Deckenwurzeln besteht an der E-Seite des Tessintales von N nach S (Taf. XXIV) aus folgenden Zonen:

I. Gneisgebiet von Claro—Misox.

Gesteine: Zweiglimmerige Orthogneise, grünglimmerige Paragneise, Granatmuscovitschiefer, basische Einlagerungen. Gruppe der Tessinergneise.

Zusammenhang: Die Tessinergneise vom Lucomagno-M., Sobrio-Simano, Lebendun und Adula bilden gegen S den gewaltigen Komplex der Tessinergneise, die zurzeit in ihrem südlicheren Teile noch nicht näher gegliedert werden können. Von Biasca bis Cresciano liegen sie beiderseits des Tessin flach, dann biegen sie im Tessintal in weitem Bogen im Missox mit scharfem S gewendetem Knie gegen S abwärts und sinken von Claro bis 2 km weiter S senkrecht oder bis in 75° N Fall überkippt zur Tiefe.

Resultat: Wurzelstiel der Tessinergneisdecken bis und mit St. Bernhards-D.

a) Marmorzug Algaletta—Castaneda.

Gesteine: 60—70 m, oder nur noch 1—8 m, am N-Rand Quarzit, dann Dolomitmarmor und Marmor, CM. mit Kalksilikaten (Granat, Pyroxen, Phlogopit). Nach mündlicher Mitteilung der Herren cand. geol. Kopp, Jenny und Frischknecht (1920) W des Tessin bei Cinosca mächtiger, E nirgends aussetzend, aber z. T. überschüttet und bei Monticello und Giova an Transversalbrüchen verschoben. Am Monte di Lago N Castione wieder auf 80 m zusammengequetscht.

2. Gneiszone Roveredo, $\frac{1}{4}$ —3 km breit.

Gesteine: Zweiglimmergneise, granatführende Psammitgneise, Gänge von Granataplit und Pegmatit (fast keine Amphibolite und Granatglimmerschiefer).

b) Marmorzug von Castione.

(Obere Bergecke zwischen Tessental und Missox, Steinbrüche) 100—700 m Hornfelse und hochkristalline Marmore, streifenweise erfüllt von mannigfaltigsten Kontaktsilikaten. Reliktstreifen ursprünglichen Gesteines zeigen, daß es sich um unregelmäßig hoch Cm. penninische Trias und Bündnerschiefer handelt; Kontakt mit Aplit- und Pegmatitgängen.

3. Zone von Arbedo, 2—2 $\frac{1}{2}$ km breit.

Vorherrschend Biotitgneise mit stärkster salischer Injektion, Grüngneise, Amphibolite, Peridotite und Serpentin, Marmorschmitzen. Prachtvolle Pegmatit- und Aplitgänge, Übergänge in tonalitische Injektionsgesteine.

c) Marmor von Tabio.

6—7 m Gneis und Amphibolit mit Marmor, mehrfach wechselnd in Zügen von Linsen. Im Marmor auch Reliktstreifen von grauem dichtem Dolomit.

4. Zone von Bellinzona, ca. 5 km breit.

Biotitgneise und Schiefer mit sehr vielen Einlagerungen von Amphiboliten, sillimanitführenden Gneisen und Biotitschiefern, Granatgneisen (Kinzigiten) und strichweise mit vielen den kristallinen Gesteinen konkordant zugehörigen grobkörnigen Marmorschmitzen, am N-Rand mit Serpentin. Paläozoische Sedimente und Intrusiva sind in großer Tiefe Dm. und nachher noch Cm. umgewandelt. Wir erkennen in diesen Gesteinen die Ivreazone.

Östlich von Bellinzona bricht durch diese Gesteinszone von St. Antonio gegen E der tertiär-eruptive Tonalit und Granit, der westliche Ausläufer des Bergeller-M. Von ihm geht die Injektion und die CM. durch die ganze Zone von Claro bis Giubiasco aus, die bei Castione ihr Maximum erreicht. Offenbar liegt der Granit dort in nicht großer Tiefe und die Aplit- und Pegmatitgänge, die diese Zonen ohne Rücksicht auf Lagerung durchschwärmen, gehören zu der Granitinjektion, als deren endogene CM. die Tonalite zu gelten haben. Die CM. lassen sich in dieser Wurzelregion noch bis über Locarno verfolgen. Sie sind jünger als die Wurzelsteilstellung der injizierten Gesteine.

d) Trias am Joriopaß.

Auf etwas bunten Sandsteinen und Schiefen (Verrucano-Buntsandstein?) folgen südlich Rauh- wacke und Dolomit, hellgrauer Dolomit, gequetscht, in Linsen geteilt, W—E streichend durch den Passo di San Jorio. In ihrer leicht und sicher zu verfolgenden Verlängerung an die NE Bergecke zwischen dem Comerseetal und dem Veltlin ob Dubino ist diese Trias in voller ostalpiner Gliederung und Ausbildung erhalten (Cornelius).

5. Seengebirge.

Eine einförmige Masse von der Strona ähnlichen Gneisen und Glimmerschiefern, bei Manno und Val Colla eine Carbonmulde einklemmend, steil gestellt, oft fein gefältelt, erstreckt sich vom San Joriopaß gegen S. Die Porphyre und die Kalkmassen des Luganerseegbietes liegen diskordant und auch im Streichen hie und da abweichend auf, sind aber auch ihrerseits gefaltet. Wir stehen somit wiederum in einer Region, wo alpine Faltung zu alter herzynischer sich addiert hat. Die kristallinen Teile des Seengebirges oder der insubrischen Zone werden gegen SW (außerhalb der Schweiz) durch Intrusionen (besonders von Graniten) verschiedenen Alters mannigfaltiger.

Dieses Profil der Wurzelregion zwischen der großen Tessinergneismasse und dem luganenser Kalkgebirge weist uns also in steiler Stellung 5 Zonen kristalliner prätriasischer Gesteine auf, die alle voneinander petrographisch stark verschieden sind, und die voneinander durch verschiedene Marmorzüge scharf getrennt sind. Die zahlreichen unregelmäßigen, nicht aushaltenden Schmitzen grobkörniger Marmore innerhalb der Zone von Arbedo und Bellinzona gehören petrographisch in die prätriasischen kristallinen Schiefer. Dagegen ist durch Rauh- wacken, Relikte von unveränderten Kalksteinen, Dolomiten, Sandsteinen und grünen und grauen Bündnerschiefern, sowie durch ihr Aushalten und den topographischen Zusammenhang das mesozoische Alter und dadurch zugleich die Einfaltung der

Marmorzonen a) bis d) erwiesen. Diese Zonen sind also eng gequetschte Synklinalen zwischen den verschiedenen kristallinen Antiklinalen. Injektionen und CM. durchsetzen Antiklinalen und Synklinalen unabhängig von der Lagerung. Die isoklinale alpine Tektonik war also schon vor der Injektion in allen Hauptzügen fertig. Wir finden denn auch, der sonstigen alpinen Regel entgegen, hier die Dm. Gesteine Cm. umgewandelt, die CM. aber tektonisch unversehrt. Die Injektion ist jünger als die alpine Dislokation (mittel- bis jungtertiär) und ist ein Ausläufer des Bergeller-M. (S. 61—65).

Früher blieb es lange eine Streitfrage, ob die Marmorzüge in den Gneisen der südlichen Alpen stratigraphische Einlagerungen oder tektonische Einfaltungen seien. Die italienischen Geologen bekannten sich vorwiegend zu der ersteren, die Schweizer zu der letzteren Auffassung. Heute wissen wir, daß beide Arten durch zahlreiche Beispiele vertreten sind. Konstantes Wiederholen oder Aushalten im Streichen, Verschiedenheit der beidseitig anliegenden kristallinen Zonen, besonders Relikte erkennbarer jüngerer Sedimente (Trias, grüne und graue Bündnerschiefer) und muldenförmige Umbiegungen sind bezeichnend für tektonische Einfaltungen. Unregelmäßige Grobkristallinität, schwarmweises Auftreten innerhalb der gleichen Gneiszone, geringe Ausdehnung oft nur in „Schmitzen“ bezeichnen synchrone stratigraphische Einlagerungen. Solch letztere sind sehr häufig in der Valpelline-Serie der Dent Blanche-D., im nördlichen Teil der Sesiazone, in der Ivrea-Bellinzona-Tonale-Zone und an anderen Orten. Was die steilgestellten Wurzelzonen betrifft, gilt selbstverständlich auch für die flachliegenden Deckengebiete.

Der Fächer der 5 Antiklinalzonen und der 4 Synklinalzonen, der bei Bellinzona durch das Tessintal zieht, ist nicht eine einfache isoklinal zusammengepreßte Gruppe von normalen Falten, denn die kristallinen Schiefer zu beiden Seiten der Marmorsynklinalen sind nicht ursprünglich sich nahe entsprechende, sondern sehr verschiedene Massen. Wo die Marmorzüge ausgequetscht sind, stoßen die verschiedensten kristallinen Schiefer in scharfer Grenze aneinander, die nur durch die Injektion etwas gemildert wird. Die jetzt nahe beieinander beiderseits eines Marmorzuges gelegenen Gesteine waren weit auseinander entstanden. Nr. 1 steigt aus der Tiefe, legt sich nördlich über, erstreckt sich in die weiten Gneisgebiete der Adula und wird am Bernardinopaß, östlich einsinkend, von Trias und Bündnerschiefer bedeckt. Wie sich dort weiter gegen E eine Masse altkristalliner Gesteine auf die andere türmt, durch schmale Sedimentzüge voneinander getrennt, so reiht sich hier südlich ein Komplex kristalliner Schiefer neben den andern, und die schmalen trennenden Sedimentzüge schießen wie die kristallinen Schiefer in die Tiefe. Die steilstehenden Gneiszone des Tessin zwischen Claro und Mte. Cenere entsprechen verschiedenen alpinen Decken; sie sind deren steilgestellte Wurzelstiele. Da die Zone 1 sich in die Adula-D. fortsetzt, die Zone d) durch das Veltlin in eine ostalpine Wurzel übergeht und die Zone 5 den kristallinen Untergrund der Dinariden bildet, so müssen die Wurzeln aller Decken von der Adula bis an den Ortler in den Zonen zwischen Claro und Passo di San Jorio stecken.

Der Zusammenhang der Wurzeln mit den Decken in W und E.

Der petrographische Charakter ist zum richtigen Verbinden der Decken mit ihren Wurzeln nicht immer ausreichend; das Verfolgen der Muldenzonen zwischen den kristallinen Decken bis zwischen die Wurzeln muß den Zusammenhang sicher ergeben. Bei Durchführung dieses Versuches ist R. Staub unter Benützung der Vorarbeiten von Zündel und Cornelius zu folgenden Resultaten gekommen:

Die penninischen Simplon-Tessiner-D. (Antigorio, Lebendun-Tessin und Mte. Leone) und die St. Bernhards-D. verschmelzen gegen S in eine Stamm-D., den gewaltigen Gneiskern des Tessin. Vom Toce durch den Tessin und bis an die Maira sind ihre teilenden mesozoischen Synklinale bisher nicht auffindbar gewesen; wahrscheinlich bleiben sie nördlicher oder höher zurück. Die gemeinsame Wurzel ist unsere Gneiszone 1 Claro-Misox. Ob die einzelnen westlichen Teile dieser Tessinerstammdecke auch einzelnen östlichen Teillappen entsprechen, ist kaum bestimmbar. Einzelne werden von W nach E weiter, andere enger ausholend, oder sie lösen sich ab und ersetzen einander.

Die Gneiszone 2 von Roveredo wird im W zum Wurzelstiel der Mte. Rosa-D. Die Synklinale a entspricht der Unterlage, b der Bedeckung des Mte. Rosa. Gegen E schneidet die synklinale Trennung von Zone 1 und 2 am Bergeller-M. ab. Die Synklinale von Bernardino streicht über Mesocco, Passo della Forcola nach Chiavenna und dann gegen E ebenfalls zum Abschmelzen am Bergellergranit. Östlich über der Tambo-D. folgt die Suretta-D. Der trennende Triaszug des Splügenpasses wendet sich ins Bergell und endet an dessen N-Seite. Die Gesteine der beiden Decken sind dort schon fast gleich geworden und verbinden sich zu einer gemeinsamen Wurzel. Als solche werden sie vom Bergeller-M. durchbrochen; sie tauchen noch einmal im Malencogebiet auf. Die Gneiszone 2 liegt auf der S-Seite des Firstknies der Tessinergneise symmetrisch wie die S-Teile der Tambo-Suretta-D. auf der N-Seite. Die verbindende Umbiegung ist vom Bergeller-M. aufgeschmolzen. Die Gneiszone 2 von Roveredo ist also die verbindende Wurzelzone des Mte. Rosa-M. im W mit der Tambo-Suretta-D. im E. Wie die Mte. Rosa-D., so ist auch die Tambo-Suretta-D. zweilappig. Die letztere Teilung reicht tiefer nach S, aber doch auch nicht bis in die Wurzelzone hinein.

Die Gneiszone von Arbedo 3 ist nach ihrer petrographischen Beschaffenheit, nach ihrem westlichen Fortstreichen in die Sesiazone und ihrer südlichen Berandung, die gegen SW in die Canavese-Zone (Argand) fortsetzt, die Wurzelantiklinale der Dent Blanche-D. Gegen E wird sie vom Bergeller-M. unterbrochen. Cornelius und R. Staub haben ihre Fortsetzung bis an den Poschiavensee und von dort über die Firstgewölbe gegen NW unter der Bernina durch in die Margna und ins Schams verfolgt. Überall liegt dort den Gneisen der Surettafalte vom Schams durch Avers östlich ein mächtiges Mesozoikum auf. Die Trias desselben erstreckt sich vom Piz Starlera über Madriser-Weißberg, unter Gletscherhorn und Piz Duan durch hinab ins Bergell und stößt, prachtvoll Cm. umgewandelt, am nördlichsten Zipfel des Bergeller-M. ab, setzt aber nach kurzem Unterbruch E Fornogletscher über die Cima di Vazzeda bis an den Mte. della Disgrazia fort.

Der überliegende Bündnerschiefer ist viel mächtiger entwickelt, als in den Synklinallen von Bernardino und Splügen. Im nördlichen Teil herrschen die grauen Kalkphyllite vor. Gegen S stellen sich mehr und mehr die Ophiolithe ein, bis sie im Malencogebiete (viel Serpentine) fast ganz das Mesozoikum vertreten. Diesem Mesozoikum von Avers-Malenco entspricht der Castione-Marmor b. Darüber folgt im Schams die ganze komplizierte verschuppte Zone der „Schamser“ und „Rhätischen-Dn.“, die durch die Margna in den Deckenzug übergeht, der sich an der S-Seite der Bernina gegen das Puschlav erstreckt. Auf der ganzen Strecke von Avers-Maloja-Malenco trennt mächtiges Mesozoikum die liegenden Surettagneise von der hangenden „rhätischen“ Schuppendecke, die uns in der Margna am mächtigsten entgegentritt, und die wir mit R. Staub gewiß am besten als Margna-D. bezeichnen. Die Zone 3 von Arbedo, die Wurzel der Dent Blanche-D., verlängert sich somit gegen E in die Margna-D. (Schamser Decken, „rhätischen Decken“ Steinmann's).

Die Gneiszonen 3 und 4 sind durch d, den Marmor von Tabio, getrennt. Viel kräftiger als hier ist diese Zone stellenweise weiter gegen W entwickelt. Bei Losone (W Locarno) enthält sie Triasdolomite und Bündnerschiefer, senkrecht gestellt und gegen ENE streichend. An der S-Seite des Centovalli liefert sie in jedes in sie einschneidende Seitental herrliche Quellen (Wasserversorgung von Locarno) und enthält dort Röhthidolomit, sehr schönen schwarz-weiß gestreiften und gefalteten klingendfesten Marmor („Bardiglio“), ein starkes Paket echten Bündnerschiefer (von Radeff [„Eclogae“ 1915] sonderbarerweise zu seinem Glimmerquarzit genommen), und Serizitschiefern (Alb. Heim).

Bei Rimolla begleiten wiederum Bündnerschiefer die dolomitischen Marmore (R. Staub). Wir befinden uns mit unserer Sedimentzone c vollauf in der „Zone du Canavese“ (Argand), die erst im unteren Canavese N Turin bei Levone unter der Poebene verschwindet. Sie ist auf italienischem Boden geologisch kartiert und untersucht durch Gastaldi, Baretto, Issel, Parona, Novarese, Franchi, Stella. Stets trennt sie die Zone der Sesiagneise im N oder NW von der „Diorito-kinzigitischen Ivreazone“ im S, d. h. die penninischen Wurzeln von den ostalpinen. Gegen SW wird sie mannigfaltiger in ihrer Erhaltung. Zwischen Tonschiefern liegen, tektonisch scharf begrenzt, Lamellen roter Granite und Porphyre, laminierte Melaphyre mit Einschlüssen der unterliegenden Sesiagesteine, Serizitschiefer, Prasinite. Serpentine stellen sich in gequetschten Linsen ein. Mit den penninischen Merkmalen mischen sich ostalpine: Bunte Radiolarienführende (Issel) Kieselschiefer („Phtanite“), Aptychenschiefer und dolomitische Kalke fast frei von Met.

Die ganze Zone des Canavese ist oft nur wenige Meter mächtig oder ganz weggequetscht. Sie ist aber auch oft einige hundert Meter und sogar 1 bis 2 km breit. Auf dem Boden der Schweiz stellen sich ihre Schichten durchweg annähernd senkrecht. Argand hielt zuerst das Canavese für die „Wurzelzone der rhätischen Decke“ von Préalpes und Klippen. Sie enthält, durch Schuppung gehäuft, das Hangende der obersten penninischen mit den Sedimenten der unterostalpinen Decken. Sie trennt und vermittelt zugleich Penninisches und Ostalpinen. Sie ist die trennende Synklinale zwischen penninischen und ostalpinen Wurzeln.

		Westen	Wurzelzone von Bellinzona	Osten	
VIII	Wurzelzonen am Alpen-Innenrande	W. Langensee unter der Poebene	Luganensee—Kalkgebirge	Trias in Mittelbünden u. Rhätikon; Dinaridenzone im S	Ober- ostalpine Decken
		5. Insubrische Zone		Silvretta-Kristallin	
		S Marmor von Ornavasso?	d) Jorio-Dubino	Engadiner Dolomiten	S
VII		Ivrea-Z. und Préalpes-Stockhorn (romanische Dn.)	4. Z. v. Bellinzona und Klippen der Zentralschweiz	Campo-D. — s — Languard-D. — s — Bernina-D. — s — Err- und Sella-D.	
	Obere penninische Decken	S Zone von Canavese	c) Marmor von Tabio	Bündnerschiefer u. Radiol. von Oberhalbstein—Silsersee	S
VI		Dent Blanche-D. und Sesia-Z.	3. Z. von Arbedo	Margna-D. und Schamser-D.	
		S Val Tournanche-Zermatt	b) Marmor von Castione	Schamser-Averser- Malenco-Mesozoikum	S
V	Obere penninische Decken	Mte. Rosa-D. { Oberer Lappen Mulde Furggalp — Sonnighorn Unterer Lappen	2. Gneis v. Roveredo	Suretta-D. — s — Splügenpaß Tambo-D.	
IV		S Zwischenbergen Antrona Grd. Combin	a) Marmor von Algaletta— Castaneda	Bernardino-Mesocco- Chiavenna	S
III	Untere penninische oder Simplon-Tessiner-D.	St. Bernhard-D. — s — Mte. Leone-D.		Adula-Dn. — s —	
		S Vegliamulde	1. Claro—Misox	Val Soja oberer Zug	S
II		— s — Lebendun-D.	Tessiner-Dn.	Lebendun-Soja — s — Tencia-Sobrio-Simano — s — Maggialappen — s — Lucomagno-TD.	
I	Untere penninische oder Simplon-Tessiner-D.	S Teggiolomulde	Bedretto-Pioramulde Mte. Castello, Mascarpino	Lugnetz (i. d. Tiefe)	S
		Antigorio-D.	bleiben in der Tiefe verborgen		
		S Bacenoschiefer			
		Verampiogranit	Gotthard-M.?		

S = Hauptsynklinalzonen zwischen Decken und Deckengruppen,

— s — = Teilsynklinalen zwischen Teildecken,

D. = Decke(n), Z. = Zone(n),

1.—5. = antiklinale Wurzelzonen bei Bellinzona,

a)—d) = synklinalen Wurzelzonen bei Bellinzona,

I—VI = Numerierung der Decken nach Argand.

Gegen E bleibt unsere mesozoische Synklinalzone c zunächst sehr reduziert, im Oberhalbstein aber erholt sie sich zu kräftiger Entwicklung in noch vorherrschend penninischer Fazies.

Die Zone von Bellinzona 4 ist sowohl durch den direkten Zusammenhang von E her, als besonders auch durch ihren Reichtum an Amphiboliten und prätriasischen Marmoren als Ivreazone bestimmt. Wie W des Langensees, so ist sie auch bei Bellinzona durch einen prätriasischen Marmorzug in einen nördlichen Amphibolit-reichen und einen südlichen Kinzigit-reichen Gneiszug getrennt, welcher letzterer auch Marmorschmitzen führt. Am Joriopaß d und im Veltlin sind ihre Schichtpakete ostalpiner Trias konkordant eingelagert und, besonders südlich, ange-lagert. Auf dem Profil vom Poschiavosee bis über Tirano und von da gegen NE erweitert sich diese Stammzone zu den kristallinen Kernen der unterostalpinen D. mit Einfaltungen und Bedeckungen durch ostalpine Sedimente (Kinzigit = Granat-Biotit-Plagioklas-Gestein).

Die Zone 5 Seengebirge kann nur den kristallinen Kern der oberostalpinen D. bedeuten, denn ihr liegen südlich die oberostalpinen (dinaridischen) Sedimente auf. Die letzteren setzen gegen den N-Rand der Alpen wieder als Überschiebung ins Gebirge ein!

Zusammengefaßt ergibt sich uns die Tabelle S. 546.

Gerhard Henny vertritt im Bull. Labor. Géol. Lausanne Nr. 24 1918 eine von R. Staub abweichende Ansicht. Er meint, die Synklinalzone des Canavese streiche in den Joriopaß. Ort und Raum verbieten uns, sein Gewebe von richtigen Einzelbeobachtungen mit vermeintlichen „constatations d'un intérêt capital“, in welchen erfundene Zusammenhänge, viele Irrtümer und sogar perspektivische Täuschungen die Hauptrolle spielen, zu zergliedern. Wir können hier nur konstatieren, daß wir auf Grundlage sorgfältiger Prüfung und eigener Beobachtungen an der Darstellung von R. Staub festhalten müssen. Der Widerspruch von Henny gegen Termier, Staub und Argand betreffend das Verhältnis von Alpen und Dinariden beruht vorwiegend auf Wortmißverständnissen. Ebenso ist die Kritik von A. Spitz in den Verhandlungen der K. K. geol. Reichsanstalt verfehlt. Spitz verbindet das Canavese mit der Trias am Passo di S. Jorio, die Ivreazone schief durchschneidend (!), deswegen, weil man des mesozoischen Alters der Kalke nur bei diesen zwei Wurzelpaketen sicher sei, als ob die Wahrheit von der Sicherheit unseres Urteils abhängig wäre.

Das Adulamassiv Nr. III und IV (Gesteine S. 481 u. 482).

F. Rolle, „Beiträge“ 23. Lfg. 1881 und Blatt XIX.

Alb. Heim, „Beiträge“ 25. Lfg. 1891 S. 345—376, und Karte Bl. XIV ferner. „Über die nordöstlichen Lappen des Tessinermassivs“ Viertelj. N. G. Zürich 1906.

O. Wilckens, Über Adulagebirge im Zentralblatt f. M. G. u. P. 1907 und 1910 und Monatsbericht Deutsch. Geol. Ges. 1909.

Roothaan, Tektonische Untersuchung im Gebiet NE Adula, Viertelj. N. G. Zürich 1918, ferner Petrogr. Unters. Umg. Vals, Jahresber. natf. G. Graubünden 1919.

Erna Heydweiller, Gegend des Bernhardinpasses, „Eclogae“ 1918.

In der ungeheuren Gneismasse von Tessin kannten schon Escher und Studer einzelne Marmorlager. In „Beiträge“ Lfg. 25 S. 346 wurden dieselben zuerst als die Reste von zerquetschten Synklinalzonen jüngerer Gesteine, welche die Gneisfalten trennen und noch weit ins Massiv hineingreifen, betrachtet, und betont, daß in den Gesteinen und ihrer Lagerung ein großer Gegensatz zwischen Adula-M. und Gotthard-M., überhaupt zwischen den Massiven nördlich und denen südlich der Bedrettomulde bestehe, und daß (S. 353) einzig der Mte. Leone dem Piz Valrhein (Adula) in Gesteinen und Lagerung entspreche.

Aar-M., Gotthard-M. und Adula-M. nördlicher Teil wurden einander in folgenden Erscheinungen vergleichend gegenübergestellt.

Aar- und Gotthard-Massiv.	Adulamassiv.
Viele Granite und andere Intrusiva, die Schieferung daran abstoßend, viele Gänge.	Keine Intrusiva bekannt.
Transversalschieferung, Schichtung selten deutlich.	Ungestörte konkordante Schichtung und Schieferung.
Alle Gesteine deformiert, viel DM, besonders Schieferung, Kataklyse und Serzitisierung.	Mit Ausnahme des N-Randes wenig DM.
Biotit, Chlorit, Sericit-Gneise, wenig Glimmerschiefer, fast keine Muskovitgesteine.	Grün glimmergneise, Muskovit-Granat-Glimmerschiefer, Granat-Amphibolgesteine, alle in Schichten.
Außer kleinen Einschlüssen keine Marmore.	Marmorschichten.
Schieferung und Reste von Schichtung steil gestellt.	Schichtung und Schieferung in der Höhe flach, dann am N-Rand gefältelt abbiegend.
Mesozoische Sedimente meistens diskordant aufliegend.	Mesozoische Sedimente konkordant anliegend eventuell eingefaltet.

Mit geringen Einschränkungen ist diese Gegenüberstellung auch heute noch zutreffend.

Als ich vor 25 bis 30 Jahren für die geologische Kartierung von Blatt XIV und Adulateil von Blatt XIX unter sehr ungünstigen Umständen arbeitete, fand ich in der ungeheuren Bündnerschiefermasse, welche den nördlichen Stirnabbiegungen des Adula-, Tambo- und Suretta-M. vorliegt, einzelne Einschichtungen von Dolomiten, Rauhacken und von Gneisen, die ich damals für ursprüngliche stratigraphische, aber z. T. hochmetamorphe Glieder der Bündnerschieferreihe halten mußte. Ganz reciprok fanden und kartierten wir im Adula-M. Lager von Marmor und Dolomitmarmor hie und da begleitet von dem Rötidolomit-ähnlichen Dolomiten und Rauhacken, vollständig konkordant zwischen Gneisen und Glimmerschiefern. Einzig an den Marmoren der Fuorcla Sorreda sah ich schon damals eine prachtvolle Muldenfaltung und betrachtete sie deshalb als Triaseinfaltung („Beiträge“ Lfg. 25 Taf. I Fig. 5); die übrigen Marmorschichten im Adulagneis wagten wir noch nicht zu deuten und bezeichneten sie auf den Karten neutral bloß petrographisch als Marmor. Ähnlich wie am Simplon trat uns damals überwältigend die regelmäßige Schichtung und der einfache Gewölbebau vor die Augen. An eine verwickelte Konkordanzfaltung konnte damals noch niemand denken. 1898—1901 wurde zuerst die Erkenntnis des Deckenbaues durch Schardt und Lugeon auch auf das Adulamassiv angewendet, und 1906 gab ich neue Profile der Region. Wilckens, Roothaan und Erna Heydweiller haben seither den konkordanten gegenseitigen Einlagerungen vermehrte Beobachtung gewidmet.

Die Gesteine der Adulagruppe und deren südliche Fortsetzung zwischen Misox und Blenio, im ganzen wohl ein Komplex von wenigstens 5 km Mächtigkeit, zeichnen sich, in großem Gegensatz zum östlich der Bernardinmulde anschließenden Tambo-M., durch ihre treffliche Schichtung und die Phengitgesteine aus. In diesem geschichteten Komplex erscheinen mitten zwischen den altkristallinen Gesteinen häufig dünne Marmorlager bald in einzelnen Linsen oder Reihen von Linsen, bald in weithin sich erstreckenden Schichten. Die Deutung dieser Marmorlager ist verschieden versucht worden. Sie sind von verschiedenen Autoren für prätriasische Kontaktschollen im Orthogneis, für prätriasische Rm Schichten und für Dm alpine Triaseinfaltungen gehalten worden. Heute kann man für die meisten Vorkommnisse nur noch der letzteren Auffassung zustimmen, aus folgenden Gründen:

Die Marmorlagen befinden sich meistens nicht im Phengitgneis, den manche als Orthogneis ansprechen, sondern sind begleitet von Glimmerschieferschichten. Sie treten nicht als einzelne Brocken auf, sondern als weit zusammenhängende Schichten oder als Reihen von gequetschten Linsen. CM fehlt, Cm Kalksilikate kommen darin in der Regel nicht vor, dagegen sind sie

manchmal laminiert und von Glimmern durchsetzt. Nicht selten findet man ausgezeichnet erhaltene Faltungen und spitze Umbiegungen der Kalk- und Dolomitschichten harmonisch mit dem Nebengestein (Forcla Sorreda W-Seite, Dachberg, Weißgrätli, Fig. 30). Die Marmoreinlagerungen gehen an manchen Stellen in Relikte typischer penninischer Trias (ächter Rötidolomit, Rauhwacke, z. B. Alp Curaletsch) über und sind oft stark dolomitisch. An vielen Stellen werden sie von Quarzitbänken (Glimmerquarziten) begleitet, wie sie der Triasbasis entsprechen.

Die Marmorlager sind also Trias, jünger als alle sie einschließenden kristallinen Silikatgesteine, und tektonisch eingefaltet. Orthogneise, Phengitgneise, Amphibolite und Glimmerschiefer bilden die liegenden Gewölbekerne, Glimmerschiefer und Trias die Muldenkerne.

Ganz Entsprechendes gilt von vielen der dolomitischen, quarzitischen oder aus Augengneis gebildeten Lager und Linsen, die in der großen Masse des nördlich anschließenden Bündnerschiefers sich finden. Auch da handelt es sich um tektonische Abschürfungen und Einfaltungen von den Massivhüllen weg zwischen tektonisch verschiedene, einander überlagernde Massen von Bündnerschiefer. Vorgelagerte ausgeschürfte Lamellen sind ein verbreiteter Charakterzug penninischer Decken.

Eine genaue Kartierung der Triaseinlagerungen im Adula-M. ist noch keineswegs erreicht. E. Heydweiller ordnet die ihr bekannten in drei tektonische Horizonte. Das Adula-M. zerfällt durch die Triaseinfaltungen in mehrere Teildecken oder Lappen. Trotz dieser Komplikationen behält es als Ganzes seine einfache, gegen N mit rundem Knie endigende Gestalt. Mehrere über- und ineinander verfaltete und zum Teil zurückgefaltete Lappen sind gegen den Stirnrand harmonisch übereinandergelegt und gemeinsam nach unten umgebogen. Auch der prachtvolle nördlich vorliegende Bündnerschieferächer des Piz Aul ist komplexer Natur, indem in seinem S-Teil von oben einige Schuppen von Gneis (Augengneis), und im N-Teil von unten Trias (Lukmanier—Campo—Vrin—Lugnetz) eingeschleppt und eingefaltet sind. Wahrscheinlich besteht er überhaupt aus den zusammengefalteten Schichtmassen mehrerer übereinander geschobener Decken, die von den verschiedenen südlichen Massivstirnen vorgestoßen sind.

Fassen wir das Adulagebirge geographisch, so schließt es noch den Simano und den Lebendgneis von Val Soja ein. Diese gehören als obere Lappen der großen Tessinerdecke an (S. 517 usw., 546). Wie weit gegen S diese Massen vom Adulahauptgebirge getrennt sind, wissen wir noch nicht. Die Hauptmasse des Adula-M. besteht in seinem tieferen Teil aus der Mte. Leone-D. (III) und im höheren aus der St. Bernhards-D. (IV). Die Versuche, seine Lappen genauer auseinanderzulesen und mit dem Westen in Parallele zu setzen, sind noch nicht befriedigend und noch nicht übereinstimmend ausgefallen. Nur detaillierte geologische Kartierung kann helfen.

Rooshaan unterscheidet: 1. Rheinwaldlappen (Hauptmasse des Adulagebirges) und 2. Fanella-lappen (oberer Teil mit Piz Fanella). E. Heydweiller unterscheidet von oben nach unten: 4. Bernardinolappen (vorwiegend Phengitgneis), 3. Marschollappen, viel Glimmergneis enthaltend. Diese beiden sind nur in den Gipfelregionen kräftig, gegen S stark ausgedünnt. 2. Stabbiolappen, großer Komplex von glimmerreichen Gneisen mit viel Biotit und mit Amphiboliten, 1. Hauptgneismasse, übergehend in die Tessinergneise des Simano. Als teilende Marmorzüge werden genannt: zwischen 4. und 3. Brennwaldmarmor, zwischen 3. und 2. der Kalkzug des Passo Tre Uomini, zwischen 2. und 1. der Marmor von Rosso Calvarese. Diesen letzteren fand Argand unter dem Fil di Calvarese in scharfer zweispitziger Umbiegung gegen S abschließend.

Die Triaseinfaltung mit den herrlichen Umbiegungen, z. T. Rückfaltungen an der Fuorcla Sorreda und die ähnlich liegenden Marmore am N-Abhang der Fanellahörner (Weißgrätli) werden von Wilckens und Roothaan als verfaltete triasische Trennungssynklinale zwischen dem Rheinwaldlappen und dem Fanellalappen angesehen. Die Teilung reicht deutlich etwa 6 km vom N-Rand des Massives nach S. Aber noch bis Mesocco sollen sich Spuren ihrer Fortsetzung finden.

R. Staub hält („Neuere Ergebnisse“, *Ecolgae* 1920) den Marmorzug des Zapporttales für die Trennung zwischen D. III und D. IV, und glaubt, daß er von Zapport, Brennwald über Paradieshörnli, S unter dem Rheinwaldhorn und W unter dem Brescianagletscher durch nach Val Carassina streiche. Darüber liegt die Hauptmasse der Adula, die Rheinwald-D. als St. Bernhards-D., mit ihren oberen Digitationen (Bernardino- und Fanellalappen), aufgebaut aus der Schichtmasse der Phengitgneise, Granatglimmerschiefer und Amphibolgesteine. Darunter treten die Phengit- und Amphibolgesteine zurück, die Biotitgesteine werden vorherrschend. Dieser tiefere Teil, hinab bis zum oberen Mesozoikum im Val Soja, nennt R. Staub Carassina-D. und nimmt sie als Fortsetzung der Monte Leone-D.

Keine der mesozoischen Teilungen innerhalb der Adula konnte bis in die Wurzel gefunden werden. Eine einzige reicht von der Stirn etwa halbwegs bis zur Wurzel, das ist der Dolomitmarmor am Fil di Calvarese. Die andern sind bisher kaum über $\frac{1}{4}$ oder $\frac{1}{8}$ der Deckenbreite verfolgt worden. Alle Teillappen der Adula scheinen sich gegen S bald in einem gemeinsamen Stamm zu vereinigen. Die Trennungstiefen nehmen vom Wallis bis an den Bernhardinpaß ab; die Decken III und IV verschmelzen mehr und mehr; die St. Bernhards-D. ist zum oberen Teil der Adula-D. geworden. Weitere Untersuchung tut not.

Es ist mißbräuchlich, Stirnlappen wie die kristallinen Glieder Soja-Lebendun, Fanella, Tomül, Piz Aul usw. „Decken“ zu nennen, um so mehr, als z. B. die Rheinwaldlappen und Fanellalappen ohne Selbständigkeit miteinander verfault und nach außen gleichartig begrenzt und zusammengebogen sind, als wären sie eins. Was über dem Fanellalappen in dem Bündnerschiefer draußen folgt, sind bloß Schürflinge der Massivdecke. Die Decke besteht dann bloß aus dem vorgeflossenen Bündnerschiefer, der Fetzen seiner Unterlage mitgerissen hat.

Streichen und Fallen im Adulagebirge.

Im ganzen liegen die ausgezeichnet geschichteten und prachtvoll der Schichtung parallel geschieferten Gneise und Glimmerschiefer des Adula-M. in den mittleren Teilen, und besonders in deren Gipfelregionen recht flach. Am Rheinwaldhorn 3393 m fallen die Schichten mit $10-15^\circ$ gegen WNW, an den weiter N sich anschließenden Kämmen mehr gegen NW, und zwar um so steiler, je mehr wir uns dem N-Rande nähern. Dort biegen die Schichten in vielfach (z. B. in Val Scaradra) prachtvoll sichtbarer zylindrischer Krümmung mit ENE-Streichen zur Tiefe hinab. In der Region des Frunthornes kombiniert sich mit der Abbiegung eine wunderbare Kleinfältelung (Taf. XXIV). Schon in Val Luzzone und Val Carassina, 8 km N des Rheinwaldhornes, ist das Nordknie der vereinigten Lappen über die Senkrechte zurückgebogen. Die vorliegenden Triasmarmore und Bündnerglimmerschiefer, hie und da kompliziert mit dem Gneis verschuppt, greifen nach SE unter das Adula-M. hinab, und zwar nicht nur wenig weit, wie wir früher angenommen hatten, sondern tief und weit flachliegend gegen S. Im Kernaufschluß des Adulagebirges 2000 m tief S unter dem Rheinwaldhorn in Val Malvaglia fallen die Schichten durchweg $10-20^\circ$ E oder ENE. E-Fallen wird auch an den Gräten E des Rheinwaldhornes allgemein und beherrscht das ganze Adulagebirge beiderseits von Val Calanca. So sinken die höchsten Gneise

und Glimmerschiefer gegen E unter das Mesozoikum der Talfurche des S. Bernhardinopasses ab.

Wir finden also am W-Rande des Adula-M. Untertiefung, am E-Rande Überlagerung mit E fallendem penninischem Mesozoikum, am N-Rande eine abgebogene, normal alpin ENE streichende, mit Mesozoikum umhüllte Stirn. Andererseits folgt weit im S bei Claro-Roveredo mit ebensolchem Streichen ein zur Tiefe abbiegender Wurzelstiel. Zwischen Stirn und Wurzel steht das Adula-M. quer im Alpenkörper, als wäre es eine Querfaltung. Die geometrisch isoklinale Kämme zwischen den isoklinale Paß- und Talmulden streichen N-S. Studer, Escher, Rolle, Alb. Heim hatten sich über dieses querköpfige Benehmen innerhalb der Alpenzonen gewundert.

Heute ist der scheinbare Widerspruch gelöst. Der Stirnrand und die Wurzelzone sind vom wirklichen Faltenstreichen bedingt, das N-S-Streichen dazwischen aber von der axialen Absenkung gegen E gegeben, die alle tektonischen Glieder von der tessinischen Aufwölbung weg gegen E ergreift. Sie setzt am Mte. di Sobrio ein und bewältigt die Decken vom Sobrio—Simano, Lebendun, Adula, Tambo, Suretta—Avers und bis in die Silvretta-masse hinein samt den zwischen liegenden Synklinalen einheitlich und täuscht N-S-Streichen der Faltung vor. Die Stirnübergangungen wie die Abbiegungen zur Wurzel tauchen samt den ganzen Deckenrücken gegen E unter. Aus einem Längsprofil (Fig. 172) durch diese Region von Axialgefälle kann man die Mächtigkeit des Deckengebäudes von der Unterlage des Simano in Val Blenio bis an die Unterlage der unterostalpinen Erdecke auf zirka 18 km bemessen. Das ist nur ein Bruchteil der ganzen Faltungstiefe der Alpen!

Das Adula-M. ist also nach seiner Lagerung durchaus eine aus südlicher Wurzel steil aufsteigende, oben flache, im N unter einigen Zerteilungen zylindrisch zurückbiegende Deckfalte von 45 km Breite (Pizzo di Cresem bis Frunthorn), aber von so starkem axialem Ostfallen, daß es im Gebirge in der Faltenstreichrichtung schmal wird, und als isoklinale N-S-Zone zwischen gleichgestellten Nachbarn in Erscheinung tritt (Fig. 172).

Anordnung von Berg und Tal.

Die verschleppte Gebirgsgruppe der Adula gipfelt mit 3398 m im Piz Valrhein oder Rheinwaldhorn. Alle Gipfel dieses M. unterscheiden sich von den autochthonen M. sehr auffallend durch den Mangel an Nadelbildung, die wenig steile Schichtlage und die dadurch bedingten unsymmetrischen Hausdachformen. Daß aber auch hier ausnahmsweise bei flacher Schichtlage im kristallinen Gebirge, erinnernd an Matterhorn, Weißhorn, die Verwitterung imstande ist, ein enorm steiles

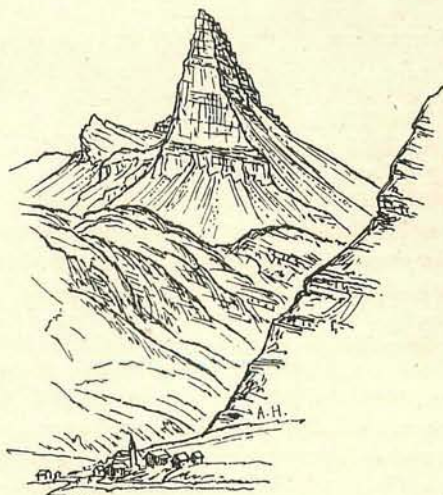


Fig. 176. Zervreila 1780 m mit Zervreilerhorn 2899 m (Adula), Erosionsrelikt mit flach gelagertem Adulagneis.

Horn, eine „Aiguille“ herauszupräparieren, zeigt uns das Zervreilerhorn (Fig. 176). In Wirklichkeit ist dasselbe freilich nicht ein Horn, sondern das Ende eines mauerförmigen streichenden Grates. Im Grundriß zeigt sich innerhalb der Adula allgemein große Unabhängigkeit der Tal- und Gratanordnung von Gestein und Schichtlage. Im Piz Valrhein laufen alle Gräte rosettenartig zusammen. Wenn wir einen Umkreis von 4 km Radius um den Piz Valrhein ziehen, so schneidet derselbe schon 6, ein Umkreis von 5 bis zu 8 km Radius durch weitere Teilung schon 11 Wasserscheidegräte — alle noch in Höhen von 2500 bis über 3000 m, alle auf den Piz Valrhein in krummen Linien zusammenlaufend. Dieser Berg mit den von ihm nach allen Richtungen auslaufenden Gräten bildet eine Gebirgsrosette in einer Kreisfläche von ca. 10 bis 11 km Radius. Nur zwei dem Adula-M. angehörende Gratzweige, im Grundrißbild wie zwei Stiele der Bergrosette, erstrecken sich dann 25 km weiter gegen S — das sind die Gräte beiderseits von Val Calanca. Beide diese gegliederten Isoklinalgräte zeigen gegen S eine auffallend regelmäßige allmähliche Abnahme ihrer größten Gipfelhöhen.

Die Muldenzone San Bernardino—Mesocco.

Von Vals streicht die E fallende Trias mit Bündnerschiefer gegen S über den Valserberg, quert bei Dorf Hinterrhein-Nufenen das Rheinwaldtal, zieht über den San Bernardinopaß und weiter nach S, den Adulagesteinen aufliegend und östlich von der Tambo-D. überlagert, und wie diese beiden vom Axialgefälle nach E beherrscht. Die Bernardinozone Vals—Mesocco ist also ein Querschnitt von der Stirn bis gegen die Wurzel entblößt auf etwa 25 km (und bis Chiavenna auf 40 km) Überfaltungsbreite in der Synklinale gemessen. Die große Bündnerschiefermasse des Rheinwaldtales dreht sich am Einhorn gegen S in die Bernardinozone hinein. Das Einfallen ist stets 30—35° E. Das Rheinwaldtal ist ein Längstal im Alpenkörper, ein Quertal nach dem lokal-geometrischen Streichen. Unfern der Paßhöhe geht die Bündnerschieferzone auf $\frac{1}{2}$ km zusammen. S. des Dorfes San Bernardino ist die Entblößung an der Oberfläche wieder $1\frac{1}{2}$ km breit. Die Talfurche tastet der Synklinale nach, bis die letztere S Mesocco gegen SSE durch die Val della Forcola hinaufzieht und, zusammengequetscht in einzelne Marmorlinsen, den gleichnamigen Paß bei 2217 m, gegen SE sich wendend, durchstreicht.

Erna Heydweiller hat von der San Bernardino-Synklinale für die Strecke Nufenen—Hinterrhein bis S. Giacomo ob Mesocco eine eingehende Monographie mit detaillierter Kartierung und Profilierung geliefert (Eclogae 1918). Sie fand eine bei so eingeklemmter Zone erstaunliche Konstanz der einzelnen Schichtpakete und im ganzen deutliche Symmetrie der Flügel mit stets viel bedeutenderen Mächtigkeiten im normalen 35° E fallenden, der Adula aufliegenden, dagegen stark reduzierter Ausbildung im verkehrten isoklinal unter das Tambo-M. östlich einsinkenden Schenkel. Den Massiven liegen beiderseits erst Trias an, nach innen folgen Bündnerschiefer mit viel Grünschiefern, den Muldenkern füllen Bündnerschiefer, Kalke (Marmore) und Phyllite. Dabei setzt uns in Erstaunen, daß die über 100 m mächtige Trias der Adula, beginnend mit 6 m Rauhwaacke und fortsetzend mit Dolomiten, Dolomitmarmor und Dolomitsandstein zwischengelagert in oft nur dünnen Bänken Glimmerquarzit, Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Chloritschiefer, dunkle Glimmerphyllite mit kleinen Albitaugen und, dreimal in der Serie erscheinend, Bänke von Augen- oder Zweiglimmergneis enthält. Manche dieser Einlagerungen kristalliner Schiefer von bloß ein bis wenige Meter Mächtigkeit lassen sich auf über 5 km verfolgen! Sie sind petrographisch nicht identisch mit den Adulagesteinen, hie und da ähnlich, hie und da auch ganz anders.

Daß dies tektonische Einschüppungen seien, kann ich heute so wenig wie vor 20 oder 30 Jahren annehmen. Mir bleibt nur die Erklärung durch Rm einer stratigraphischen Reihe. Erna Heydweiller kommt für die Granatschiefer der Adulatrias auch zu dieser Auffassung, hält aber die Augengneise für Einschüppungen. Anders verhält es sich wohl mit den Reibungsbreccien und Mylonitstreifen von Tamboschiefern im Triasmarmor des verkehrten Schenkels. Der verkehrte Schenkel der Bernardinomulde enthält bei S. Giacomo bis 40 m Gips; im Normalschenkel ist solcher nicht bekannt.

Der Eisensäuerling von San Bernardino ist im gelben sandigen Sericitdolomit nach Anleitung von Alb. Heim 1893 neu gefaßt worden. Der Eisensäuerling von Vals gehört der gleichen Zone an.

Vom Passo della Forcola wendet das Streichen der sehr reduzierten Synkinalzone, sich der Wurzelregion anschmiegend, gegen SE und E. Nach R. Staub sind bei Chiavenna die Ophiolite (Serpentine) der einzig gebliebene Inhalt. In E-Streichen wird die Muldenzone in Val Bondasca vom Bergellergranitstock abgeschmolzen.

Die Tambodecke Nr. V pars.

In der Gesamtgestalt ist das Tambomassiv dem Adula-M. ähnlich, hat aber nur etwa die halben Dimensionen in N—S wie in W—E-Richtung. Die N-Stirn streicht auf 10 km nach ENE. Sie hat die Form einer gewaltigen knieförmigen Abbiegung mit einigen Verstülpungen. Eine solche mit scharfer liegender Umbiegung geht in den Gipfel des Einshornes, andere zeigen sich am Vignonepaß im Areuetal und am Guggernüll, wo die Trias mit den Tambogesteinen stark verfaltet ist (Erna Heydweiller). Der Pizzo Tambo, 3276 m, liegt nur $1\frac{1}{2}$ km S des N-Randes. Das Areuetal spaltet die nördliche Frontseite der Berggruppe in zwei ca. 10 km lange SN-Kämme. Der S-Teil der beiden Querkämme besteht aus braunen Glimmergneisen und Glimmerschiefern; dann folgen streichende Paßübergänge in der faltigen Trias der N-Massivstirn entlang, und die N-Gipfelpfeiler (Einshorn und Guggernüll) bestehen aus Bünderschiefer. Ein gegliederter, mit der Schichtung und Schieferung streichender Kamm läuft 20 km weit gegen S zwischen der darunter tauchenden Bernardino-Misoccomulde im W und der aufliegenden Splügen-Mulde im E bis an den Forcolapaß. Das Tambo-M. bildet also eine ca 30° axial nach E fallende, am N-Rand unter sich selbst heruntergefaltete Doppelplatte von altkristallinen Gesteinen, 4—5 km dick zwischen zwei mesozoischen Muldenzonen gelagert. Ohne Zweifel hat auch im mittleren Teil das Tambo-M. allerlei Komplikationen. Darauf deuten die Triaskalke westlich von Campodolcino und Isola, die bis auf den Kamm steigen. Mit der Steilstellung zur wurzelnahen Firstlinie nimmt allmählich das Tambogestein wieder W-E-Streichen an. Es streicht ins Bergeller Tal und schneidet E Stampa am Bergeller-M. ab.

Adula-M. und Tambo-M. sind auffallend verschieden. Im ersteren mit Ausnahme der äußersten Stirnregion alles eben, glatt gelagert und gut geschichtet, im letzteren keine deutliche Schichtung und viel Zerknitterung und Feinfältelung. Kaum daß Handstücke aus beiden Decken zu finden wären, die man verwechseln könnte. DM., die im Adula-M. spärlich vertreten war, ist im Tambo-M. sehr ausgeprägt als Clivage, Kataklase, Sericitisierung, Chloritisierung. Die schönen Muscovit-Granatschiefer der Adula und ihre Phengitgneise fehlen vollständig, Granatgesteine sind überhaupt kaum zu finden. Die Hauptmasse des Tambo-M. in den

peripherischen Regionen sind feinkörnige Biotitglimmerschiefer (Quarz, Biotit, Muscovit, Sericit, Chlorit, akzessorisch Plagioklas, Apatit, Epidot, Hornblende). Besonders charakteristisch sind ein grauer Glimmerschiefer mit großen Muscovitplättchen, gebänderte Sericitquarzite, graphitische Sericitschiefer, Plagioklasgneise. Während die Feldspäte in der Adula meist frisch sind, sind sie im Tambo fast immer sericitisiert. Pegmatitgänge, in der Adula kaum zu finden, sind hier sehr häufig (prachtvoll am Gipfel des Pizzo Curiusa) und ihr präalpines Alter gibt sich durch ihre starke DM zu erkennen (Feldspäte zertrümmert, sericitisiert, die Muscovite verbogen, die Turmaline gebrochen, die ganzen Gänge oft verbogen und verquetscht). Orthogesteine, besonders schöne granitische Augengneise sind im Nordteil spärlich, bilden aber weiter gegen S am N-Abhang des Bergell den Kern der Tambomasse, an den sich darüber wie darunter je eine Zone von Injektionsgneisen, dann die Paragneise und Glimmerschiefer anschließen. Diese Augengneise sind biotitreicher als diejenigen der Adula. Die Feldspatauge liegen in kataklastischer Mörtelhülle und sind mehr oder weniger sericitisiert. Granatglimmerschiefer sind bisher erst aus der Wurzelnähe (Castasegna) bekannt. Amphibolite sind selten. Basische Intrusionen sind sehr spärlich; Hornblendeschiefer mit Chlorit und Ilmenit sind auf der Bernardino-Mesocoseite im tieferen Teil nahe über der Trias gefunden. Das Tambo-M. ist noch sehr unvollständig untersucht.

Die tektonische Parallelisierung war insofern nicht sofort klar, als die Gesteine auch aus dem obersten Teile der Adula am ähnlichsten denen der Mte. Leone-D.=III sind, die casanna-artigen Sericitschiefer, Sericitquarzite, graphitischen Quarzite des Tambo am meisten auf die St. Bernhards-D.=IV weisen, so daß dann als Vertreter der Mte. Rosa-D. im Westen die Suretta-D. allein blieb. Allein die besten Kenner der fraglichen Gebiete, E. Argand und R. Staub, sind zu dem Resultat gelangt, daß schon der obere Teil der Adula die im E schwächer gewordene D. IV vertritt und daß Tambo und Suretta zusammen der zweigeklappten Mte. Rosa-D.=V entsprechen (S 546). Die Gründe dafür sind folgende:

D. IV zeigt im Streichen einen gewissen Fazieswechsel ihrer Gesteine. Die Glaucohangesteine finden sich nur im westlichen Wallis. Die echten Casannaschiefer verschwinden gegen den Simplon hin mehr und mehr und werden vielfach durch helle Gneise, Granatglimmerschiefer und Amphibolschiefer („Berisalgneise“) ersetzt, die oft denen des Mte. Leone recht ähnlich sind, und gleichzeitig ist das Carbon auch ausgeblieben. Die obere Adula kann also auch nach ihrem petrographischen Bestande sehr wohl die Fortsetzung von D. IV sein. Überdies finden sich casanna-artige Gesteine auch in der oberen Adula. Solche, und besonders Graphitquarzite, finden sich auch im Mte. Rosa-M. Sie werden in demselben sogar gegen W reichlich („zona graphitica“). Ihr Vorkommen im Tambo-M. ist also kein Beweis für D. IV. Auch im Suretta-M. sind sie vorhanden. Die grobkörnigen Augengneise und Granitgneise des Mte. Rosa finden sich ununterscheidbar wieder in den Kernregionen der Tambo- und auch der Suretta-D.; D. IV hat nirgends solche. Allerdings treten die Orthogesteine nach der Masse in diesen Massiven im Vergleich zum Mte. Rosa etwas zurück, die Paraschiefer sind mächtiger. Aber auch die

letzteren stimmen ebenfalls gut mit Mte. Rosa überein. Wir finden z. B. an Tambo und Suretta die genau gleichen Abänderungen wie am Findelengletscher und Gornergrat. Ein fast völliges Fehlen der basischen Einlagerungen zeichnet Tambo-Suretta gerade so wie das Mte. Rosa-M. aus, und da wie dort fehlen die alten Marmor-einlagerungen fast vollständig.

Noch beweisender gestaltet sich der Vergleich der Sedimente in den teilenden Muldenzügen. Der Muldenzug Grand Combin—Zermatt—Antrona, der im Wallis D. IV von D. V trennt, zeichnet sich aus durch ziemlich schwache Trias mit Fehlen der lagunären Fazies: er enthält keine oder wenig Rauhwanke und Gips, fast keinen Quarzit; dagegen enthält er Bündnerschiefer und reichlich Grünsteine. Das gleiche gilt von der Bernardino-Mulde, die auch reich an grünen und grauen Bündnerschiefern ist, bei Chiavenna sogar wie bei Antrona fast nur aus Ophioliten besteht. Danach entspricht die obere Adula der D. IV, Tambo der D. V. Die Splügenreife zwischen Tambo und Suretta aber enthält reichlich Triasdolomite, Kalke und Rauhwanke, und keinen Bündnerschiefer und keine Grünsteine. Die höhere Muldenzone dagegen, welche im Wallis D. V von D. VI trennt, ist wieder reich an Ophioliten, das ist die Zone Val Tournanche—Breithorn—Zermatt. Deren Äquivalent kann also nicht die Splügenreife sein, sondern nur die ganz gleich beschaffene Zone Ober-Avers—Ducan—Malenco. Die Trias des Gornergrates ist gleich derjenigen von Ferrera—Avers. Dem Mte. Rosa-M. im E muß also entsprechen, was zwischen der Bernardino- und der Avers—Malenco-Muldenzone liegt, das ist Tambo- und Suretta-D. Warum im E zwei D.? Die genannten beiden sind schon vor ihrer Wurzel, N Castasegna—Stampa, wieder verschmolzen, die teilende Mulde ausgekeilt. Die Mte. Rosa-D. im Wallis ist ebenfalls zweigeteilt (Furggenalp—Sonnighorn), und zwar wahrscheinlich (Marmor von Macugnaga) nicht weniger tief hinter die Stirn zurück, als Tambo von Suretta geteilt ist.

Die tektonischen Analogien gehen noch weiter. Die im Wallis so erstaunlichen Gneis- und Sericitquarzitlamellen oder Linsenreihen, die von der D. IV abgewalzt und ganz in die Mulden zwischen die D. V und D. VI verschleppt sind (w in Fig. 175), finden ihr völliges Analogon in den Gneisschürflingen, die als Valserschuppen „Tomülschuppen“ beschrieben worden oder die als Gneisplatten in der Bernardinozone verschleppt sind. Der Verfaltung von D. III mit IV im Simplonprofil entspricht die Verfaltung der unteren Teile mit den oberen im Adulagebirge. Die Faltung und Schuppung, wie sie im Normalschenkel des Mte. Rosa-M. sich stellenweise (Gornergrat) geltend macht, wiederholt sich im Dach der Suretta im Bergellergebiet und bis an den Mte. della Disgrazia.

Noch sei einer kleinen Eigentümlichkeit gedacht. E des Dorfes Splügen taucht aus dem Bündnerschiefergebiet mit dem Hügel der Burgruine Splügen ein triasumkleideter kleiner Gneisberg auf (Alb. Heim). Er ist von verschiedenen Beobachtern als untere Abschuppung von Adula, von Tambo oder Suretta betrachtet worden (R. Staub, A. Buxtorf, Roothaan). R. Staub findet 1919, daß sein Gestein keinem der genannten Deckenmassive entspreche, wohl aber dem Gestein der Malojaserie (D. VI) sehr ähnlich ist, und daß es in Rücksicht des Achsengefälles in die Splügenreife zielt. Man muß also eher an Abstammung von der Margna-D. und Verschleppung und Einwicklung von dorthin denken — eine Erscheinung, die ebenso im W zwischen Mte. Rosa und Dent Blanche-D. sich abspielt.

Aus der gegenseitigen Beeinflussung der Formen der Decken im Wallis hat Argand mit voller Sicherheit die Phasenfolge in der Deckenbewegung bestimmt: IV. dann VI., als die letzte dazwischen eingedrungen V. (Mte. Rosa). Ganz ebenso ergibt sich im Osten, daß die Tambo-Suretta-D. (V) die letzte der penninischen war, denn sie hat die unterliegende Adula-D. eingequetscht und wie ein Schneepflug ihre gehäufte Stirn vorgestoßen, dagegen die überliegende Margna-D. am Nordrand eingewickelt, während durch die Reibung am Dach die Sekundärfalten von V. zurückgekippt worden sind.

Aus all dieser erstaunlichen Gleichförmigkeit im Streichen in den Gesteinen der Deckenfalten wie der zwischenliegenden Mulden, den Faltenformen und der Phasenfolge ist wohl die folgende Parallele stratigraphisch und tektonisch sichergestellt: Untere Adula = Mte. Leone = III., oberere Adula = St. Bernhard = IV., Mte. Rosa = Tambo und Suretta = V., Dent Blanche = Margna = VI. (Tab. S. 546).

Die Muldenzone des Splügen.

Die isoklinalen queren Muldenzonen von San Bernardino und Splügen sind einander in den Formen ähnlich. Beide beginnen mit Einbuchtungen aus dem Rheinwaldbündnerschiefer, in welchem sie sich um die Massivstirn herum verbinden (Einshorn und Guggernüll); beide steigen aus dem Rheinwaldtal rasch zu hohen N-S führenden Pässen an. Beide wenden sich ca. 20 km S der Massivstirn bei Annäherung an die tektonische Firstlinie gegen SE und E durch das Bergell hinauf. An der Splügenmulde ist das E-Fallen etwas flacher geworden und die Metamorphose erreicht nicht mehr so hohe Grade. Der Bündnerschiefer bleibt schon bei der dritten Straßenkehre S Dorf Splügen zurück und ist auch weiter gegen S in der Splügenmuldenzone weder als grauer noch grüner Schiefer vorhanden. Dagegen sind die Marmore, Dolomitmarmore und gelben Rauhwacken der Trias in zertrümmerten Massen vorgeschürft und angehäuft. Sie streichen von den Straßenkehren S Dorf Splügen gegen die Paßhöhe; dort aber sind Tambo- und Suretta-M. nur noch durch ein schmales Paket von Marmorschichten getrennt. Durch Alp Suretta nimmt die Trias wieder zu und bildet dann den ganzen Hügel zwischen der Paßstraße und dem Tale von Madesimo. Fortan bleiben die schön geschichteten Dolomite und Marmore an den Gehängen der Ostseite. Der Lirofluß, dem die Trias einst Leitlinie gewesen sein mag, fließt jetzt etwa 200—300 m tiefer in den Gneisen und Glimmerschiefern des Tambo-M. Von Madesimo geht der Triasmarmorzug über Motta, durch Frascisco (Alb. Heim), steigt dann S unter dem Gipfel von Somma Valle durch die Terrasse des Lago di Aequa Fraggia in der Richtung gegen Stampa. Die Triasbasis wird nach R. Staub dort von einem weißen Basis-konglomerat gebildet, dem ca. 100 m Quarzit aufliegen, was ein bedeutender Unterschied ist gegenüber San Bernardino—Misox und Avers. Schon ziemlich hoch über dem Talboden endigt die Trias. Die darunter- (Tambo-M.) und darüber- (Suretta-M.) liegenden Gneise sind nicht mehr zu unterscheiden und von Castasegna hinauf bis Vicosoprano in eine Masse verschmolzen. Das Triasmuldenpaket des Splügenpasses, welches Tambo- und Suretta-M. trennt, reicht somit nicht so weit gegen S wie dasjenige des Bernardinopasses, und es erreicht den Kontakt mit dem Bergellergranit nicht mehr.

Alle die verschiedenen projektierten Splügenbahntunnel stechen das Gebirge im N im Suretta-M. an. Sie müssen dann unter spitzem Winkel die Triasmulde zwischen Tambo- und Suretta-M durchbrechen, und weil das Streichen der Schichten mit der Tunnelrichtung einen sehr spitzen Winkel bildet, wird der Tunnel auf eine längere Strecke im Dolomite bleiben. Für den Durchbruch wäre das wohl günstig. Allein das Wassersammelgebiet der ziemlich flachen und weit durch das Gebirge streichenden durchlässigen Gesteinsmasse ist sehr groß, so daß enorme Wassereinbrüche zu erwarten sein würden. An der S-Seite mündet der Tunnel im Tambo-M.

Das Surettamassiv Nr. V pars.

G. Theobald, Karte 1:100 000 Bl. XX, 1865 und Lfg. 3, 1866; Alb. Heim in „Beiträge“ Lfg. 25, 1891 und Karte 1:100 000 Bl. XIV; A. Rüetschi in „Eclogae“ 1903; Otto Welter in „Eclogae“ 1909; Hermann Meyer in Ber. N. G. Freiburg i. B. 1909; R. Staub in Vorträgen 1919 und „Eclogae“ XV., 1920.

Im kartographischen Grundrißbild ist auch das Suretta-M. dem Adula- und Tambo-M. ähnlich. Auch hier läuft der N-Rand, der durch die steile Stirnabiegung in die große Bündnerschiefermasse gegeben ist, normal alpin WSW-ENE. Die die Massive trennenden Synklinale entwickeln sich aus Einbuchtungen der Bündnerschiefermasse und verlaufen, infolge des östlichen Axialgefälles, mit geometrischem Schichtstreichen annähernd N-S. Erst gegen die Abbiegung zur Wurzel, das ist hier an der N-Seite des Bergell, dreht sich die Streichrichtung der Schichten von N-S wieder in diejenige der Faltung, ENE bis E um. Das Suretta-M. wird längs seines W-Randes unterlagert von der Trias der Splügenpaßzone, am E-Rande überlagert vom Mesozoikum von Avers—Oberhalbstein. Am Stirnrande vom Splügenpaß bis über den Hinterrhein stechen Trias und Lias darunter hinein; am Lei da Vons ist die N-Stirn bereits senkrecht aufgebogen; gegen Andeer und bei Pignieu folgt ca. 80° NNW-Fall. Wir sind hierdurch dem entblößten Rande entlang gegen E aus der Unterlagerung in die Auflagerung gelangt. Die Gestalt des Suretta-M. entspricht also wiederum einer aus S übergestoßenen Deckfalte mit zylindrisch abgeogener, axial nach E fallender Stirn. Suretta- und Tambo-M. sind dichter zusammengeschmiegt und gegen Adula- und Margna-D. stärker und tiefer getrennt als unter sich, was ihrer Verwachsung zu einer Decke mit zwei Lappen im Mte. Rosa entspricht. An der Grenze von Italien und der Schweiz erhebt sich das Surettahorn mit 3025 m. Es hat dem Massiv seinen Namen gegeben. Sein höchster Gipfel aber, der Pizzo Stella 3162 m, liegt im S-Teil des Rückens auf dem Gneisschenkel nahe vor der Abbiegung zur Wurzel. Von der Splügensynklinale bis zum Mesozoikum von Avers messen wir ca. 12 km entblößte Massivbreite, von der Stirn bei Andeer-Pignieu bis an die Wurzelzone am Lago di Aequa Fraggia 29 km Überfaltungsbreite.

Triassynklinale im Surettamassiv. Der nördliche Teil des Suretta-M. ist durch eingeklemmte, steil N fallende, alpin wie der Stirnrand streichende Triaszonene eingekerbt. Dieselben greifen von der Unterseite der allgemeinen Triasüberdeckung am E-Rand tief in das Massiv hinab. Sie verlaufen als isoklinale Mulden ohne Einbezug von Bündnerschiefer gegen WSW axial aufsteigend, bis sie, noch vor dem W-Rande des M., in der Höhe gegen W austreichen. Sie alle kerben also nur den oberen oder E-Rand des entblößten M. ein, der untere oder W-Rand verläuft glatt (schematisch in Taf. XXIV, XXVI und XXVII).

Die nördlichste Zone solcher Abfaltung nach unten ins M. findet sich in einem kleinen Dolomitrest bei la Hütta am SW-Grat des Pizzo la Tschera und linksseitig bei den Silberminen Gruba in Erosionsrelikten angedeutet. Eine zweite, viel mächtiger ausgebildete Mulde beginnt $5\frac{1}{2}$ km vom N-Rand des Massives an der E-Seite des Aversertales, indem die dort 2160 m hoch aufliegende Triasdecke plötzlich $70-80^\circ$ N fallend in die kristalline Unterlage hinabsticht. Sie hat 500 m Breite, besteht von N nach S aus weißem Marmor, dichtem Dolomit und Rauhwaacke (Kirche von Cresta 1655 m auf Rauhwaacke, Canion des Averserrheines bei 1230 m im Marmor). Gegen W streicht die Triaseinlagerung über Alp Ursera durch das Surettatal. Am Grate ist sie wiederum 500 m breit aus Röhthidolomit, der sich windschief senkrecht und sogar in S-Fall gedreht hat (südliches Seehorn 2750 m und Gelbhorn 2740 m). Am W-Abhang reicht die Trias nicht mehr auf 2400 m herab. Die Art ihrer unteren Endigung ist nicht näher bekannt. Eine dritte nur kleine Triaseinfaltung läuft aus dem Surettatal von 1946 m an bis über den Gipfel des Surettahornes. Eine vierte mit flacherem N-Fallen von Piz Grisch absteigend, schneidet den Averserrhein bei der Brücke 1420 m, 1 km talauswärts von Canicül als 300 m mächtiges Schichtenpaket von weißem Triasmarmor. An der Westseite ansteigend ist es bis Mutalla Sura ca. 2400 m bekannt. Die fünfte Triaseinfaltung wird vom Averserrhein 1 km oberhalb Canicül eingesägt und streicht durch den Piz Mietz, wo sie sich senkrecht stellt, ins Val d'Emet unter Umwendung zu SE-Fall. Vielleicht werden noch mehr solcher oft verdrehter Abfaltungen von der Unterseite des Sedimentmantels gefunden. Sie erinnern an Fernigen, Puntaiglasmulde und ähnliches. Die nördlicheren sind in Rofnaporphyr, die südlicheren in Glimmerschiefer und Gneise eingeklemmt.

Weiter S setzt die zusammenhängende, östlich abfallende Trias- und Bündnerschieferdecke des Suretta-M. schön im Talboden des Averser und Madriserrhein ein. Die östlichen Gehänge sind ganz aus Sedimentmantel gebildet. Der Bach fließt ungefähr auf der Massivgrenze; einige Triaslappen steigen noch an der W-Seite hinauf.

Die Faltungen des östlichen Sedimentmantels der Suretta-D. wie die von seiner Unterlage ins Massiv greifenden Muldenpakete fallen meistens der Überschiebungsregel entgegen nach NW. Sie sind also als Rückfaltungen zu bezeichnen. Sie weisen auf die gleiche Phasenfolge wie im Wallis: D.V drängte sich zwischen die schon fast fertigen D.IV und D.VI ein. Durch die überliegende relativ stillstehende Last wurden die sekundären Falten im oberen Teil der Suretta D. (V) zurückgehalten und dadurch oben nach S zurückgestülpt.

Gesteine des Surettamassives. Der Rofnaporphyr.

Die Hauptmasse des Suretta-M. besteht aus Gneisen und Glimmerschiefern. Grünlimmerige, Adula-ähnliche Gneise kommen auch hier noch vor. Die Mte. Rosa-Augengneise sind im südlichen Teile (Kernregion) vertreten. Die auffallende Eigentümlichkeit des Surettamassives liegt aber darin, daß das nördliche Drittel auf 9—10 km vom N-Rande ganz aus Quarzporphyr gebildet wird, wofür im sichtbaren Teil der D. V im Wallis kein Analogon entblößt ist.

Der Name für dieses Gestein ist der darin eingeschnittenen Stromschnelle des Rheins entnommen. Escher und Studer sprechen 1839 vom „Chloritgneis und Gneisporphyr“, später vom „Rofnagneis“, „Rofnagranit“ oder „Rofnagestein“. Alb. Heim gebraucht die Bezeichnung „Rofnaporphyr“. Petrographische Untersuchungen haben A. Bödmer, C. Schmidt und A. Rüetschi gegeben.

Der Rofnaporphyr ist graugrün, mittel- bis grobkörnig. Die grüne Grundmasse ist feinkristallinisch bis dicht und besteht aus Quarz, Biotit, Muscovit und Chlorit mit sekundärem Granat, Zirkon, Epidot, Calcit, Pyrit, Magnetit, Apatit, Rutil, Titanit. Die Einsprenglinge sind bläuliche glasige fettglänzende Quarzkörner (keine Dihexaeder), weiße Orthoklase, oft mit feinen Apatit- und Glimmereinschlüssen, daneben Mikroklin und Oligoklas. Quarz und Feldspäte sind oft mikroperthitisch

mit gekrümmten Albitlamellen und sind von Glimmermineralien faserig umwunden. Die Erstarrungsreihenfolge ist nicht bestimmt. Struktur: porphyrisch; Textur: partienweise massig, gewöhnlich rau druckschieferig, strichweise Augengneistextur. Ursprüngliche Fluidaltextur und Bankung sind von den Beobachtern bisher nicht von der Druckschieferung unterschieden worden. Lage der Schieferung wechsellagernd, oft undeutlich, weit vorherrschend alpin streichend und steil fallend wie bei einem autochthonen Massiv. Im allgemeinen ist die Druckschieferung in den Talgründen steiler, gegen die Höhen flacher, am Rande der Sedimenteinfaltungen meist konkordant, unter der flachen Sediment-D. hie und da diskordant wie bei autochthonen Massiven. Oft ist eine Klüftung, die Schieferung steil schneidend und SW fallend, vorhanden.

Die Variationen im Gestein dieses ganzen Stockes sind mannigfaltig und vielfach wiederholt (vergl. Karte von Rüetschi). Im ganzen aber bleiben sie alle enge beim Typus, so daß man Rofnaporphyrroid im Einzelstück stets erkennt und das Ganze als eine einheitliche Eruptions- oder Intrusivmasse bezeichnen muß. Öfter glaubte ich geschichtete Porphyrtuffe zu sehen. Rüetschi bestätigt deren Vorkommen nicht.

Als primäre Gesteinsvarietäten unterscheidet Rüetschi das „holokristallin-porphyrische Gestein (Granitporphyr)“ von den spärlichen Spaltungsprodukten aplitischer und lamprophyrischer Abänderungen. Die DM hat daraus rauhschieferige gneisähnliche Gesteine, Gneise, Porphyrschiefer und Porphyrbreccien hervorgebracht. In allen schieferigen Abänderungen ist die Kataklyse deutlich: die Quarze mit undulöser Auslöschung, oft in Linsen gequetscht, oft mit Trümmerkranz oder in feinkörnige Splitteraggregate zerdrückt. Die Feldspäte haben Trümmerkränze oder sind sogar in schlierige Splitterstreifen zerrieben. Aus Trümmern und Neubildungen ist eine „unechte Grundmasse“ entstanden. Neubildungen sind Sericit, Paragonit, Muscovit, letzterer oft in Höfen um die Feldspatreliekt gewoben; ferner Epidot, Zoisit, Titanit, Magnetit, Rutil. Die Neubildungen können bis zu einer blastoporphyrischen Ausbildung des Gesteines sich steigern. Der Orthoklas kann dabei fast verschwinden. Glimmerzonen stellen sich ein. Die Übergänge vom wenig veränderten zum hoch Dm lassen sich Stufe um Stufe verfolgen. Die basischen Biotite und die Oligoklasen verändern sich zuerst und am stärksten. Die Orthoklasen halten länger aus. Die chemischen und petrographischen Prüfungen ergeben deutlich, daß die DM nur die Mineralisation unter Verdichtung, die chemische Elementarzusammensetzung aber nicht verändert hat.

Rüetschi gibt über die Ummineralisierung folgende Zahlen:

Ursprünglich massiges Gestein	Dm, druckschieferiges Gestein
Quarz 41,88 % 44,67 %
Orthoklas 39,46 % 18,86 %
Oligoklas-Albit 10,36 %	Albit-Neubildung 5,85 %
Biotit 8,30 %	Glimmer-Neubildung (Phengit) 30,62 %
Spez. Gewicht 2,690% 2,734%

Im Mittel ergeben die chemischen Untersuchungen des Rofnaporphyrroides: SiO_2 69,46—70,48; TiO_2 0,30—0,43; Al_2O_3 14,01—14,48; Fe_2O_3 1,12—2,18; FeO 0,51—1,59; CaO 0,62—0,87; MgO 0,63—1,04; K_2O 5,97—6,08; Na_2O 2,37—2,63; H_2O 1,35—2,44.

Der Rofnaporphyrroid bildet einen einheitlichen scharf begrenzten Stock. Weder im umgebenden Gestein noch im Rofnastock selbst sind Gänge gefunden. Am S-Rand legt sich der Porphyr den Glimmerschiefern, eklogitartigen Gesteinen und Amphibolitschiefern in Form eines Übergusses glatt an, ohne jedes Merkmal eines Eruptivkontaktes. Rings hüllt ihn zunächst penninischer Triasdolomit (Rötiddolomit

und Rauhwanke, Quarzit kaum angedeutet) ein, um den sich Bündnerschiefer, grün und grau, legen. An wenigen Stellen scheint diese Sedimenthülle etwas abgeschürft zu sein, so daß z. B. an der Nordstirn bei Andeer und Pignieu Bündnerschiefer und am Abhang des Piz la Tschera Marmore ihn berühren, Gesteine, die zum Teil zu überschobenen höheren Deckengliedern zu rechnen sind. Solche sind auch am N-Rand noch etwas unter die Massivstirn eingewickelt worden. Der Rofnaporphyr erzeugt nirgends an seinem Sedimentmantel CM, dringt nirgends gangförmig in denselben ein, und Cm Einschlüsse sind bisher nirgends gefunden. Die Arkosen zwischen Rofnagestein und Triasdolomit enthalten hie und da Gerölle des Porphyres. Er ist somit sicher vortriasisch. Indem er auch unten durch jüngere Sedimente unterlagert wird, erweist er sich zugleich als nicht autochthon. Er ist ein Porphyrostock, der weiter im S gebildet, dann teilweise abgetragen, später triasisch und jurassisch überlagert und tertiär passiv durch die allgemeine Rindenbewegung an seine jetzige Stelle geschoben, dabei zugleich gequetscht, geschiefert und mit den ihn einhüllenden Gesteinen verfaltet worden ist. Er erinnert an ein Stück eines ursprünglich autochthonen, später verfrachteten Zentralmassives.

Die Untersuchung des Rofnaporphyroides führt uns zu den gleichen Ergebnissen, wie wir sie auch für die andern Intrusiva der penninischen Deckenmassive schon gewonnen haben. Ähnliche porphyrische Grünneise kommen in der Arollaserie der Dent Blanche-D. vor; indessen die bloße Ähnlichkeit einiger Intrusiva genügt nicht zur tektonischen Zusammenordnung.

Der Rofnaporphyr ist ein vorzüglicher Baustein. Er wird als „Andeerer Granit“ in wenig schiefrieger Varietät bei Bärenburg, 2–3 km S seines N-Randes gebrochen und selbst in komplizierte Formen ausgemeißelt, und er kann sehr schön poliert werden (Sockel des Fontanadenkmals in Chur, Sargpostament im Krematorium Zürich, Sockel, Treppentritte, Gesimse, Straßenrandsteine, Grenzsteine, weit verbreitet). Eine ebenplattige Varietät wird als „Splügenerplatten“ an der Splügenerpaßhöhe gebrochen.

Das Rofnagestein enthält auch Erze. Am häufigsten ist Spateisenstein (Siderit). Er bildet unregelmäßige Imprägnation oder Linsenzüge, der Schieferung konkordant eingelagert, hie und da sich zerteilend. Ob den Hütten der Alp Sut Foina 2130 m, Sideritlinsen bis $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit und 3 m Länge auf etwa 100 m Erstreckung sich oft wiederholend. Mit 1000–1500 m³ ist hier ca. die Hälfte ausgebeutet worden. S St. Martin W-Seite von Avers bei 1600 m: Mächtigkeit 0,2–0,5 m, auf streichende Erstreckung von ca. 200 m ausgebeutet ca. 1000 m³, noch vorhandenes Erz ca. ebensoviel. Ganz ähnlich unter Alp Samada sura, bei den Hütten von Samada sut und unter dem Sut-Foinagletscher. Oft erscheint der Siderit wie ein normaler Bestandteil im Rofnagestein.

Auf dem Berg im Winkel zwischen Hinterrhein und Averserrhein befinden sich bei 1522 m verlassene Silbergruben im Rofnagestein.

Die Averser-Eisen- und Manganerze der Sedimentdecke dagegen sind hämatitisch.

Der Sedimentmantel des Suretta-M. weicht schon etwas vom penninischen Normaltypus ab, indem die Trias von sehr wechsellagerter Mächtigkeit wird (Madrise Weißberg, Piz Duan, Piz Vezzeda gegen 300 m, teils nur tektonisch gehäuft?). Am Weißberg (Cuculnair und N-Gipfel desselben) erscheinen schwarze Kalke und Schiefer des Rhät, darüber grobe Kalk- und Dolomitreccien des Lias („brèches du télégraphe“) und viele Grünschiefer (Prasinite). Der Bündnerschiefer darüber in Avers und einem Teil des Oberhalbstein bleibt noch vollauf penninisch und wird gegen S (Septimer, Marozzo) reich an Grünsteinen. Hie und da schieben sich die aufliegenden Glieder der Margna-D. unter Zerreißen des altkristallinen

Kernes so dicht auf, daß sie vom Mantel der Suretta-D. nicht immer sicher abzugrenzen sind. Auffallende Züge in den triasischen Sedimenten der Suretta-D. sind die vielen Marmore, bunte Schichtwechsel, Nester von Eisen und Manganerzen in den Marmoren. Die Komplikationen in der Lagerung der mesozoischen Sedimentdecke der Suretta sind enorm. In flach gegen S überliegende Antiklinalfalten greift das altkristalline Gebirge fingerförmig ein. Die antiklinalen Triaspakete sind in den Bündnerschiefer eingestoßen. Dieser Charakter greift durch das Surettamesozoikum hinauf bis an die Schamser Schuppenzonen der Margna Decke. Im ganzen Averser Gebiete sind zu unterscheiden:

1. normale ESE längsreichende nordwärts überliegende Falten (z. B. die Suretta-D. als Ganzes, und sodann die liegenden Falten und Schuppen des Averser Weißberges, [Schamser-D.]),
2. normalstreichende südwärts überkippte Falten am Rücken der Suretta-D.
3. Querfalten, teils schon im Rücken der Suretta-D., am intensivsten in den darüber folgenden Schamser Schuppen (Margna-D.), z. B. am Averser Weißberg. Wir kommen dort darauf zurück. Taf. XXVIII kann eine schematische Vorstellung dieser Verknetungen geben. Hand in Hand damit gehen die in diesen Zonen gewaltig gesteigerten DM.

Eisenerze finden sich im Avers, außer den Sideriten im Rofnaporphyr, noch in den aufliegenden Triasmarmoren als scharf umgrenzte Linsen und unregelmäßig ausgezackte Nester von Hämatit, oft mit Manganerz (Psilomelan). Manchmal ist das Erz kieselig, auch mit Granaten durchmengt, der Eisenglanz ist feinschuppig oder dicht. Die verschiedenen Fundstellen gehören verschiedenen Schichtzügen an und sind nicht direkte Fortsetzungen voneinander. Fe = 6% bis gegen 60%. Die Ausbeute dauerte bis 1845; die Verhüttung verheerte die Wälder. Hochofen und Hütten (Ferrera) liegen in Trümmern. An der S-Seite des Piz Starlera bei 2400 m liegt ein schwierig zugängliches Erznest von ca. 30 m Länge, 9 m Dicke; ca. 1000 m³ sind ausgebeutet worden. Der stellenweise sehr hohe Mangangehalt, der früher schädlich war, ermöglicht jetzt den Abbau (Ausbeute seit 1919 durch Ing. Markwalder †). Die Zahl der Fundorte und Versuchsschürfungen ist groß. Auf Alp Sut-Foina bei ca. 2200 bis 2250 m finden sich eine große Zahl unzusammenhängender Hämatitnester in den Triasmarmoren, die meistens nur je einige Kubikmeter Erz enthalten. Die größte Masse mißt ca. 150 m im Streichen und hat über 8 m Mächtigkeit. Weißer Marmor bedeckt sie konkordant. Einige 1000 m³ sind ausgebeutet, noch wenigstens 30 000 m³ = 120 000 Tonnen Erz mögen hier vorhanden sein.

Auf dem Grate zwischen Alp Schmorras und Alp Moos auf der Wasserscheide von Avers und Oberhalbstein (Margna-D.) sind die Eisenerzfunde ebenfalls zahlreich, aber wenig ergiebig. Das bedeutendste Lager setzt am Gipfel 2726 m ein und reicht in steil E fallender Schicht bis 2550 m hinab, wo es zwischen den Triasdolomiten auskeilt. Mächtigkeit bis 4 m. Alle Erzlager von Avers zusammen vermöchten einen kleinen Hochofen kaum während einiger Jahre zu speisen. Die Genese dieser Erzlager ist nicht aufgeklärt (Alb. Heim, Verhandlg. Schweiz. N. G. 1900).

Die Bündnerschieferhülle des Suretta-M. bildet zwischen Averser und Madrisertal mit der Trias zusammen ein mächtiges Gebirge (Tscheischhorn 3014 m, Madriser Weißberg 2980 [Trias], Gletscherhorn 3106, Piat 3140, und die Duana-gruppe 3133). Von N nach S haben darin die Grünsteine sehr stark zugenommen; noch mehr ist dies der Fall, nachdem die Zone die N-Ecke des Bergeller-M. passiert und sich im Gebiete von Malenco mächtig ausgebreitet hat. Das Haupttal von Malenco durchschneidet die Firstaufwölbung quer und entblößt in ihrem Kerne am Mte. Motta die weithin sichtbare hellgelbe Trias und darunter bei

Lanzada noch den Surettagneis. Über der Trias liegt die gewaltige, zum Surettamantel gehörige Masse der Malenco-Ophiolite. Serpentschiefer („Malencoschiefer“ Theobald), hervorgegangen aus Peridotiten, setzen sie zusammen. Auch der höchste Gipfel des Mte. della Disgrazia 3680 m wird bis dicht an den Kontakt mit dem Bergellergranit aus Serpentin gebildet. Er ist mehr oder weniger äquivalent dem Zermatter Breithorn. N des Mte. Motta erscheint durch ein Fenster des Surettamesozoikums in den Talgründen noch ein eingewickelter unterer Lappen der Margna-D.

Die Firstlinie der insubrischen Deckenaufwölbung, von der alle übereinander liegenden Decken miteinander ergriffen worden sind, läuft vom Mte. della Disgrazia gegen E an den Passo di Canciano oder Passo d'Uer 2550 m, der vom Malencogebiete nach Puschlav führt. Derselbe liegt gerade im Firstsattel des Surettamantels im Serpentschiefer. Man genießt dort einen prachtvollen Einblick in den Bau des Gebirges: Über dem ein wunderschönes scharfes Gewölbe bildenden Serpentschiefer sieht man konkordant aufgelagert, auf der N-Seite des Passes schwach nach N fallend, auf der S-Seite steiler nach S abfallend Gneis, Trias und Bündnerschiefer der Margna-D. in mehrfacher Verschuppung (entsprechend Fex), darüber beidseitig symmetrisch Casannaschiefer, Banatit der Sella-D., abermals Trias und zuoberst den Berninabanatit. Auf der N-Seite liegt diese Decken-Serie über dem Malencoserpentin, auf der S-Seite symmetrisch als Wurzel steil absteigend daneben. Das Serpentin-Scheitelgewölbe fällt axial gegen E steiler als das Gehänge und taucht noch vor dem Poschiavosee unter die sich darüber gegen E schließenden Schalen der oberen Decken.

Im Gebiete des Passo d'Uer finden sich CM von Trias und Bündnerschiefer durch den aus Peridotit entstandenen Serpentin der Suretta-D.: Marmore mit Diopsid und Tremolit, Epidotfelse, Einschlüsse von Gneis und Glimmerschiefer im Serpentin mit Turmalin, Hornblende, Pennin, Biotit, Schollen von Kalksilikatismarmoren in Menge; und zugleich ist der schiefrige Serpentin fein gefältelt. Die DM hat hier die ältere CM wohl texturell etwas ergriffen, aber nicht verwischt (R. Staub).

Bei Gelegenheit einer Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. am 15. VIII. 1916 unter Führung von R. Staub an den Passo d'Uer wurde dort der Puschlaver-Nephrit entdeckt (Exkursionsbericht *Eclogae* 1917).

Er bildet im Serpentin linsige Nester, wohl hervorgegangen aus pyroxenitischen Schlieren des peridotitischen Magma. Vielfach ist er von Asbestnestern umgeben. Bei der Asbestausbeute wurde er früher als „zäher harter Asbeststein“ mitgebrochen, aber nicht als Nephrit erkannt. Der Nephrit von Puschlav-Uer ist ungeheuer fest, dicht, durchscheinend, grünlichgrau, Härte 6–7, sehr politurfähig. Das Mittel aus fünf Analysen (der petrographischen Laboratorien von Lausanne und Basel ergibt: SiO_2 55,99, Al_2O_3 0,5, Fe_2O_3 0,45, FeO 5,15, CaO 13,16, MgO 22,09, H_2O 2,95. Der umschließende Serpentin (Analyse L. Hezner) hat nur SiO_2 39,27, nur 2,74 CaO, aber 36,78 MgO. Der Nephrit von Furtschellas (Oberengadin) hat etwas mehr (4,08) Al_2O_3 als der Puschlaver und enthält etwas Mn und Ni. Auch er gehört den Ophioliten der Bündnerschieferzone an, in dessen liegt er in dem Mantel der nächst höheren Decke, ebenso wie der Nephrit von Mühlen im Serpentin von Val Faller im Oberhalbstein.

Äußere Gestalt der Suretta-D.

Im großen ganzen herrschen hier wie im Tambo- und Adulagebiete meridionale Kamm- und Talrichtung vor, im ganzen als Isoklinalrippen und -furchen im geometrischen Streichen, und quer zur Faltungssachse. Die gegen W in die Luft hinaufstreichenden Deckenmassive sind als meridionale Ruinenrücken, die mesozoischen Zonen dazwischen als Talwege ausmodelliert, letztere freilich mit wechselnder Talgefällrichtung: Moesa und Liro gegen S, Averserrhein gegen N. Dadurch ist die N—S-Kammlinie des zwischenliegenden Suretta-M. zur Wasserscheide zwischen Rhein und Po geworden, die sich dann im S-Teil von Piz Stella durch Piz Marcio gegen E umkrümmt, abermals konform dem geometrischen Streichen der kristallinen Gesteine. Der Verwitterungsabtrag hat nach den Schichtlagen gearbeitet. Wie beim Tambo-M. so macht sich auch im Suretta-M. der axiale E-Fall der Gesteine darin geltend, daß die Gratlinien dem westlichen Muldenzug genähert sind, so daß das W-seitige Gehänge der Gräte steiler und schmaler ist, als die mit den Schichtflächen gleichsinnige Abdachung gegen E. Die Talwege zeigen auch hier im einzelnen ihre Rücksichtslosigkeit gegenüber dem jetzigen Gebirgsbau. Statt dem sehr soliden Gestein im N-Teil des Suretta-M. auszuweichen, und den Bündnerschiefer zur Talfurche zu benutzen, hat der Hinterrhein einen Umweg eingeschlagen, um die gewaltige Rofnaschlucht in das feste und harte Rofnagestein einzuschneiden und sich dort mit dem Averserrhein zu vereinigen. Steile 1000 m hohe dunkelgrüne Felsen, vielfach durch Gletscherschliff kantengerundet, üppig bewaldet, beherrschen das Landschaftsbild der Stromschnelle Rofna und des unteren Aversertales. Auf die queren Triaseinfaltungen im unteren Avers und auf die Grenze zwischen Altkristallin und Mesozoikum nimmt der Verlauf von Tal und Kamm keine Rücksicht. Im S, gerade wo sich die Deckenmassive in der letzten Phase zur höchsten alpinen Firstlinie innerlich aufbäumten, ist das Bergellertal annähernd im Streichen der Firstlinie die allertiefste Talfurche geworden.

4. Die Margnadecke Nr. VI.

Escher und Studer, „Geologische Beschreibung von Mittelbünden“, Denkschr. Schweiz. N. G. Bd. III, 1839.

G. Theobald, „Beiträge“ Lfg. 3, 1866, Geol. Karte 1:100 000, Bl. XV u. XX.

Alb. Heim, „Beiträge“ Lfg. 25, 1891 (S. 377—406) und Geol. Karte 1:100 000, Bl. XIV.

G. Steinmann, „Geol. Beob. in den Alpen“, Ber. N. G., Freiburg i. B. 1895—1906 und Arbeiten seiner Schüler (Herm. Meyer und O. Welter).

Zyndel, „Tektonik Mittelbündens“, Eclogae 1910 und „Beiträge“ n. F. Lfg. 41, „Gebirgsbau Mittelbündens“ 1912.

H. P. Cornelius, „Die rhätische Decke im Oberengadin . . .“, Geol. Zentralbl. 1912 und „Beiträge“ n. F. Lfg. 45, 1914.

R. Staub, Vierteljahrsschr. N. G., Zürich 1914, 1915 u. 1917 und „Beiträge“ n. F. Lfg. 46 Bd. I u. 3 1916 und 1917, Eclogae „neuere Ergebnisse“ und „Beob. in Avers und Oberhalbstein“ 1920, sowie Spezialkarte Nr. 90 (Bergell).

Eschers und Studers Beobachtungen in Mittelbünden sind in ihrer objektiven Fülle erstaunlich. Die Überschiebungen sind in den Profilen vielfach richtig gezeichnet. Theobald hat die geologisch-kartographische Darstellung gewaltig gefördert, und Alb. Heim verzichtete vorläufig auf Erklärung für die Gebiete von Schams. Erst die Erkenntnis des Deckenbaues konnte das Verständnis anbahnen. Schardt (1893), Lugeon (1901) und Termier (1904) haben zuerst die

Deckentheorie auf Graubünden angewendet. G. Steinmann zusammen mit seinen Schülern (Seidlitz, Hoeck, Herm. Meyer, Welter, Paulcke, Wilckens, Schlagintweit, Schiller) haben dann eine nähere Gliederung versucht und dabei zwischen der „ostalpinen“ Decke oben und den Tessiner-D. unten die „lepontinischen“ Decken der Aufbruchzone unterschieden: Rhätische D., Breccien-D. und Klippen-D. Dabei wurden Ophiolite und Radiolarite als unbedingt leitende Merkmale der „Rhätischen D.“ und die Kalkbreccien zum Lias, polygene aber als Falknisbreccie zum Malm gestellt. Dies führte dazu, die rhätische D. ins Schams und Oberhalbstein auszudehnen, und auch in den Waadtländer Préalpes und in den Klippen zu finden. Zyndel wies die „Schamser-D.“ als von einem tektonisch tieferen Niveau als die „Aufbruchzone“ nach und verfolgte die „rhätische D.“ in ihren kristallinen Kernen ins Oberengadin und Malenco, H. P. Cornelius bis ins Veltlin. R. Staub fand den Zusammenhang der Schamser-D. mit der „rhätischen D. des Oberengadins“, im Gegensatz zur „rhätischen D.“ des Prättigaus und der „Préalpes vaudoises“. Die Ophiolite und Radiolarite wurden von der obersten penninischen bis in die obere ostalpine D. gefunden. Die „rhätische D.“ im Sinne Steinmanns war dadurch geteilt und in dieser Benennung unhaltbar geworden. Es ergab sich die Notwendigkeit der Trennung auch im Namen. R. Staub schlug nun für die „rhätische D. des Oberengadins“ (Schamser-D., Maloja—Malenco) den Namen des prägnantesten daraus bestehenden, das ganze Oberengadin beherrschenden Berges, des Pizzo della Margna vor: Margna-D., während der Name Steinmanns bis heute noch Gliedern der Schuppenzonen im Rhätikon und Prättigau und den betreffenden Teilen der Klippen und der Vor-alpen geblieben ist. Weil diese letzteren im Simmental am ausgebreitetsten erhalten sind, hat Alb. Heim für diese den unzweideutigen Namen Simmen-D. vorgeschlagen und Rabowski hat denselben angenommen. Die ganze große heutige Übersicht der Gliederung wie des Zusammenhanges in der Ostschweiz hat R. Staub, nach den Vorarbeiten von Zyndel, Cornelius und Trümper, als Frucht seiner eingehenden großzügigen Forscherarbeit vermittelt.

In ihrer Gestalt weicht die Margna-D. vollständig von allen bisher betrachteten penninischen Falten-D. ab. Im Wallis trafen wir die oberste penninische D. als Dent Blanche-M. in voller Pracht ihrer Falten und selbst der Mittelschenkel entwickelt. Das war das Gebiet, das gewissermaßen nur noch vom Schaum der ostalpinen Gesteinswellen überspritzt worden war. Östlich des Averserrheines aber waren die penninischen D. ganz unter die ungeheure Last der ostalpinen D. geraten. Die höchste penninische D., die Margna-D., wurde von den ostalpinen D. in großer Machtentwicklung überfahren und dadurch in erstaunlichem Grade verquetscht, verschürft, verschuppt, verschleppt. Statt zusammenhängender mächtiger Schichtmassen und prachtvoller großer Stirnübergangungen treffen wir die Gesteine vielfach nur in von Rutschflächen begrenzten Linsen, gegen die Stirn dünn auslamiert, bald ganz weggeschürft, bald in Schuppen zusammengestoßen oder in spitze oder flache Falten und Fältchen zerknittert. Fetzen verkehrter Mittelschenkel finden sich hie und da dazwischen. Dabei sind einzelne dickere Verfaltungs- und Verschuppungsknoten entstanden. Der Pizzo della Margna ist deren mächtigster, der auch den größten Knoten von kristallinem Kern enthält, während von Forcellina—Septimer bis nach Juf prätriasische Gesteine und Trias ganz abgerissen sind. Auch im Gebiet der Margna-D. herrscht durchweg axiales Ostfallen, bald stärker, bald etwas schwächer. Am Poschiavosee steigert es sich zu einer kleinen Einfaltung der Ostseite unter die Westseite, als hätte ein Westschub S-N-streichende Falten übergelegt.

A. Die prätriasischen Gesteine.

Sämtliche Gesteine sind mehr oder weniger gequetscht und laminiert. Die prätriasischen Gesteine kommen vom Schyn durch Schams und Avers bis an den

Septimer nur in einzelnen laminierten Linsen vor. Vom Septimer nach der Maloja schwellen sie rasch von wenigen bis über 2000 m an. Die Margna wird von solchen gebildet und Val Fedoz und Val Fex sind größtenteils darin eingeschnitten. An der S-Seite der Berninagruppe setzen die großen kristallinen Kerne wieder aus, und die Margna-D. ist dort bis an den Paß d'Uer gegen Puschlav wieder nur eine Schuppenzone von Kristallin, Trias und wenig Bündnerschiefer. R. Staub unterscheidet in den prätriasischen Gesteinen der Margna-D. eine jüngere obere Serie, die er als Malojaserie bezeichnet, entsprechend der Arollaserie der Dent Blanche-D. und eine ältere tiefere Serie, die Fedozserie entsprechend der Valpellineserie der Dent Blanche-D.

1. Malojaserie, a) Intrusiva: Augengneis bildet Laccolitlinsen in den Paragesteinen und dringt in Apophysen in dieselben ein (z. B. sichtbar an der Straße Maloja—Casaccia). Die über 20 Gletschertöpfe der Maloja sind in die Augengneise eingehöhlt. Aus aplitischer saurer Randfazies werden die dünnschieferigen laminierten grünen phengitführenden Malojagneise gebildet, die im Gebiete der Maloja reichlich verbreitet sind und als gute plattige Bausteine ausgebeutet werden. b) Paragesteine: Injektion der Augengneise dringt in Paraschiefer ein. Der oberste Teil der Paraschiefer schwankt zwischen feinschieferigen Gneisen und Quarziten, die hie und da aber auch größere Brocken von Quarz und Feldspat enthalten und dann an Casannaschiefer und an Verrucano erinnern. Die Mächtigkeit dieses Komplexes erreicht höchstens 200 m. Darunter liegen schwarze Tonglimmerschiefer und Graphitphyllite bis höchstens 150 m, vielleicht Carbon. CM. ist an diesen Gesteinen nicht zu erkennen, die DM., besonders Sericitisierung, hat sie verwischt. Der tiefste Teil der Paragesteine der Malojaserie besteht aus ebenschieferigen grünen, hie und da Granat und Hornblende führenden Glimmerschiefern und Phylliten (Dachplatten von Fex).

2. Fedozserie, a) Intrusiva: Heller druckschieferiger Muscovitgranit, begleitet von entsprechenden Aplit- und Pegmatitgängen. Der Granit bildet mächtige Lagergänge mit Anschwellung. In Val Fedoz liegt er unten, an der Margna unter und wieder über der Malojaserie. Die Masse ist geringer als diejenige der Augengneise. Serpentin in kleinen Stöcken, Gabbro (Saussurit-Gabbro) ununterscheidbar von manchen Abänderungen am Matterhorn und untergeordnete Übergänge von Gabbro in Hornblendediorite sind vorhanden; b) Paragesteine: Graphitphyllite treten auch in der Fedozserie auf. Daneben nun reichlich Biotitgesteine neben Sericitgneisen und Schiefern, plagioklasführende Biotit-, Granat-, Sillimanit- und Andalusitschiefer (Cavlocchiose), oft graphitführend (Kinzigite). Die Mannigfaltigkeit ist groß. Pyroxenquarzite wechsellagern mit den Biotitgesteinen am Muretto. „Prasinities anciens“, Amphibolite, Kalke und Kontaktmarmore sind in zahlreichen wechselnden Trümmern und Lagen vorhanden. Die Marmore bilden Linsen und sogar bis auf 1 km weit zu verfolgende Lager von bis zu 100 m Mächtigkeit. Manche Marmore sind rein, andere mit Kontaktkalksilikaten erfüllt. Als solche finden sich Tremolit, Granat, Diopsid, Titanit, Alkalihornblende, Epidot, Klinozoisit, Vesuvian, basische Plagioklase, Mikropertit und Mikroklin, Phlogopit und tief violette Titanaugite.

Die Verwandtschaft mit den Gesteinen der Dent Blanche-D. ist auffallend. An beiden Orten eine jüngere und ältere Gesteinsgruppe, jede bestehend aus injizierten Paragesteinen. Die Augengneise der Maloja sind von manchen Arollagneisen, die Muscovitgranite von Fedoz von solchen der Valpellinegruppe ununterscheidbar. Die paläozoischen Kontaktmarmore mit ihren Kontaktmineralien treten in Valpelline und Fedozserie vollständig gleichartig auf. Die Granat-Sillimanit-Andalusitgesteine hier sind äquivalent den Kinzigiten (-graphithaltige Granat-Andalusit-Biotitschiefer und -gneise) der Valpelline und Sesiazone. Es fehlen in der Margna-D. nur die Arkesine (Hornblendegranite) und die roten und blauen Granite von Arolla.

Der Arollaserie entspricht die ebenfalls der Epizone (Grubenmann) angehörende Malojaserie. Tiefer umgewandelt, der Katazone zuzurechnen, sind die Gesteine der Valpellineserie des Wallis und die vollständig gleichen der Fedozserie Graubündens. Die ebenfalls zur Margna-D. gehörenden kristallinen Schürflinge des Schamsergebietes sind noch näher zu prüfen, um eingeordnet zu werden. Man darf also wohl sagen, die Äquivalenz der Gesteine bestätigt vollauf das durch Verfolgen der verbindenden Wurzelzonen gewonnene Resultat: die Dent Blanche-D. im W ist die Margna-D. im E.

B. Die postpaläozoischen Gesteine.

Die Fazies der Sedimente ändert ziemlich stark vom S nach N innerhalb der Margna-D. oder es setzen Glieder der Schichtreihe tektonisch aus. Durch die ganze Reihe herrscht Konkordanz, wo nicht durch Dislokation Diskordanz nachträglich entstanden ist.

Carbon ist im N nicht bekannt. Die Graphitphyllite S am Septimer sind vermutlich Carbon. Im vorderen Fextal (Laret) und an der N-Seite des Silsersees liegen in Schiefen wenige mächtige einzelne Bänke mit zerdrücktem Quarz und Feldspatbrocken vielleicht permischen Alters und im Puschlav ist Casannaschieferfazies vorhanden. Verrucano, Laven, die Characteristica der ostalpinen Decken fehlen noch in der Margna-D.

Trias. Das Profil von oben nach unten zeigt folgende Schichtreihe:

N	Mitte	S
Tiefenkastral bis La Tschera	Gurschus bis Tremoggia	Tremoggia bis Puschlav
Rhät	Korallenkalk, nur stellenweise entwickelt	Schwarze Kalke und Schiefer
Quartenschiefer, einige Meter (Tiefenkastral)	Bündnerschieferfazies in der Trias beginnend	
Röthidolomit	Röthidolomit typisch Raiblerzone (Gips, Rauh- wacke, Dolomit) Plattenkalke ca. 100 m mit Dolomiten u. Diploporen	Wenig Röthidolomit
Rauhwanke (Mutten, Neza)	Untere Rauhwanke u. Gips	—
Quarzit	Quarzit im Oberengadin in Schiefer verzahnt	Spur Quarzit, oder fehlend

Hie und da erscheinen einzelne Grünschieferlinsen zwischen den marmorierten Triaskalken und Dolomiten, die vielleicht tektonisch eingeschrüft, vielleicht primär eingelagert sind.

Lias: Bündnerschiefer. Zum echten liasischen Bündnerschiefer gehört wohl der größte Teil der Schiefer in Safien, Schams und Oberhalbstein W-Seite. O. Welter hat im W-Schams eine Menge sehr schöner Belemniten und auch Ammoniten darin gefunden. Im tieferen Teile sind sandige Schiefer und feine Breccien weit verbreitet, nach oben folgen schwarze Kalkschiefer und schwarze kalkfreie Tonschiefer. Der Bündnerschiefer ist in der Stirnnähe der Margna-D. besonders ausgezeichnet durch prachtvolle grobe gequetschte Konglomerate mit Breccien, Marmorbreccien, die bald in einzelnen Schichten bald in mächtigen Anhäufungen stets im basalen Teil auftreten (Vizan, Bavugels, Weißberg). Das Bindemittel ist häufig dolomitisch oder kalkig und marmorisiert. Die Trümmer, bald rund, bald eckig, 1 cm bis 1 m groß, sind weiße Marmore, Dolomite aller Art, auch echte Röthidolomite, Bündnerschieferähnliche Kalke, ferner Taspinitgranit und hie und da auch Rofnaporphyröid (?). Alle Übergänge führen zu einem Trümmergestein, in welchem die Grundmasse Glimmerschiefer oder ein feldspatführender Grünschiefer und schließlich Taspinit ist. Die eingeschlossenen Kalk- und Dolomitmarmorbrocken sind ohne Kontaktminerale nur Dm verarbeitet und verknetet. Die Trümmer verfließen in die Grundmasse. Die Breccien vermitteln Übergänge von Taspinit in Dolomit und Marmor und in Bündnerschiefer. Oft hat man ein laminiertes Gemisch dieser Gesteine vor sich, bei welchem man nicht sagen kann, welches Bindemittel, welches Einschluß ist. Solche polygene Konglomerate und Breccien finden sich besonders im Schams reichlich über Alp Albin am Piz la Tschera, Alp Neza, Alp Cess, Piz Vizan, Averser Weißberg, Splügener Kalkberge.

In der Tendenz, eine Parallelisierung mit Préalpes, Klippen und Rhätikon zu finden, sind die polygenen Konglomerate des Schams von Welter und Hermann Meyer für die „Breccien-decke“ gehalten worden. Wir möchten sie namentlich in von kristallinen Geröllen freien Abänderungen der „brèche du télégraphe“ der Westalpen äquivalent setzen. Im besonderen sind die Kalk- und Dolomitbreccien im Bündnerschiefer des Oberengadins (Silsensee-Fex) den Breccien des äquivalenten Mont Dolin der Dent Blanche-D. identisch. Neben den vorwiegend grauen und gelben Breccien treten am Averser Weißberg auch rote Liasbreccien auf, vergleichbar mit denen des Berninapasses und des Canavese. In diesen Breccien und Konglomeraten treffen wir abermals auf die weit verbreitete Erscheinung basaler Liasbreccien, die da einsetzen, wo darunter, wie im penninischen Gebiete, nur eine faziell kümmerliche Trias liegt. Der Versuch der genannten Beobachter aus Steinmanns Schule, im Schams „Rhätische-D.“, „untere und obere Klippendecke“, „Breccien-decke (untere und obere Zone)“ auseinander zu lösen, hat zu einer eingehenden Beobachtung geführt. Allein es handelt sich hier nur um komplizierte Verschuppungen innerhalb der Margna-D.

Die Bündnerschiefer der Margna-D. führen am Piz Curver grüne Schiefer, Serpentin und Variolit in einer flachen Linse. Im Oberhalbstein stellen sich die Ophiolite, (Grünschiefer [Prasinite], in Linsen und Stöcken Diabase, Diabasporphyrite, Serpentin, Spilite und prachtvolle Gabbro, sogar Diorit, Nephrit im Serpentin von Val Faller), talaufwärts zunehmend, massenhaft ein. Unter der Gruppe des Piz Platta liegen die Ophiolite meistens flach, gegen N umwickelt von Flysch. Der Gipfel des Piz Platta besteht aus feinkörnigem Gabbro. Kontaktgesteine finden sich am Stallerberg, an der Forcellina, am Piz Platta und in der Scalottakette. In

den Ophioliten liegen größere und kleinere Massen von Bündnerschiefern mit Marmoren und Ophicalciten, so am Mazzerspitz, am Platta und in Val Bercla. Auch die Radiolarite des Malm liegen an einigen Orten direkt in den Ophioliten (Vorberge der Scalottakette und unmittelbar unter dem Gipfel des Piz Platta). Nach oben gehen die Ophiolite ohne Grenze in die obersten Bündnerschiefer der Fallerrurka über. Am Piz Lunghino sind die Triasdolomite im Kontakt mit dem Serpentin in Vesuvianfels umgewandelt. Die Grünsteine ziehen mit dem Bündnerschiefer vom Septimer zum Silsersee und unter den Piz Corvatsch, wo sie auch Diabasporphyrit und Nephrit enthalten, dann aber südlich endigen. Am S-Abhang der Berninamasse scheidet nur noch Trias, grauer Bündnerschiefer und wenig Gneis den Serpentin der unterliegenden Suretta (Malenco) von den überliegenden kristallinen Gesteinen der unterostalpinen Decken.

Der oberste Bündnerschiefer der Margna-D. im Oberhalbstein und Oberengadin besteht vielfach aus Aptychenschiefern, die direkt aus den schistes lustrés hervorgehen. Vielleicht ist ein Teil derselben Dogger. Malm zeigt sich in den nördlichen Teilen nur als Quintnerkalkgerölle im Prättigauflisch, aber reichlich anstehend im südlichen Teil als Aptychenkalk unten, darüber Hyänenmarmor (Cornelius: grau und grün gestreifter schiefriger Marmor) und bunte Schiefer mit roten und grünen Radiolaritbänken von zusammen bis einige 100 m. Dünne Lager von Manganit begleiten die Radiolarite im Oberhalbstein (Ausbeute auf Alp Digl Platz 1845 und Parsetens), Fundstellen von solchem Malm, über Bündnerschiefer der Margna-D. und unter den ostalpinen Decken gelegen, sind Val d'Err, Julier, Piz d'Emmatt, N Silsersee, Surley. Vielleicht greift die Radiolaritbildung noch bis in die Kreide (Fund eines kretazischen Krinoiden durch Zöppritz, Übergänge in couches rouges im Val Trupchum [ostalpine Decken]).

Kreide ist im Sedimentmantel der Margna-D. zum ersten Male wenigstens mit großer Wahrscheinlichkeit, von R. Staub 1919 im oberen Oberhalbstein entdeckt worden. Er fand dort an der S-Seite des Piz Scalotta die bunten Radiolaritschiefer übergehend in graue Fleckenmergel und Fleckenkalke (Neocom) nach oben übergehend in weiße und gelbe Foraminiferenschiefer („Couches rouges“). Zwischen dem Lias und dem Flysch hat strichweise starke Abspülung stattgefunden. Gerölle von Schrattekalk und Gault im Prättigauflisch müssen wohl als indirekte Belege für das einstige Vorhandensein dieser Gesteine auch in diesem Deckengebietedeutet werden (Tümpy).

Tertiär ist im S-Teil als oberstes Glied des Sedimentmantels der Margna-D. nur stellenweise gefunden worden: Brauner Glimmersandstein in mächtigen Linsen im Oberhalbstein am Piz Scalotta über den „couches rouges“ und unter der Überschiebungsfäche der ostalpinen D. sind die südlichsten von R. Staub entdeckten Reste. Gegen N wird die penninische Flyschmasse mächtig, sie bildet, äquivalent dem Niesenflysch, die schauerhaft wilden Ruinengestalten des Piz d'Arblasch und Piz Forbisch aus braunen Sandsteinen, Arkosen, Tonschiefern, Sandkalken, Breccien und Konglomeraten. Von hier aus ist der Zusammenhang über Tinzen, Savognin, Tiefenkastral und Lenz bis ins Prättigau vorhanden. Die Hauptmasse des Flysch ist durch die überfahrenden ostalpinen Decken von den penni-

nischen wie Schnee vor einem Schneepflug abgeschürft und im N angehäuft worden. Der Flysch bildet die Berge von Schanfigg und Prättigau bis hinauf zur Überlagerung durch die Schuppenzone des Rhätikon, die tektonisch hoch über die Schamser (= Margna)-schuppen zu setzen sind. Wir haben den Prättigauflysch schon besprochen (S. 495). Er ist im N das einzige Glied der Margna-D., falls nicht noch einzelne Schürflinge (Totalp?) der Margna-D. zuzuschreiben sind. Die Grenze vom Liasbündnerschiefer und Prättigauflysch bleibt noch näher zu verfolgen. Am Grat N Starlerapaß fand Arn. Heim (1920) den Flysch (rauhe kalkige Schiefer) ohne Malm und Kreide, dazwischen dem Bündnerschiefer normal aufliegend. Dabei sind die obersten 5—10 m des letzteren, wohl der Eocäntransgression vorangehend, in eine gelbliche Verwitterungskruste umgewandelt.

Die Metamorphosen im Gebiete der Margna-D. sind oft sehr komplizierter Art. Die ältesten waren wohl die RM, welche in der Malojaserie Epicharakter, in der tieferen Fedozserie Katanatur haben. Die Andalusit-Granat-Biotitgesteine am Cavlocchiosee gehören zu den letzteren. Die ältesten CM haben durch die Muscovitgranite die paläozoischen Kalkschichten und Linsen der Fedozserie mit Kalksilikaten gespickt. Die RM mag noch durch das Mesozoikum hindurch fortgearbeitet haben. Dann erfolgte der Einbruch der Ophiolite in den Bündnerschiefer mit CM an Trias und Lias. Später setzte die alpine DM gewaltig ein. Sie laminierte und marmorisierte die Gesteine und schuppte sie im großen wie im kleinen. Als fünfte Phase der Metamorphosen erscheint die CM beim Durchschmelzen des Bergellergranites, und als letzte Nachklänge der alpinen Dislokation, die, wahrscheinlich in der insubrischen Phase, noch einige Kontaktzonen am Bergeller-M. etwas schieferte und sericitisierte. Alle diese Phasen der Metamorphosen zeigen die schönste Übereinstimmung mit dem, was auch die Gesteine der Dent Blanche-D. erlitten haben.

C. Die Gestalt und Tektonik der Margna-D.

(Taf. XXVI u. XXVII).

Wie schon hervorgehoben, haben wir es hier mit einer Schuppenzone zu tun, welche vor lauter Verquetschung und Verschürfung orographisch fast verschwindet. Sie bildet vom N-Ende im Prättigau bis an die Maloja auf 72 km Breite keinen ganzen selbständigen kristallinen Berggipfel oder Berggrat.

Der nördliche Teil der Margna-D. = Schamser-D. Am N-Ende im Prättigau und Schanfigg liegen in einer unbeschreiblichen Verstauchung, Lamination und Verfältelung angehäuft und zusammengestoßen die von der einstigen Stirn der Margna-D. abgeschürften Flyschmassen. Bei Tiefenkaastel (Oberwatz, Alvaschein, Solis) erkennt man zuerst laminierte Triasschuppen der „Schamser-D.“. Wenig Rauhwaacke und Gips, Röthidolomit und etwas Quartenschiefer liegen verworren im SSE fallenden Bündnerschiefer. Die Zone setzt sich mit zunehmender Komplikation zusammenhängend um den Muttenberg und an der Ostseite von Schams und Avers fort bis Juf. Davon durch Erosion abgetrennt bilden die Splügenerkalkberge an der Westseite des Hinterrheines eine Gruppe von Klippen mit Schubfläche dem Bündnerschiefer D. V aufsitzend. Gelbe Rauhwaacken und Dolomite wechseln mit schneeweißen Dolomitmarmoren und bunten Schichten

in weithin sichtbarer Faltung ab (höchster Gipfel Alperschellhorn 3045). Sie bestehen aus Trias von z. T. etwas mehr ostalpinem Charakter und enthalten Einschaltungen mehr oder weniger kristalliner Grünsteine.

Am Piz la Tschera, Gurschus und P. Grisch ist die tiefere Schuppenzone ausgequetscht, die obere mit Marmoren und Breccien vorhanden. Die übrigen triasischen Teile der „Schamser-D.“ werden aus einem Paket höherer überstoßener Linsen von sehr mannigfaltiger Zusammensetzung gebildet. Fast immer liegen mehrere Schuppen mit kristallinen Zwischenlinsen übereinander. Umbiegungen sind nur selten und stets nur in beschränkter Ausdehnung zu sehen. Am Averser Weißberg sind die Schuppen der Schamserdecken am mächtigsten gehäuft. Eine höchst verwickelte Tektonik verbindet sich mit einer durchgreifenden Metamorphose ihrer Sedimente. „Nicht nur ist die ganze Serie mehrfach in sich geschuppt, und diese Schuppen in komplizierte normal E-W streichende Falten gelegt, sondern dieses ganze Falten- und Schuppengebäude ist in sich noch quer gefaltet... Östlich des Weißberges folgen die oberen Schamser-D. in Form von zwei bis drei Schuppen von Rauhdecken in den Bündnerschiefern; darüber endlich der sogen. Flysch der Forbischgruppe“ (R. Staub).

Über und N vor der zusammenhängenden Masse des Rofnagesteines finden sich in dem höher überstoßenen Gebirge (Mantel des Suretta-M. und besonders Schamser- [Margna-D.] fein laminierte platten- oder linsenförmige Schürflinge altkristalliner Gesteine. Hermann Meyer und O. Welter haben sie für Abkömmlinge des Suretta-M. und im besonderen des Rofnagesteines genommen. Allein dieselben sind in einzelnen Linsen noch weit südlicher hinter das Rofnagestein an den Septimer und an die Maloja zu verfolgen. Am Silsersee (Chasté) findet sich ein dem Rofnagestein sehr ähnlicher Porphy, der in der Margna-D. selbst liegt, welche mit ihrer verschuppten Stirn die Schamser-D. bildet. Ferner ist die petrographische Ähnlichkeit der kristallinen Schamser-Schuppen mit dem Rofnagestein nicht durchschlagend. Manche gleichen mehr den Maloja-Augengneisen (R. Staub). Auf der Ostseite von Schams findet sich eine Platte solchen Gesteines unter Breccien vom Piz la Tschera über Bavugls, bis Alp Cess bis 4 km N des Suretta-M. zu verfolgen. Eine zweite von 10 bis 15 m Mächtigkeit liegt unter der Bündnerschiefermasse des Piz Curver in Alp Neza und Taspin. Der Taspinit (Alb. Heim, Sericitgranit der Alp Taspin) gehört selbst zu dieser Art der Schürflinge. Auch er ist nicht hier entstanden, sondern hierher verschürft und verschleppt worden.

Taspinit: grobkörnig kristallin von vorherrschend granitischem Habitus, Hauptgemengteil Sericit in grünen, dichten, weichen Massen, dann weißliche bis farblose Quarzkörner, hellgrünlichgelber Muscovit und Orthoklas (Karlsbaderzwillinge bis 6 cm), letzterer sehr unregelmäßig nach Menge und oft ganz aufgezehrt in Sericitbildung. Auf der Alp Taspin E Schams in einer Linse von $2\frac{1}{2}$ km SW—NE Erstreckung auf ca. 2000—2200 m entblößt, ist der Taspinit unterlagert von Marmor und Rauhdecke und überdeckt von solcher. Taspinit fand ich in Geröllen im Basiskonglomerat des Röthidolomites am Lai da Vons (NW Rofna) und sehr oft in den polygenen Konglomeraten des Bündnerschiefers (Piz Vizan, Alp Cess, Alp Neza). Er gehört also sicher nicht mit den Ophioliten zusammen und ist prätriasisch. Die Herkunft des Taspinites ist noch nicht bekannt, er gehört aber in die Margna-D. Die Silbergruben der Alp Taspin 2200 m — seit 1812 verlassen — beuteten silberhaltigen Bleiglanz aus schwerspatreichen 5—50 cm starken Gängen im Taspinit aus. Fahlerz, Kupferkies, Malachit sind Begleitminerale.

Die übrigen triasischen Teile der „Schamser-D.“ werden aus einem oberen Paket überstoßener Schuppen von sehr mannigfaltiger Zusammensetzung gebildet. Wir können ihre einzelnen Glieder noch nicht alle auseinanderhalten, S von Juf sind die triasischen Schamserteile der Margna-D. ganz weggequetscht, so daß der unterliegende Bündnerschiefer der Suretta-D. an scharf ausgesprochener und sichtbar weithin durch das Gebirge schneidender Rutschfläche vom Bündnerschiefer oder den Ophioliten der Margna-D. überlagert wird. Der größte Teil des Oberhalbstein ist ganz im ophiolitreichen Bündnerschiefer oder im Flysch der Margna-D. gebettet, die hier wohl über 2000 m mächtig liegen. Ihr gehören an: Piz Curver 2975 m, Piz d'Arblasch 3204 m, Piz Forbisch 3258 m, Piz Platta 3386 m. Die Grenze zwischen dem echten Bündnerschiefer und dem Prättigauflysch kann erst an wenigen Stellen angegeben werden. Das Gebiet von Oberhalbstein enthält noch viele ungelöste Probleme, die erst durch detaillierte Kartierung gelöst werden können.

Die Querfaltung, wie sie schon im Gebiet der Suretta-D. in kleinen Knäuelgestalten sich zeigt, hat vielfach auch die Schamser- (Margna-D.)schuppen ergriffen. So viel bisher beobachtet werden konnte, sind dabei stets die mehr oder weniger querstreichenden Fältchen gegen E oder NE überliegend gewürgt. Wir stimmen, auch auf Grund älterer eigener Beobachtungen, R. Staub vollständig bei, daß diese Erscheinung zu erklären sei: 1. durch die Belastung durch die ostalpinen D., unter welchen die oberpenninischen D. noch relativ vorrückten, 2. durch den Umstand, daß diese Überschiebung im W stärker und freier war als im E, wodurch eine Querzerrung mit Überlegen gegen E eintreten mußte. Niemals aber ist hier an einen unabhängigen E—W-Schub zu denken!

In ihrer Gesamtheit erinnert die Schamser-Schuppenzone nach ihrem tektonischen Baustil und ihrer Stellung im Deckengebäude der Alpen an die Sattelzone im W. Die Äquivalenzen ergeben sich wie folgt:

Im W folgt unter den normalgefalteten romanischen Dn. und dem Niesenflysch das ungeheure verschuppte Stockwerk der ultrahelvetischen Dn., entblößt in der Internzone (zone des cols) und in der Externzone. Als Unterlage tritt wieder viel zusammenhängenderes Gebirge auf, im N die normale Molasse, im S die unteren helvetischen und die parautochthonen Dn. Im E beginnt das mittlere so sehr verschuppte tektonische Stockwerk schon etwas höher, es setzt ein unter der Silvretta-D. mit der Rhätikon Schuppenzone und ist wurzelwärts zu beobachten hinab durch die Margna-D. (Oberhalbsteiner-, Averser-, Schamser-Schuppen) bis in den Rücken der Suretta-D. Als Unterlage von wieder normalerem Zustande folgen dort Suretta-D. und unterliegende Dn.

Nach oben wird die Schuppenzone von Oberhalbstein—Avers—Schams gegen N überholt und überlagert vom oberpenninischen Flysch (Prättigauerflysch); ganz ebenso die zone des cols vom Niesenflysch. Darauf liegen da wie dort die unterostalpinen Dn. — im E als eine unter der noch höheren oberostalpinen D. passiv verschürfte obere Schuppenzone (Rhätikon), im W als ein zusammenhängendes aufgeschobenes, frei entwickeltes Faltengebirge. Indem aber im W die tieferen penninischen Dn. nicht mehr bis in die Préalpes hinanreichen, überbrandet D. VI. direkt die ultrahelvetischen Dn. und zwingt ihnen in der Sattelzone die Schuppentektonik

auf. Letztere vergreift sich im Kandertal und weiter W auch noch an der Wildhorn-D. und teilweise bis in die Diablerets-D. hinab.

Im E wie im W waren ein „traineau écraseur“ und ungleichzeitige und ungleichstarke Bewegung des Aufliegenden und Unterliegenden im Spiele.

Beiderseits der scharfen Überschiebungsgrenze zwischen Suretta-D. unten und Margna-D. oben trifft man auf der Strecke Septimer—Viamala trotz der beiderseitig enormen Verschuppung auf den Unterschied, daß die Fältchen und Schuppen der Margna-D normal nach N überliegen, diejenigen der Suretta-D. nach S überliegend umgestülpt sind. Der ersteren gehören an Mazzerspitz, Piz Platta, Averser Weißberg, Piz Aly, Gurschus, Piz la Tschera, Piz Curver, Splügenkalkberge, der letzteren Cucal Nair, Piz Grisch (Piz Starlera).

Die Margna-D. im Oberengadin. Am Piz Lunghino erholt sich die Margna-D. wieder zu größerem Gehalt. Wie eine mächtige Linse von ca. 16 km NW—SE, auf 12 km SW—NE Länge entblößt und bis über 3000 m mächtig erscheint ihre kristalline Kernmasse, durch eine Menge von z. T. sehr komplizierten Trias-Lias-Synklinalen (Casaccia, Lunghino, Margna, Plaun da Lej) in verschiedene Teillappen zerschlitzt, vom Silsersee bis Malenco und vom Murettopaß bis über das Fextal. Wie in der Dent Blanche-D. lassen sich auch hier 3 Hauptteillappen unterscheiden: Bergeller-, Maloja- und Fexerlappen. Über ihren kristallinen Kernen folgt E Fex in argem Durcheinander das Äquivalent der Schamserdecken, eine Region von Schuppen (kristalline Teile, Trias, Bündnerschiefer und Ophiolite) und darüber, flacher gelagert, folgen Bündnerschiefer mit Ophiolit und Radiolarit von Surley bis unter den Piz Corvatsch (Taf. XXVII). Aus den kristallinen Kernmassen sind S des Inn zwei ca. N—S verlaufende Kämmе gebaut. Der westliche Kamm enthält den Pizzo della Margna 3156 m, der östliche den Piz Fora 3373 m. Zwischen beiden Gräten liegt Val Fedoz mit Vadret da Fedoz. Auf der N-Seite des Engadin gehört zu diesen kristallinen Kernen der Piz Lunghino, von dem nur die oberste Gipfelkappe zur Ophiolitzone (Serpentin mit Contactfelsen) gehört. An der E-Seite von Val Fex streicht die Trias der Margnadecke gegen S in den Gipfel des Piz Tremoggia 3452 m hinaus, von wo sie sich dann dem S-Abhang der Berninamasse entlang gegen E wendet, direkt von den kristallinen Kernen der letzteren (Casannaschiefer und Monzonit der Sella-D.) bedeckt. Die kristalline Entblößungsfläche von D. VI im Engadin ist freilich nicht zu vergleichen mit der viel gewaltigeren sichtbaren Ausbreitung des kristallinen im Wallis; zusammen mit ihrem Sedimentmantel aber baut die Margna-D. in Graubünden ein Areal auf, das jenes der Dent Blanche-D. im Wallis noch bedeutend übertrifft. Die Fedoz-(Valpelline-)Serie der Margna-D. mag ca. 1500 m, die Maloja-(Arolla-)Serie ca. 1000 m, das zugehörige Mesozoicum ca. 400 m mächtig sein.

Trotz aller Verquetschungen der Margna-D. sind auch tektonische Verwandtschaften mit der Dent Blanche-D. offensichtlich. Da wie dort wiederholt sich die Erscheinung, daß im verkehrten Mittelschenkel unter der Decke die Trias fehlt oder doch sehr verkümmert ist. An die Casannaschiefer schließen sich nach unten unmittelbar ophiolitreiche Bündnerschiefer an. Die Margna selbst ist eine eigentliche Schwester des Matterhorns. In beiden Bergen sind die beiden kristallinen Serien der D. VI mehrfach geteilt, gelaßt und miteinander verfalltet. Auch

der Margnagipfel wird von der tieferen (Fedoz-)Serie gebildet. Die liegenden Umbiegungen sind wie diejenigen des Matterhornes besonders am W-Abhang schön sichtbar. Die einzigen Unterschiede im Bau von Margna und Matterhorn bestehen darin, daß an der Margna auch noch die Trias mit eingefaltet ist, daß die Gesteine stärker laminiert, und daß die Axialgefälle der Faltungen nicht gleich, sondern voneinander abgewendet gerichtet sind — im Matterhorn gegen W, in der Margna gegen E entsprechend der symmetrischen Stellung dieser Geschwister im gesamten Gebäude der Alpen.

Herr Dr. R. Staub hat sich zu meiner Freude entschlossen, die erste zeichnerische Darstellung seiner Beobachtungsergebnisse an der Margna an dieser Stelle zu veröffentlichen (Fig. 177). Er schreibt mir darüber:

Über den Bau des Pizzo della Margna.

„In der Kette des Pizzo della Margna an der obersten Wasserscheide von Engadin und Bergell treffen wir von W her kommend zum erstenmal die Gesteine des zentralen Walliser Hochgebirges, der Dent Blanchemasse wieder. Auf der Linie Septimer—Muretto—Le Prese bedecken dieselben in gewaltigen Massen die Bündnerschiefer und Ophiolite von Avers—Maroz—Malenco, in prachtvollen Felsgipfeln thronen die Dent Blanche Gesteine auf weite Strecken hoch über diesem Mesozoikum der Suretta-D. Die tektonische Stellung der Kette im großen ist dadurch gegeben, sie ist durchaus einfach, sie ruht als kristalline D. auf jüngeren Sedimenten. Im Detail jedoch wachsen die Komplikationen.“



Fig. 177. Profil durch die Margna, 1:60000, von R. Staub 1920.

„Die ganze Zone zerfällt in zwei wiederum in sich zerschnittene Hauptlappen. Dieselben sind durch ein mesozoisches Band, in der Hauptsache aus Triasgesteinen bestehend, bis weit nach S hinein scharf getrennt. Unter dem Piz Fedoz jedoch keilt dasselbe, in Linsen zerrissen, aus, und die kristallinen Gesteine der beiden Lappen vereinigen sich zu einem Komplex. Der untere Teil der Kette, von deren Fuß bis zu dem erwähnten Triasbande, zeigt die normale Schichtfolge der Margna-D., unten die Gesteine der Fedoz-Valpellineserie, hier besonders Gabbros, Amphibolite, Prasinite, Kinzigite, Pyroxenquarzite, hochmet. Kalkschiefer, Marmore und Kalksili-

katfelse, in der Hauptsache Vertreter einer Katamet., darüber die grünen Epigneise und Glimmerschiefer der Malojaserie, dann die Quarzite und endlich die dolomitische Trias. Nicht so der obere Teil. Die Gipfel der Berge vom Piz Fedoz über den Pizzo della Margna hinaus bis P. 2786 ob Maloja bestehen aus der tiefsten Serie, den Biotitschiefern, Marmoren, Prasiniten und Marmoren von Val Fedoz. Sie liegen als gewaltige Klippen ältesten Gesteines hoch über dem in Stücke zerrissenen Triasbande. Sie lagern demselben aber nicht direkt auf, sondern dazwischen schaltet sich in wunderbarer Regelmäßigkeit stets eine schmale Zone von Malojagesteinen und Quarziten ein, so daß wir also auch hier das normale Margnadeckenprofil: Fedozserie—Malojaserie—Quarzite—Triasdolomit, aber in verkehrter Folge, vor uns haben. Die Malojaserie ist also auch im gewaltig verwalzten Mittelschenkel des oberen, die Gipfel bildenden Lappens, erhalten. N der Margna sieht man auch die Malojagesteine im Hangenden der oberen Valpellineserie scharf um dieselbe herum biegen und in diesen Mittelschenkel einschwenken. Die Faltenatur der D. ist also eine überaus klare. Im Kern des oberen Lappens sind zudem eine ganze Anzahl gegen N gerichteter liegender Scharniere prachtvoll zu sehen, so ganz besonders am Margnagipfel selbst. — Aber auch der untere Lappen der Margnakette zeigt schöne Erscheinungen dieser Art. Auch hier sind Fedoz-, Maloja- und Triasserie harmonisch miteinander verfaltet, Trias und Malojagesteine greifen in tiefen liegenden Mulden weit in die Fedozgesteine hinein, ihr Auskeilen gegen S, ja sogar die Muldenumbiegungen in der liegenden Fedozserie sind deutlich zu sehen, und umgekehrt sehen wir lange Keile von Fedozgesteinen weit in Malojaserie und Trias hineingreifen, von denselben in spitzen Umbiegungen prachtvoll umhüllt. Zwei solcher Keile beobachteten wir S Lala ob Maloja, ein dritter, der größte, spitzt sich in die Hauptstirn des Malojagneises ob Casaccia ein.“

„Die Analogien mit der Dent Blanche-D. im Wallis sind offensichtlich. An beiden Orten dieselben Verfaltungen der beiden kristallinen Serien, und an beiden Orten gelagert die tieferen „Kata“gesteine in Form von harmonisch liegenden Falten über die höheren „Epi“gesteine der D. hinweg auf die Gipfel der Berge. Der Gipfel des Matterhorns entspricht so im großen völlig den Gipfeln der Margnakette. Allerdings sind die Falten des Matterhorns nur Detailfalten des obersten Lappens der Dent Blanche-D., d. h. der eigentlichen Dent Blanchemasse, die Mulde von Arollagneisen am Matterhorn liegt völlig in diesem obersten Lappen, an der Margna aber können wir uns wohl fragen, ob die Mulde von Trias und Malojagneisen, die der Mulde unter dem Matterhorn entsprechen würde, nicht vielleicht eher die trennende Mulde zwischen Dent Blanchemasse und Mont Mary, also eine tiefgreifende Hauptzerschlitzung der Gesamt-D., darstellt. In der Tat lassen sich unter diesem Gesichtspunkte die drei Hauptlappen der Margna-D. im Engadin, Bergeller-, Maloja- und Fexerlappen, vollständig mit den drei Lappen der Dent Blanche-D. im Wallis, Mont Emilius, Mont Mary und Dent Blanche, vergleichen. Die Tatsache bleibt bestehen, daß wir 150 km vom Matterhorn entfernt an der Margna wiederum die gleichen typischen Verfaltungen von zwei charakteristischen kristallinen Serien treffen, und daß somit der tektonische Stil des Matterhorns sich an der Margna in allen Einzelheiten wiederholt. Wenn an der Margna auch noch

die Trias in diesen Faltenbau eingreift und damit denselben erst recht noch unterstreicht, so ist dies lediglich eine elegante Variation des an sich gleichen Phänomens. Matterhorn und Margna, die Geschwister in der penninischen Bergfamilie, sind wohl aus gleichem Stoffe in ähnlicher Art geschaffen, aber die Natur hat auch hier dafür gesorgt, daß jedes noch seine besondere Eigenart erhielt, das Matterhorn die großzügige Einfachheit des Baues, die gewaltige Kühnheit der Gestalt, die Margna aber die ruhige Einfachheit der Form neben einer verfeinerten Eleganz des inneren Baues.“

Das Gebiet von Malenco ist ein Halbfenster im Scheitel der Margna-D. Im E taucht ihr Scheitelgewölbe sattelartig auf dem Suretta-Serpentin sitzend, und vollständig geschlossen mit steilem Axialgefälle zum Poschiavosee ab. Dort wendet sich das Axialgefälle sogar in eine kleine Axialüberfaltung der W-Seite über die E-Seite, die die Form einer von W überstoßenen SSE—NNW streichenden Querfalte annimmt und vom Poschiavosee bis an den Munt Pers von R. Staub verfolgt worden ist. Südlich der Firstlinie Poschiavo—Passo d'Uer—Monte della Disgrazia enthält die steilgestellte Margna-Wurzelzone kristalline Kerngesteine neben Linsen des Mesozoikums. Nahe Cevo (Val Masino) wird sie abgeschmolzen vom Bergellergranit.

Die Margna-D. unterscheidet sich unvorteilhaft durch ihre Verschüfung und Verschuppung von ihrem westlichen Flügel, der Dent Blanche-D. Dagegen genießt sie den Vorteil, nicht bloß eine große Deckklippe zu sein, wie jene, sondern im S mit ihrer Wurzel am Poschiavosee über die Firstlinie zusammenzuhängen und auch von ihrer nördlichen Sedimentmanteldecke, dem Flysch, nicht völlig abgetrennt zu sein.

Zur Talgeschichte von Bergell und Oberengadin.

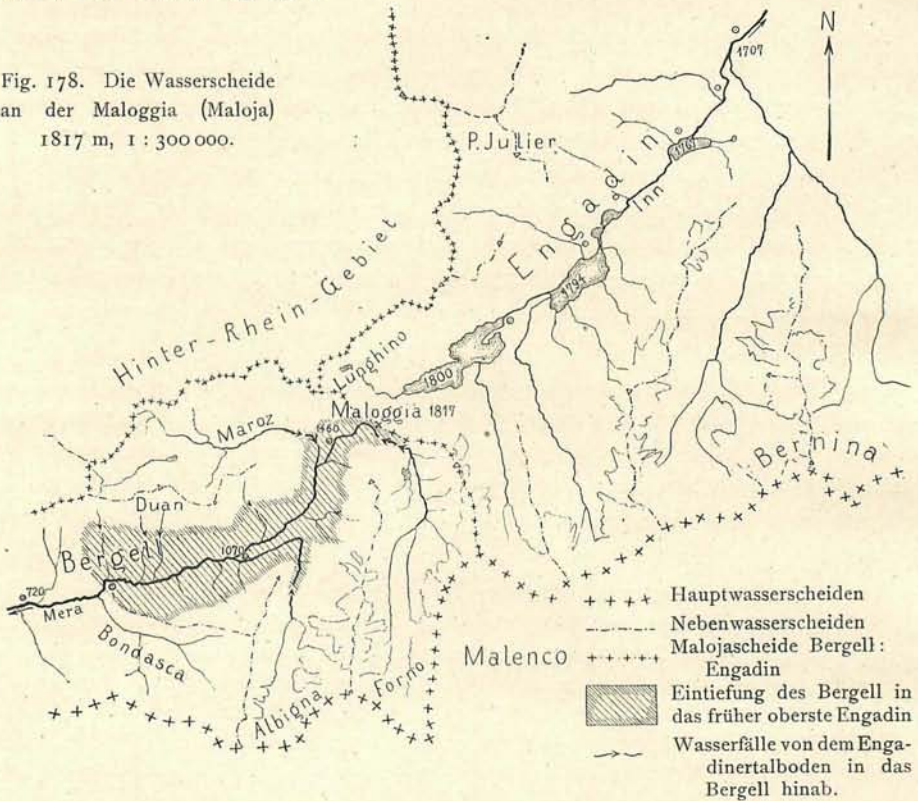
Es ist noch lange nicht möglich, die Gestaltung der Gebirgsoberfläche der Alpen geologisch-morphologisch und historisch durchgreifend zu behandeln. Wir müssen uns auch hier wieder mit Andeutung einiger bezeichnender Erscheinungen oder Besprechung einzelner herausgegriffener typischer Beispiele begnügen (Alb. Heim, Die Seen des Oberengadin, Jahrb. S. A. C. XV, 1879/80).

Val Blenio, St. Bernardino—Mesocco, Splügenpaß—Chiavenna, Avers, Oberhalbstein sind alpine Quertäler, isoklinal verlaufend infolge des Axialgefälles. Die Tendenz zur Anlage isoklinaler Talwege ist in dieser Region offenbar zeitweise stark gewesen, denn in der Nähe der Wurzelzone wenden sich zusammen mit dem geometrischen Streichen auch einige Talwege in der kristallinen Region in vorherrschend alpine Richtung: Val Bregaglia (Bergell) und Veltlin. Das erstere auf der N, das letztere auf der S-Seite entlang der tektonischen Firstlinie der Alpen.

Wandern wir das Oberengadin hinauf. Es ist ein altes, relativ sehr stabiles, weites, ausgearbeitetes, schief zum Streichen verlaufendes Haupttal. Wir gelangen in demselben zu den Seen von St. Moritz, Campfer, Silvaplana und Sils. Gegen SW sehen wir gegliederte Berge im Hintergrund zwischen der Margna und dem Lunghino. Dort sollte das obere Ende des großen Engadin und seine Wasserscheide gegen das Pogegebiet liegen. Allein an der Maloja (oder Maloggia), wenig oberhalb des Silsersees, treten wir plötzlich auf breiter Felsschwelle 1800—1820 m hoch an den oberen Rand eines Absturzes, der den ganzen Talboden des Oberengadins 200 m tief und seine einfassenden Berge bis 1500 m tief quer ab-

schneidet. Kein Fluß durchströmt den felsigen breiten Talboden des Engadin an der Maloja. Der Silsersee und der Inn werden nur von Nebenbächen gespeist, ein Stamm-Inn fehlt. Es fehlt ein verzweigter Taloberlauf, und es fehlen Wasserscheidegräte oberhalb im Gebirge. Der ursprünglich oberste Teil des Engadin ist durch die Rückwärtserosion des Bergell abgeschnitten, umgekehrt gewendet und zum Pogegebiet vertieft worden (Bd. I Taf. XV und Bd. II Fig. 178).

Fig. 178. Die Wasserscheide an der Maloggia (Maloja) 1817 m, 1 : 300 000.



Jenseits des Abgrundes öffnen sich, fast radikal gegen die Maloja gerichtet, mehrere Täler: 1. Val Maroz mit vielen Seitentälchen und einem flachen Talboden bei 2030 m in Bündnerschiefern und Ophioliten der Suretta-D. ausgeschnitten. 2. Albignagletscher mit vorliegender Talstufe von 2030 m im tertiären Bergellergranit ausgehöhlt. 3. Tal des Fornogletschers und der Ordlegna mit einem dem Gletscher vorliegenden Talboden von ca. 2000 m, eingegraben im Altkristallin und Mesozoikum der Suretta- und Margna-D. samt deren Kontaktzonen am Bergellergranit. 4. An der N-Seite des Bergell findet sich eine gegen W ansteigende Reihe von Terrassenkanten, die als Reste des einst weiter W reichenden Malojabodens zu deuten sind (Furcella 1920, Planace 2020, Cadrin 2212).

Diese Talböden und Terrassen, mit natürlichem Gefälle fortgesetzt, zielen genau auf die oberste Talfläche des Engadin an der Maloja, zu der sie dereinst gehörten. Allein plötzlich springen ihre Wasser in Stromschnellen und mächtigen Fällen unter das Maloja-Niveau hinab über eine Steilstufe, die dem Steilabsturz von Maloja gegen W ins Bergell entspricht. Zugleich wenden sie sich in einem Bogen um 180° (Ordlegna, Aua da Maroz) oder sogar in einer Winkelwendung von 300° (Albignabach) um, bis sie ihrer ursprünglichen Richtung malojawärts nun entgegengesetzt fließen und damit dem tieferen Talweges des Bergell und dem Po verfallen sind.

Den Seitentälern des Bergell, welche unterhalb des Talriegels von Promontogno münden, fehlt eine der Maloja entsprechende Talstufe, dagegen findet sich dort eine solche von ca. 1300 m (Val Bondasca und Valle di Agua fraggia). Sie gehörten niemals zum Engadin. Der Riegel von Promontogno, der das Bergell in zwei Teile zerlegt, scheint noch der letzte Rest der geschleiften ursprünglich westlichen Wasserscheide des Oberengadins zu sein.

Daß in diesem Eroberungskampf der Flüsse um ihre Sammelgebiete die Mera (oder Maira) den Inn besiegt hat, ist verständlich. Die Mera gehört dem steileren S-Abfall der Alpen an. Schon auf dem kurzen Lauf bis Chiavenna fällt sie so viel, wie der Inn noch nicht einmal auf einem zehnmal so weiten Wege. Sodann mag auch hier der Ausgang des ersten Gefechtes schon entscheidend gewesen sein, indem jedes Anschneiden und Zulenken eines ursprünglichen Innzufflusses die Erosionskraft der Mera vermehrte, diejenige des Inn entsprechend schwächte — somit im Bergell die Talbildung stärkte und beschleunigte, im Engadin zu einem relativen Stillstand brachte. Die Landschaft beider Talgebiete gibt ein Bild dieser Vorgänge: das Bergell ist ein enorm tiefer Einschnitt; die steilen Gehänge, die Talgründe sind völlig besetzt mit den noch sichtbaren Narben oder den Trümmern alter und junger Bergstürze verschiedener Arten und Dimensionen, hinauf bis an den Ansnitttrand der Maloja (geol. Karte von R. Staub, „Beiträge“ Spezialkarte Nr. 90 im Druck). An zahlreichen Stellen finden sich drohende Anrisse, Steinschläge, trockene Muhren, gefährliche Wildbäche, gewaltige veränderliche Schuttkegel; kein See findet Ruhe im Talwege, die Gräte bestehen aus den wildesten Ruinenformen (Fig. 182). Es ist das Bild eines Erosionstales, das in einer Phase gewaltiger Neubelebung steht. Besonders im obersten Circus liegen sowohl schon wieder durchtalte als auch

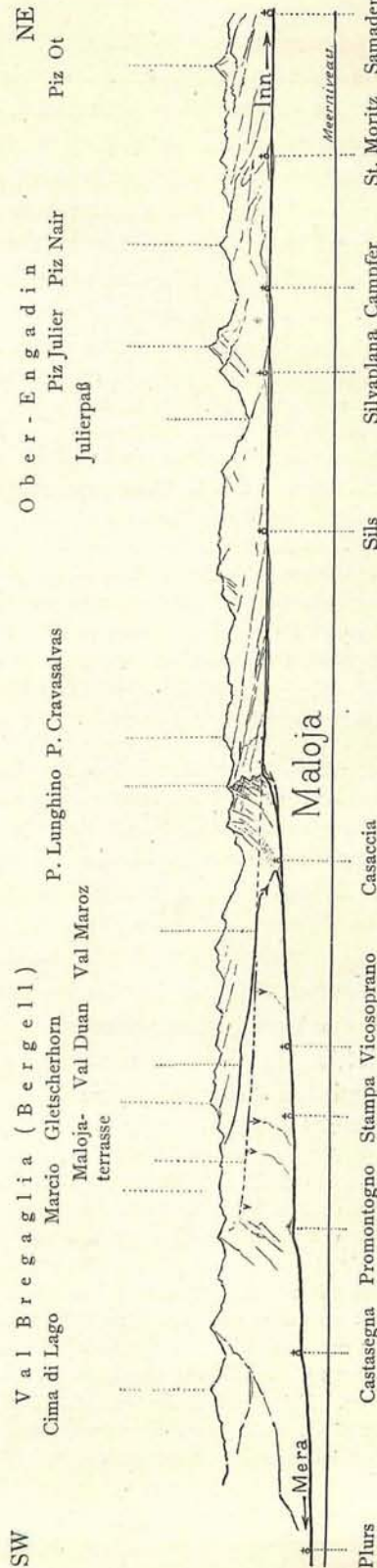


Fig. 179. Längsprofil durch Bergell und Oberengadin, darstellend den Eingriff der Mera in das Gebiet des Inn bis an die Maloja, 1 : 200 000.

Die Pfeile bedeuten Wasserfälle aus der alten Engadinerstufe in die neue Bergellerstufe hinab.

neue Bergsturzhäufen im Talgrunde und Ausbruchsnischen reichen bis an die Bergräte hinauf. Mit dem Überschreiten der Malojawasserscheide ändert sich das Bild auf einen Schlag. Die Bergformen werden milder, der Talboden und die Gehänge trotz lockerer Bewaldung gealtert, ausgeglichen, ruhig und stabil. Der geschwächte Inn vermochte nicht mehr, die Geschiebe seiner Seitenbäche weiterzuspülen; sie bilden flache Alluvionen im Talweg; der Inn ließ sich durch die Schuttkegel seiner Seitenbäche zu Seen in seinem eigenen alten Talweg zurückstauen. Im Bergell steht die Mera in strenger unaufhaltsamer Arbeit, am Inn ist Ruhetag, ist Sonntag, an der Maloja weicht die Wasserscheide langsam gegen E zurück. Das Engadin ist relativ trocken, das Bergell regenreich.

Erinnern wir uns wiederum der merkwürdigen Tatsache, daß von St. Moritz über Maloja die Gletscherschliffbuckel Eisbewegung talaufwärts anzeigen (Bd. I S. 374), und daß erratische Blöcke vom Piz Julier und Piz Corvatsch ins Bergell vertragen worden sind. Das tiefe Bergell bot dem Eise über die Schwelle der Maloja leichteren Abfluß, als der viel weniger steile und von Eis überfüllte Weg gegen NE. Das Bergell griff also in seiner Wirkung auf die Eisbewegung zwischen Donau und Po noch etwa 10 km weiter NE über die Wasserscheide hinaus. Die Abwendung des obersten Engadins bis an die Maloja nach dem Bergell hin ist also älter als die Vergletscherung. Die Vergletscherung hat es nicht vermocht, die Wasserscheide an der Maloja entsprechend der Eisbewegung zu verlegen. Die Ohnmacht der Gletscher gegenüber der Talbildung durch Flußerosion springt in die Augen. Heute bläst an schönen Tagen der durch das Bergell aufsteigende Talwind über die Wasserscheide hinaus und greift, den schwächeren Talwind des Engadin überwältigend, als „Malojawind“ 20 bis sogar 30 km weit durch das Inngebiet hinab (bis Scafs). Wasser, Eis und Luft sind hier beherrscht durch den Sieg des Bergell über das Engadin und der menschliche Verkehr hat sich diese tiefste Schwelle zwischen N- und S-Seite der Alpen längst zunutze gezogen. Kein Wunder, daß großartige Kraftwerkprojekte sich den Westabbruch des Engadins zunutze ziehen, und die Verschiebung der Wasserscheide noch künstlich vermehren wollen — alles die Folge davon, daß der alte hohe Scheidegrat zwischen N und S durch die Mera geschleift worden ist.

Das Bergellertal ist in eine Gebirgszone eingeschnitten, von welcher die ostalpinen Decken ganz und die Margna-D. beinahe abgetragen ist. Das Tal selbst ist eingetieft in die Gesteine der Suretta-D., der Splüigenzone, Tambo-D., Bernardinozone und schneidet an der S-Seite noch die Adulagesteine an, alle mit vorherrschendem N-Fallen im Anstieg zur Firstlinie. Die S-Seitentäler in der oberen Hälfte des Bergell durchschneiden vielfach die Kontaktzone am Bergellergranit-M. und tief in den Granit hinein. Die Sohle des Tales liegt 25—30 km unter der rekonstruierten Gebirgsoberfläche.

Daß das Bergell sehr reich an Bergstürzen ist, haben wir schon erwähnt. Der nach Menschenopfern größte Bergsturz historischer Zeit gehört dem westlichen italienischen Teil des Bergellertales an. Am 4. IX. 1618 wurde der Marktflecken Plurs (Piuro) verschüttet. Der Gneisfels des Mte. Conto soll durch Frost mehr und mehr gelockert gewesen und sodann durch die intensive Ausbeute des Lavezsteines untergraben worden sein. Die nächste momentane Veranlassung waren anhaltende Regen vom 25. bis 29. VIII. und vom 1. bis 3. IX. Am 4. IX. war das Wetter hell, allein an einem seit 10 Jahren geöffneten Risse lösten sich Steine ab. In der folgenden Nacht bei stiller Luft und hellem Himmel fand der Einsturz statt. Die Mera wurde während zwei Stunden aufgehalten, vermochte sich aber allmählich durchzuarbeiten. Von dem verschütteten Ort ist bis jetzt keine Spur mehr zum Vorschein gekommen. Die Zahl der Toten wird verschieden, zu 930 oder 2500 (?) angegeben. Kein Anwesender entwich. Den Vorzeichen (Öffnen der Spalten, Flucht der Bienen aus den Bienenstöcken usw.) wurde von niemandem die richtige Beachtung geschenkt. Eine gründliche Lokaluntersuchung fehlt noch.

Die große Bündnerschieferregion in Graubünden.

In SW—NE-Richtung dehnt sich das Bündnerschiefergebirge vom Lukmanier bis unter die Sulzfluh auf 90 km, in SSE—NNW von Rheinwald bis Ilanz auf 25 km aus. Daß der östliche Teil Tertiärflysch, der westliche Liasbündnerschiefer, beide aber penninischer Abkunft sind, und daß das ganze eine Häufung von vorgeschürften Massen vor den Stirnen der penninischen Decken-M. bedeutet, ferner daß die ostalpinen Decken sich darüber hinaus vorgeschoben hatten, ist heute festgestellt. Die Abgrenzung zwischen Flysch und Lias kann noch nicht gegeben werden. Das große Bündnerschiefergebirge zeigt fast durchweg einheitliches Einfallen von Schieferung und Schichtung gegen SSE — bald steil (30—60°), bald flacher. Andere Fallrichtungen kommen nur lokal vor. Die Masse ist strichweise ungeheuerlich zerknittert. Kleine Umbiegungen, Fältelungen, Verschiebungen an Brüchen oder an zerrissenen Mittelschenkeln der kleinen Falten findet man dann auf Schritt und Tritt. Schwankungen im Streichen sind spärlicher. Ohne etwa klare Querprofile geben zu können, haben doch alle Beobachter in diesem Gebiete, die älteren wie die jüngeren, stets die Überzeugung gewonnen, daß es sich um ein gehäuftes isoklinales System zerknitterter nördlich überliegender Falten handelt. Wollten wir uns alles als eine einfache Schichtfolge vorstellen, so müßten wir eine Mächtigkeit des ganzen Komplexes von über 15 km annehmen. Dafür, daß wirklich nicht solch ungeheure Mächtigkeit, sondern eine Häufung von Falten vorliegt, sprechen folgende Erscheinungen:

1. Oftmaliger Gesteinswechsel, petrographisch ähnliche Zonen sich wiederholend.
2. Konkordante Einlagerungen von einzelnen weithin sich erstreckenden Zügen oder auch bloßen Schürflingen älterer Schichten (Trias, besonders Rauhawacke, und altkristalline Schiefer).
3. Umhüllen des Gotthard-M. und der Stirnumbiegungen von mehreren penninischen Deckenmassiven durch Bündnerschiefer unter Einbiegen des letzteren in die schwebenden Mulden zwischen diese Massive.
4. Fortsetzen der Bündnerschiefermasse in Graubünden gegen W und SW in vielen einzelnen Zweigen zwischen die verschiedenen altkristallinen Rücken.
5. An einigen Stellen finden sich Schubflächen zwischen verschieden gelagerten höheren und tieferen Massen des Bündnerschiefers selbst (Pala da Tjern, Roothaan).
6. Zahllose scharfe Umbiegungen bald mulden- bald gewölbeförmig.

Im Vergleich mit 180 soll Fig. 181 den Formenunterschied einer Fältelung in festerem und weniger weit verfrachtetem Gestein zeigen, wie es im Kern der helvetischen Decken, Zone Brännigpaß (S. 424 und Taf. XX, 7) vorkommt.

Die Gesteine des großen Bündnerschiefergebietes sind diejenigen der Reihen: Tonschiefer — Kalkphyllite — Kalksteine, Tonschiefer — Sandsteine — Quarzite, Kalksteine — Kieselkalke — Quarzite und ihre Metamorphosen, alles in den mannigfaltigsten Übergängen und Abänderungen. Erst im südlichen Teil des Gebietes (oberes St. Peterstal, oberes Safiental, Schams und S Tiefenkastral) stellen sich die Grünsteine ein. Petrefakten (Belemniten, Gryphaeen und wenige andere) sind strichweise häufig, aber nie gut erhalten. Eine stratigraphische Schichtfolge kann noch nicht gegeben werden. Die bisherigen Versuche, die altkristallinen Schürflinge im

Bündnerschiefer nach ihrem Ursprung zu deuten und das ganze Gebiet mit Hilfe derselben oder der Triaskalkzüge nach den daran beteiligten Decken zu gliedern, sind wohl im Prinzip berechtigt, allein das Beobachtungsmaterial noch zu lückenhaft. Der älteren Beobachtung hatten noch die fruchtbaren Gesichtspunkte gefehlt. Daß auch hier die unteren Einwickelungen stark metamorph, die oberen Abschiebe unverändert sind, wird vielleicht zur tektonischen Gliederung helfen können.

Von der Oberflächengestalt des Bündnerschiefergebietes.

(Alb. Heim, „Beiträge“ XXV S. 409—480).

Im allgemeinen liefert das Bündnerschiefergebirge ziemlich milde Grat- und Gipfformen. Die bedeutendsten Gipfel sind Scopi 3200 m mit N fallenden Schichten, Piz Terri 3151 m aus S fallendem graphitgrauem Schiefer mit gewaltigen Abstürzen nach den beiderseitigen Quertälern, Piz Aul 3124 m mit N fallender, bogenförmig der Adulastirn angeschmiegtter Schichtlage. Es folgen noch wenige andere von über 3000 m: Brusghorn 3044 m, Piz Beverin 3000 m. Östlich Schams erreicht der Piz Curver noch 2975 m. Höhere Gipfel folgen wieder im südlichsten Seitenzweig der Bündnerschiefermasse, dem Oberhalbstein, das wir schon berücksichtigt haben.

Sind im Hauptbündnerschiefergebiete die Gratformen infolge der Verwitterbarkeit des Gesteines in der Regel verhältnismäßig mild, so sind dagegen die Tal-furchen oft in Steilstufen als wilde ungangbare Schluchten eingeschnitten (Glenner im unteren Lugnetz, Safienrhein im unteren Safiental, Viamalasschlucht!, Schynschlucht!). Typischere Wildbachsammelgebiete und Sammelkanäle kann man kaum sehen, als das Duviner, Pitatscher und Rieinertobel — nach oben sich verzweigend und ihre Wasserscheiden rückwärts drängend. Die genannten haben keine getrennten Schuttkegel wie etwa die Wildbäche im Schams, weil der Glenner selbst sich jetzt einschneidet, ihre Geschiebe aufnimmt und hinausträgt auf den gemeinsamen Schuttkegel bei Ilanz oder in den Rhein. Tiefere oder seichtere Gehängerutschungen mit rückgreifenden Nischenrändern sind beiderseits der sich einsägenden Schluchten weit verbreitet. Manche Dörfer des Lugnetz stehen in Rutschnischen oder auf abgesunkenen Wülsten und bewegen sich in nassen Jahren; Gebäude, Wege, Grenzen verschoben sich. Im Sammelgebiet der gefährlichen Nolla über Thusis, besonders von Urmein über Tschappina bis Glas war der Boden oft zerrissen wie ein stark zerklüfteter Gletscher und die Bewegungen von Jahr zu Jahr waren stellenweise nicht geringer. Tintenschwarz oder graphitschwarz tritt die Nolla aus diesen Rutschgebieten schon bei Mittelwasser. Große Arbeit an Verbauungen ist geleistet worden, und eine Katastrophe wie 1868 (30 m Vertiefung der Schluchten in zwei Tagen und Rückstauung des Hinterrhein) hat sich bisher nicht wiederholt. Sehr ausgesprochen sind im Bündnerschiefergebirge die jungen sich zurzeit stark vertiefenden Erosionseinschnitte der Bäche und Flüsse, und die Formung der Berge und Gräte als Erosionsrelikt („Schneiden“) zwischen den rückwärtsgreifenden Sammelgebieten der Bäche oder Abbruchnischen der Rutschungen. (Typische Erosionsreliktformen zeigen Piz Aul-Gruppe, Segnina- [Piz Riein-] Gebirge, Piz Beverin usw.). Im großen wird das Bündnerschiefergebirge Graubündens beherrscht von den Quertälern (Valserrhein — Glenner von Vals bis Ilanz, Safienrhein, Hinterrhein, Julia — Lenzerheide — Chur).

Dazwischen sind Querkämme geblieben. Die mit dem Streichen laufenden Talstücke sind außer dem Rheinwaldtal nur kleine Nebenflüsse wie die obersten Rückwärtsverzweigungen des Glenner (Oberlugnetz) oder die Nolla und einige Seitenbäche des Schams. Schief zum Streichen gehende Bachläufe sind am gewöhnlichsten. Im Lugnetz, Safiental und Domleschg, die alle schief zum Streichen laufen, sind im allgemeinen die westlichen, mit den Schichten verlaufenden Gehänge weniger steil, quellenreich und rutschungsreich, die östlichen über die Schichtungsköpfe steiler und trockener. Die Quertäler haben steilere und bei völliger Querlage beidseitig gleichsteile Böschungen (St. Peterstal Vals—Furth, Via Mala). Stufung, Epigenesen, und damit zusammenhängende Terrassierung der Täler wird stellenweise durch Bergstürze und Rutschungen bedingt (Safiental bei Talkirch, Oberhalbstein oberhalb Molins usw.). An andern Stellen staunen wir über die Unabhängigkeit der Talformen vom Gestein und seiner Lagerung, so liegt z. B. die Schamsertalstufe halb im Rofnaporphyroid, halb in Bündnerschiefer, sie endigt und geht in Stromschnelle über (Via Mala) da, wo kein wesentlicher Gesteinswechsel vorhanden ist, usw. Felserosionsterrassen nicht nur, auch Reste alter Alluvionsterrassen kommen vor. So liegt 600 m über dem Rhein bei 1500 m E unter Lohn über dem Eintritt in die Via-Mala-Schlucht ein altes Rheinkieslager horizontal geschichtet, reich an Rofnaporphyroidgeröllen. Seit 50—100 Jahren schneiden die Wildbäche der Schamserstufe sich wieder in ihre Schuttkegel ein. Durch Rückwärtserosion der Via-Mala-Schlucht scheint eben eine Neubelebung der Erosion in der Talstufe von Schams eingesetzt zu haben. Auch in der Via-Mala-Schlucht selbst haben mehrmals Verlegungen der Rinne stattgefunden (Buxtorf, Viertelj. N. G., Zürich 1919, Alb. Heim-Festschr.). Die Gletscher stiegen in die Schluchten hinab. Sie bedeckten selbst die überhängenden Schluchtwände mit Schliften und kleisterten verkittete Moräne daran, ohne eine nennenswerte Einwirkung auf die Morphologie der Täler ausüben zu können. Überall hat Erosion und Abbruch nach den Erosionsfurchen die Oberhand und der Gletscher leistet nur Kleinarbeit.

Der Talboden des Torso Lenz bis Parpan und ebenso in gleicher Zone die große dorfbesetzte Felsterrasse rechtsseitig im Domleschg steigen talauswärts an. Der Boden des Domleschg ist gegen S breit und tief eingeschüttet. Seine Alluvionen stoßen unvermittelt an den daraus emporsteigenden Felsschluchten des Schyn und der Via Mala ab.

Wie die Erosionsfurchen, die Täler, in ihrem großen Verlauf unabhängig vom jetzigen Gestein und seiner Lagerung sind, so ist dies z. T. noch auffallender bei den passiv zwischen den Furchen als Relikte herauspräparierten Bergkämmen. Dies zeigt sich in unserem Gebiete in auffallender Art. Auch wo spätere Vorgänge Unterbrechungen ergeben haben, ist doch oft der einst zusammenhängende Bergkamm leicht zu erkennen. Das orographische Gebirgsskelett, das noch heute in unserem Bündnerschiefergebiet zu erkennen ist, und noch weit darüber hinaus reicht, bilden 5 bis 6 S—N laufende Querkämme, die als Wasserscheiden nur durch jüngere Talablenkungsstücke zergliedert worden sind.

Der Grat zwischen Blenio-, Tessin- und Calancatal wird im S erst aus steilen, dann aus flachen Tessiner- und Adulagesteinen gebildet. Wegen deren Wendung zum Axialgefälle ist die Wasserscheide erst Querkamm, dann wird sie im Verhältnis zur Schichtlage Isoklinalkamm, weiter N wieder Querkamm. So verläuft der Grat durch die N-Stirn der Adula (Piz Valrhein—Dachberg),

dann quer durch die Bündnerschiefermulde des Piz Terri; weiter gegen N besteht er aus den altkristallinen Gesteinen des absinkenden Gotthard-M. und aus der Garvermulde. So verläuft er auf 50 km einheitlich, wenn auch etwas zackig, S—N und schneidet seine Form aus den verschiedenen gerade zufällig in dieser Richtung vorhandenen tektonischen Gliedern heraus ohne eine wesentliche Nachgiebigkeit auf dieselben. Ein anderer S—N-Grat, der 85 km lange Kamm Camoghe, Piz Cresem, Pizzo Tambo, Bärenhorn, Piz Riein ist an einer Stelle durch ein Längstal (Rheinwaldtal) durchbrochen, das durch eine jüngere Rückwärtserosion entstanden ist. Die auseinandergeschnittenen, in der Erosion höher zurückgebliebenen Quertalstücke, sind dadurch zu Pässen geworden (Bernardino- und Valslerberg, Splügen- und Safierberg). Zwei alte auf 70 km Länge mit im Mittel bloß 10 km Abstand parallel laufende Hauptquertäler, noch heute in deutlicher Form ausgesprochen, sind: Averser—Hinterrhein—Kunkelpaß—Tamina (ehemaliger Ostrhein), und Oberhalbstein—Lenzerheide—Chur—Maienfeld—Luziensteig (ehemaliger Westrhein). Der dazwischen gebliebene Querkamm (Piz Piott, Piz Platta, Piz Curver, Stäzerhorn, Calanda, Fläscherberg) ist allerdings dreimal durchschnitten und auf den abgelenkten Wasserwegen ausgetieft. Aber die beiden Unterbrüche des S—N-Grates, Schynschlucht und Reichenau—Chur sind relativ jung. Im letzteren Talstück lassen sich noch heute alte Felserosionsterrassen mit entgegengesetzter Gefällsrichtung erkennen. Die ausgeschalteten Talstücke (Kunkelspaß und Lenzerheide) sind durch Zurückbleiben in der Erosion Paßtäler geworden (Bd. I Taf. XV). Die Talstufe des Kunkelspasses ist die Fortsetzung der Stufe von Schams, die Paßhöhe ist durch Moränen aufgeschüttet.

Das heutige Flußnetz im Bündnerschiefergebirge leitet sich also deutlich ab von diesen parallelen konsequenten S—N gerichteten Ablaufsrinnen, welche dann durch seitliche Verzweigungen und Rückwärtserosionen gegenseitig ineinander eingegriffen haben oder Stück um Stück z. T. ihre Gefälle umwendend, von den steilen Wasserläufen des S-Abfalles erobert worden sind (Val Soja—Greina, Val Carassina—Greina und Val Luzzone—Motterascio—Somvix, alle abgelenkt nach Val Blenio, Bd. I Taf. XV). Ein genaueres Verfolgen der Talstufen und Terrassen kann dazu führen, die genauere Geschichte und Zeitfolge der Ablenkungen und Ausschaltungen festzustellen. Die S—N-Rinnen sind vielleicht ursprünglich durch das einst konsequente Gefälle von der Firstlinie der penninischen Deckenrücken gegen den S-Rand des Aar-M. angelegt worden.

Das Bündnerschiefergebirge kann im Kartenbild seiner Oberflächengestaltung mit der Gneisregion von Mittelteßsin verglichen werden. Dort sind freilich, entsprechend dem festeren Gestein, die Böschungen steiler, als in der Bündnerregion. Noch besser läßt sich die S—N gerichtete Paralleldurchtalung des Wallis S der Rhone mit derjenigen des Bündnerschiefergebietes von Graubünden vergleichen. Beide durchfurchen penninische Decken in der Abfallrichtung von ihrer Firstlinie. Entsprechend der viel größeren Festigkeit der im Wallis vorherrschenden Gesteine ist dort die Durchtalung, das Ablenken durch Rückwärtsverzweigung usw., noch weniger entwickelt, die Bergformen noch wilder, jugendlicher, höher geblieben (vgl. Alb. Heim, „Beiträge“ Lfg. 25).

Das ganze eocäne wie liasische Bündnerschiefergebirge ist reich an kleinen Mineralquellen, besonders Eisensäuerlingen (Passugg, Rothenbrunnen, Tiefenkaßtel, Solis, Andeer-Pignieu, S. Bernardino, Vals, Val Camadra, Aquarossa u. a.). Manche derselben entspringen dem Grenzgebiete von Trias und Bündnerschiefer oder der Trias.

Prättigau und Schanfigg.

Im NW penninischen Gebiete des tertiären Bündnerschiefers schneiden die beiden Haupttäler Plessur und Landquart schief durch das Streichen als seitliche Zuflüsse gegen das Quertal des Rheines. Die baumförmige Rückwärtsverzweigung ist in beiden schön ausgebildet und setzt in den oberen Zweigen im Prättigau ganz unbekümmert um den Gesteinswechsel in das kristalline Silvrettagebiet hinauf fort, das eine Zeitlang dem Davoser Landwasser angehört hatte, dann wieder von

der Landquart durch Rückwärtserosion erobert worden ist. Prättigau und Schanfigg sind in ein großes Halbfenster, umrahmt von ostalpinen Decken eingebettet.

Eintiefung, Schluchtenbildung, Schuttauffüllungen verschiedener Art, viele Rutschungen, Wildbachschuttkegel, mächtige Moränenablagerungen und Schotter wechselten vielfach miteinander ab. Verschiedene Epigenesen (z. B. unterhalb Fideris und bei St. Peter), ein starker Wechsel der Landschaft, hohe Terrassenreste, gewaltige ältere und jüngere Anrisse in Fels und Schutt sind die Folgen. Der untere Teil des Schanfigg hat fast keine Moränen. Am Sandgrind bei St. Peter beginnen solche, die das alte Tal füllen. Der Fluß ist gegen S verschoben und dort im Fels schon weit unter den alten Talweg eingetieft. Weiter Schanfigg-einwärts liegen Peist, Frauen-

Sciora
di fuori

Punta Pioda

Ago di Sciora
3241

N-Grat der Sciora
di Dentro



Fig. 182. Ruinenformen im Bergellergranit, Hintergrund der Val Bondasca, gezeichnet von Alb. Heim nach Phot. von P. Arbenz.

tobel usw. in Moränen. Schöne Erdpfeiler sind darin nicht selten (Walkmeister Jahrb. N. G. St. Gallen 1906). Da die Schichtung vorherrschend SE fällt, das Tal E—W gerichtet ist, sieht man beim Blick taleinwärts die gegen S fallenden Felskanten der Schichtköpfe, talauswärts die dichter bewachsenen Schichtflächen. Die Plessur vertieft zurzeit ihre Sohle um $1-2\frac{1}{2}$ m im Jahrzehnt. Noch in Chur entblößt sie die seitlichen Mauer- und Brückenfundamente, und schleift die eingelegten Schwellen aus Granit und Rofnaporphyr über 1 cm im Jahr aus.

Im Schanfigg liegen die Dörfer alle auf den Terrassen, im Prättigau viele derselben im breiten Talboden, oft auf den Schuttkegeln der Seitenbäche. Das

Prättigau ist eben in ein schon viel vorgerückteres ruhigeres Stadium der Talbildung eingetreten. Um so merkwürdiger ist der plötzliche Abschluß des Tales mit breitem Boden erst dicht vor dem Austritt in das weite Rheintal durch einen Riegel ohne Stromschnelle und ohne Gesteinswechsel in der engen Klus.

Die Geschichte der Täler im Bündnerschiefergebiete birgt noch viele schöne Probleme. Hier müssen diese Andeutungen genügen.

Der Bergellergranit.

Die penninischen Deckenfalten sind nahe an ihrer Wurzel durchschmolzen vom Bergellergranit, ohne daß ihre Lagerung wesentlich dadurch gestört worden wäre. An dieser spättertiären Intrusion stoßen mit reichen endogenen und exogenen CM. die Stammteile der Tessiner-D. (Adula-D.), die Tambo-, Suretta-, und noch die Margna-D. ab mit samt der sie teilenden Muldenzonen. Der Bergeller Granit-Tonalitstock lenkt sie nicht ab. Ohne nochmals auf diese merkwürdige Erscheinung einzutreten, verweisen wir auf Taf. XXVI u. XXVII und S. 61—65, 346 u. 587 sowie auf vorstehende Figur (182) aus dem Gebiete des postalpinen Granites. Ist der Bergellergranit auch jünger als die ostalpine Dislokation, so ist er doch noch soviel älter als die untersten 2000—3000 m alpiner Talbildung, daß die letztere auch diesen tertiären Granit in der Gestaltung der Großformen von Berg und Tal überwunden hat. Aus einer orographischen Karte oder einem Relief kann man den Bergellergranit schon nicht mehr erraten!

5. Die Niesendecke und ihr Liegendes.

Die Niesendecke bildet die Stirnwelle einer penninischen D., welche die autochthone Zentralmassivschwelle überbrandet hat. Dementsprechend besteht die Niesenzone zum weitaus größten Teil aus der jüngsten Schichtabteilung der penninischen Serie, dem mächtigen Niesenflysch (vgl. S. 503). Die Niesenzone erreicht eine größte Breite von fast 10 km, eine Mächtigkeit von 2—3 km, und erstreckt sich vom Thunersee bis zur Rhone in Form einer zusammenhängenden, von den Tälern der Simme, Sarine und Grande-Eau quer durchschnittenen Gebirgskette (Taf. XXVI). Ihre Gipfel und Gräte Niesen 2366 m, Gsür 2712 m, Albristhorn 2766 m, Giffhorn 2543 m, Tornettaz 2543 m zeichnen sich durch ihre reinen prägnanten Erosionsformen aus, denen die kompakten Breccien den Halt verleihen. Der Niesen selbst schließt die ganze Zone gegen den Thunersee östlich ab mit einer prachtvollen freien Pyramide von 30—40° Böschung und herrlicher Aussicht auf die autochthonparautochthonen Berner Hochalpen (Zahnradbahn). Der Gsür bei Adelboden ist eine kühne Gestalt mit überraschend scharfen Gräten und nach oben verzweigt eingeschnittenen Furchen.

SW der Rhone ist die Niesendecke nur noch bekannt in Form von groben Breccien und Konglomeraten bei Châtillon S Tanninge in Savoyen (auf Taf. XXVI vergessen, dagegen auf Taf. XXX). Den ältesten Kernteil der Niesen-D. bildet der Casannaschiefer von Gsteig mit seiner Trias als normalem Hangendem (vergl. Fig. 166a S. 504). Am Sulzgraben bei Gsteig findet man von unten 1. schwarze Liasschiefer, 2. Rauhacke, 3. Flysch: schwarzer Schiefer mit Lagen von Sandstein und Niesenbreccie. Eingelagert im unteren Teil dieses Flysches Nr. 3 findet man gequetschte

Lamellen und Linsen von einigen Dezimetern bis Metern von grünem Schiefer (Casannaschiefer?), Triasquarzit, Dolomit, darüber normal einige Meter kristalliner Basisbreccie, welche die anscheinend normale gewaltige Flyschserie trägt. Die Casanna-Trias-Fetzen sind vor lauter Verquetschung und Verschürfung teilweise kaum vom Flysch abzutrennen, denn die kristalline Flyschbreccie ist durch Lamination streckenweise förmlich zu einem kristallinen Schiefer umgewandelt.

Überall ist das Fallen am südlichen Erosionsrand der Niesen-D. regional nach NW gerichtet, und der untere Teil der Flyschmasse, im Gegensatz zu den Basischuppen, ist auffallend regelmäßig gelagert. Im oberen und äußeren Teil der Niesenzone bildet der Flysch ungezählte Falten und Fältelungen, mit lokal abweichenden Streichrichtungen oder Axengefällen, aber soweit bekannt durchweg mit nach NW gerichteten Gewölbeknieen. Diese Faltungen am Niesengipfel hat Beck (Eclogae 1912) abgebildet (Taf. XX Profil 7). Prachtvoll sind sie auch am N-Absturz des Tornettaz-Grates gegen den Lac Lioson zu sehen.

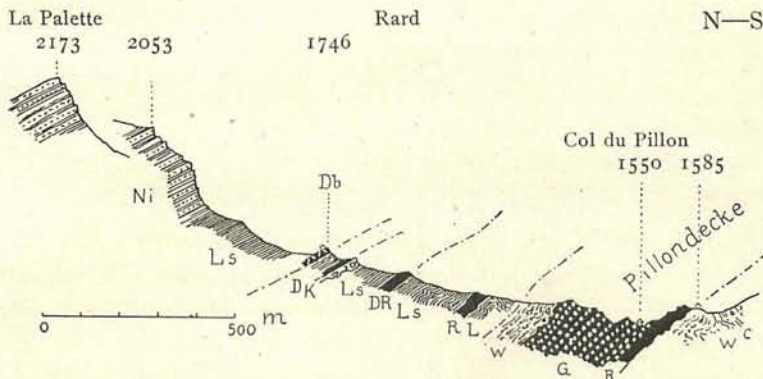


Fig. 183. Profilskizze durch die Unterlage der Niesendecke am Col du Pillon, 1 : 20000, aufgenommen von Arn. Heim, 1920.

R = Rauhwanke, G = Gips, D = Triasdolomit und Kalk, Db = Dolomitbreccie, L = Lias mit Kalkbänken, Ls = schwarzer Liasschiefer, K = kristalline exotische Riesebreccie, Ni = Niesenflysch (Bänke von grauem Sandstein und Breccie mit Schieferlagen), W = Wildflysch, mit c = Fleckenmergel der oberen Kreide.

Das Liegende der mächtigen Niesen-D. wird von dem komplizierten Decken- und Schuppenwerk der Sattelzone gebildet, von der wir im Abschnitt D: Helvetisches Deckengebirge nur den ultrahelvetischen Anteil (Plainemorte-Bonvin-D.) genauer behandelt haben (vergl. S. 461—467). Zwischen dieser und der Niesen-D. liegt ein System von Decken und Schuppen aus Trias mit mächtigem Gips und Liasschiefer, von denen wir noch nicht sicher wissen, ob sie noch als ultrahelvetisch oder bereits als infrapenninisch zu deuten sind. Diese Zone Stüblenen—Pillon bildet den Hauptanteil der Sattelzone im W, während sie gegen E ganz auskeilt (Adelboden) und dafür die Bonvin-D. anschwellen läßt (Fig. 148).

Im Tale von Ormont gibt schon Blatt XVII 1 : 100000 unter dem Niesenflysch Lias und Trias an, so daß man sich fragen müßte, ob es sich hier um die normale

Basis der Niesen-D. handelt, wie in Taf. XXI Profil 12 angegeben. Neueste Beobachtungen von Arn. Heim machen dies aber unwahrscheinlich. Er fand folgendes:

Am „Torrent“-Bach des Dorfes Diablerets, N bis NW fallend, folgen von unten: 1. Liaskalk und schwarzer Liasschiefer; 2. von einem E fallenden Bruch abgeschnitten Spuren verkehrter Quartarschiefer; 3. Triasdolomit 10 m, Rauhwacke 8 m und bankiger Triaskalk 30 m; 4. mächtiger schwarzer Liasschiefer (Wasserfälle); 5. beim Brücklein 1400 m wieder Rauhwacke darüber. Der Kontakt gegen den Niesenflysch ist durch Moräne verdeckt.

Außerordentlich merkwürdige Verhältnisse bietet der Col du Pillon (Fig. 183). Die Paßstraße ist in eine mehrere 100 m mächtige weiße Gipsmasse eingeschnitten, die 50—60° NW fällt und gelegentlich Rauhwacke einschließt. Sie liegt überschoben auf Wildflysch, und trägt selbst mit scharfem Kontakt typischen Wildflysch voller Quarzitblöcke, offenbar als normal transgressives Hangendes. Darüber folgen 3—4 mal repetiert übereinander Lias mit Kalkbänken und schwarze Liasschiefer, abwechselnd mit Trias-Rauhwacken und Dolomit, wie am Torrent. Darüber erst folgt die felsige Front des Niesenflysches (La Palette du Mont). Am SE-Absturz des Seeberghorns ist der Kontakt des Niesenflysches auf der Lias-Trias-Schuppenzone derart aufgeschlossen, daß man sich fragen muß, ob der schwarze Liasschiefer Bündnerschiefer) stratigraphisch in den Niesenflysch übergehe.

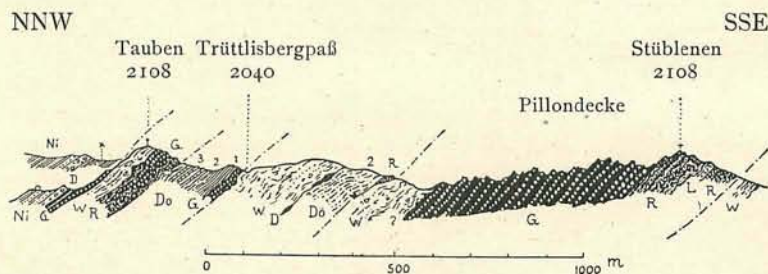


Fig. 184. Profil durch die Unterlage der Niesendecke am Trüttlisbergpaß, 1:20000, aufgenommen von Arn. Heim, 1920.

G = Gips; R = Rauhwacke; D = Triasdolomit (schwarz); L = Lias (Breccie und Schiefer); Do = Dogger (1 = Opalinusschiefer und 2 = Eisensandstein des Aalénien, 3 = glimmersandige Kalkbänke); W = Wildflysch; Ni = Niesenflysch mit grober kristalliner Breccie als Basis, bei × = Serzitschiefer.

Ein weiteres sehr lehrreiches Profil bietet der Trüttlisbergpaß zwischen Lauenen und Lenk (Fig. 184). Dem Gips des Pillon entspricht die gewaltige, verdreht ESE streichende Gipsmasse des Stüblenen. Da wie dort folgen darüber gehäuft zahlreiche Schuppen von Trias-Lias und Flysch. Außer Liasschiefer („Posidonienschiefer“) lassen sich am Trüttlisbergpaß aber auch noch mit normalen stratigraphischen Übergängen unterscheiden: Opalinusschiefer und Eisensandstein des Aalénien, sowie grauer glimmersandiger Plattenkalk mit Schieferlagen, wohl Bajocien. Bettelberg—Mülkerblatt bestehen aus normal liegender Schichtfolge von Lias (Glanzschiefer), Dogger und Oxfordschiefer. Eine Spezialuntersuchung dieses Gebietes würde wohl wertvolle Resultate bringen.

Das Trias-Lias-Profil von Laubberg ob Lenk ist schon S. 504 besprochen.

Ein Rückblick ergibt somit, daß wir als Liegendes der Niesen-D. in der Sattelzone, über der Bonvin-D., zwei tektonische Einheiten unterscheiden können, von unten:

1. Die Pillon-D., ausgezeichnet durch ihren mächtigen Gips; vermutlich gehört ihr der Gips von Bex an, sowie der eingewickelte Gips von Derborence, so dann der Gips von Pillon, von Krinnen, des Stüblenen. Hier scheint die Pillon-D. gegen E tektonisch auszuweichen und nur noch in Fetzen fortzusetzen.

2. Die Deckenschuppen des Trüttlisberg, ausgezeichnet durch Trias, vor allem Rauhwacke, Lias in rosafarbenen Krinoidenbreccien und Breccien mit

gelben Dolomitfragmenten, Lias-Glanzschiefer und Aalénienschiefer („Posidonien-schiefer“), Dogger, Oxford und Flysch ähnlich Wildflysch.

Ob die Oberlaubhorndecke (Fig. 157) mit der Zone des Trüttlisberg (Mülkerblatt) oder dem Pillon zu parallelisieren ist, müssen künftige Untersuchungen aufklären.

Zum Schluß verweisen wir auf den (S. 571) gegebenen Vergleich zwischen den tertiären Abschubmassen der oberen penninischen Decken, wie sie als Prättigauflysch im E, als Niesenflysch im W weit über die helvetischen Wurzelzonen und z. T. oberhelvetischen Decken hinaus gegen N vorgedrungen sind auf einer unentwirrbaren Verschürfungs- und Vermischungszone als Unterlage. Auch hierin zeigt sich wieder jene gewaltige Symmetrie des Ostflügels und des Westflügels im Längsverlaufe der schweizerischen Alpen beiderseits der gewaltigen Axialerhebung, die sich in den nördlichen Zonen im Auftauchen von Aar- und Gotthard-Massiv, in den südlichen in der Höhenlage des ganzen Deckenpaketes vom Simplon bis über die Adula ausspricht. Unsymmetrie im Querprofil, Symmetrie im Längsprofil sind die beherrschendsten Züge des Alpenbaues.

(Manuskript Abschnitt E abgeschlossen im Juni 1920).

Nachträge.

Nachtrag zu S. 65, 346 u. 584.

R. Staub bespricht in *Eclogae* 1920 unter dem Titel „Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens“ S. 23—26 die ihm und Argand zusammen gleichzeitig aufgetauchte Idee, daß die Taveyanazgesteine Produkte der tertiären Bergeller-Eruptiva seien.

Das Taveyanazgestein ist teils diabasischer und andesitischer Erguß, teils zugehöriger Tuff, eingelagert in Oligocän (Lattorfien). Das Material muß daher von einem tertiären oligocänen Vulkan stammen. Tertiäre Eruptiva aber sind in den Schweizeralpen und ihrer Nähe außer dem Bergeller Massiv nicht bekannt. Die Ophiolite der Bündnerschiefer fallen für das Taveyanazgestein nicht in Betracht, weil sie älter und im penninischen Deckenbau passiv mit eingeschleppt sind, während das Bergellermassiv dessen fertige Stockwerke fast ohne Lagerungsänderung durchschmolzen hat. Wenn das Bergellermassiv in seiner letzten Tätigkeit auch jünger (Miocän) ist, so kann es doch schon viel früher (Oligocän) begonnen und aus tieferem Magmaherd herauf Vulkane gespiesen haben, die die Taveyanaztuffe und Laven lieferten. Tatsächlich finden sich im Bergellermassiv die Erscheinungen einer älteren tonalitischen Intrusion. Schollen älterer basischer Ausscheidungen (Diorite, Tonalite) finden sich als Einschlüsse auch im Zentrum des Bergellergranites. Eine eigentliche basische Ganggefölgenschaft mag am Bergellermassiv gerade deshalb fehlen, weil die oligocänen Ausbrüche zu viel basische Stoffabfuhr bewirkt hatten. Im Projektionsdreieck von Osann fällt der Punkt für Taveyanazgestein mit dem der basischen Tonalite am Fornogletscher zusammen. Die Isofalie liegt bei beiden in den gleichen Werten. Weitere Untersuchungen sind notwendig. (Die bisher wohl einzige Abbildung eines Dünnschliffes durch Taveyanazsandstein hat C. Schmidt gegeben [N. Jahrb. f. Min. usw. 1888]. Er bestimmte das Gestein als quarzföührenden Diabas.)

Das Bergellermassiv mit seinen Trabanten erscheint uns also als die tief entblöÖte, erstarrte Magmakammer der Taveyanazvulkane, die schon so lange gesucht worden sind, die Taveyanazgesteine als die Ausbruchsfazies (Laven und Aschen) der Bergeller Tonalite und Granite. Die tertiären Alpen trugen über dem Bergellermassiv, dem Adamello, den Tonalit- und Dioritmassiven von Sondrio und Traversella usw. Kegel von Vulkanen so wie heute noch die Anden und der Kaukasus Vulkane mitten auf dem Kettengebirge tragen.

Auch wir halten diese Ableitung der Taveyanazgesteine von den Bergellervulkanen für sehr wahrscheinlich. Indessen sind doch gerade in der Zeitfolge noch einige Widersprüche zu lösen: die

Taveyanazgesteine sind überall, wo sie vorkommen, harmonisch in den Faltenbau einbezogen (im helvetisch-autochthonen wie im Deckengebirge), das Bergellermassiv aber nicht. Ist es denkbar, daß dort die penninische Deckenbildung schon so viel früher stille stand als die helvetische? Kaum, denn penninisches (Niesenflysch) ist ja von helvetischem eingewickelt. Oder muß man annehmen, daß die basischeren Ausbrüche älter waren als die Deckenbewegung, und daß die basische Vulkanarbe in der Tiefe verschleppt oder von der saureren überdeckt und aufgeschmolzen sei? Weitere Beobachtung wird wohl die Lösung für diese Fragen geben können.

Nachtrag zu S. 555.

R. Staub berichtet in *Eclogae* 1920 über Funde von Glaucohangesteinen. Dieselben haben tektonische Bedeutung, weil sie die aufgestellte Äquivalenz penninischer Decken und Mulden von Graubünden mit Wallis dadurch bestätigt wird.

Im Wallis finden sich Glaucohangesteine im Innern der St. Bernhards-D. Dieselben verschwinden aber gegen E rasch, ohne auch nur die Zermatttäler zu erreichen. Dagegen gibt es ein zweites Gebiet von Glaucohangesteinen im Wallis. Das sind die Glaucophanprasinite des Gornergrates und die Glaucophaneklogite von Zermatt in den Grünsteinen der mesozoischen Umhüllung der Monte Rosa-D. In Graubünden haben wir das Tambo- und Surettamassiv als Fortsetzung der Monte-Rosa betrachtet, und als Äquivalente der Zone Zermatt—Gornergrat erscheint somit die ebenso ophiolitreiche Gesteinszone zwischen Suretta- und Margna-D. vom Aversertal bis ins Malencotal hinüber. Eben in dieser, und nur in dieser Zone fand nun am Piz Duan, am Paß von Val Maroz durch Furcella nach Bergell und im Madrisertal (Avers) R. Staub völlig entsprechende Glaucophanprasinite. Es ist dies eine neue und merkwürdige Bestätigung der gegebenen Parallelisierung und zugleich des Aushaltens der Charaktereigentümlichkeiten innerhalb der verschiedenen penninischen Dn. auf weite Erstreckung im Streichen von WSW nach ENE. Die Distanz Gornergrat—Piz Duan beträgt fast 150 km.

Nach mündlicher Mitteilung von M. Lugeon hat einer seiner Schüler nun auch im Niesenflysch reichlich mikroskopisch Glaucophan gefunden, was aufs neue dessen Abstammung aus penninischen Gebieten bezeugt.

Nachtrag zu S. 575, nach Zeile 17 von oben:

Im Sommer 1920 konnte R. Staub das Malenco-Gebiet begehen. Er fand dabei, daß am N-Abhang des Monte della Disgrazia und weit herum im Malencotale eine prachtvolle, wohl 8 km breite Einwicklung der Margna-D. durch und unter die Serpentine der Suretta-D. mit geteilten und scharf umgebogenen Endigungen gegen S verfolgt werden kann. (Mündliche Mitteilungen desselben.)

Nachtrag zu Abschnitt D, E und F.

Schon S. 15—17 hätte, der Argand'schen Westalpenkarte (1911) vorangehend, als ein erster Versuch zu einer geologisch-tektonischen Karte der W-Schweiz die „Geol. Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Montblanc, entworfen von C. Schmidt 1906“ erwähnt werden sollen. („Beiträge“ Übersichtskarte Taf. IV der Erläuterungen Nr. 6.) Wir können dies hier noch nachholen, weil sie die in Abschnitt D, E und F, dazu H behandelten Gebiete beschlägt. Maßstab 1:350000. Sie faßt vortrefflich den damaligen Stand der Kenntnisse zusammen, ergänzt durch eigene Beobachtungen von C. Schmidt und, wo die Kenntnisse noch lückenhaft waren, durch seine damals berechtigten, jetzt z. T. überholten Hypothesen, die mehr in den Profilen Taf. II, III u. V zum Ausdruck kommen. Wie es dem Maßstab entspricht, gibt die Übersichtskarte das damals bekannte Detail, zugleich unterstützt durch eine stärker gegliederte Legende, reichlicher, als unsere Taf. XXVI oder als Argands Karte der Westalpen es tun konnten.

F. Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen.

Verfaßt von Alph. Jeannet 1919—1920, ins Deutsche übertragen und nur wenig kürzend oder ergänzend verändert von Albert Heim.

I. Einleitung.

Der Name „Préalpes romandes“ ist zuerst 1880 von Renevier in die Geologie eingeführt worden. Die Préalpes romandes werden von der Arve bis zur Aare gebildet von den zusammenhängenden Gebirgsketten zwischen dem Molasse-land im NW und den Hochalpen helvetischer Fazies im SE, während im W und E dieser Flüsse nur noch Reihen getrennter Erosionsrelikte („Klippen“) davon erhalten geblieben sind. Diese ruhen auf den helvetischen Decken, die ihrerseits dort den Alpenstirnrand bilden. Vom Rhein gegen E setzen sie wieder in zusammenhängender Masse ein, überlagert von den höheren tektonischen Gliedern der ostalpinen Dn., während sie an ihrem westlichen Ende als die höchsten Decken der Westalpen erscheinen. Trotz der hie und da weiten Lücken, besonders zwischen Aare und Rhein, sind die Schubdecken der Préalpes auf eine Erstreckung von über 300 km bekannt. Ihr fremdartiges Auftreten hat, besonders in den letzten 25 Jahren, zu zahlreichen Untersuchungen und Controversen geführt. Nach und nach aber ist Übereinstimmung bei den Geologen erlangt worden, und der Gegner unserer jetzigen Überschiebungstheorie sind nur noch wenige geblieben.

Die Bezeichnungen „Préalpes romandes“, Préalpes, Préalpes médianes usw. haben zu Mißverständnissen geführt. Geographische Namen wurden für geologisch-tektonischen Inhalt gebraucht. Wir verstehen unter Préalpes nach der ursprünglichen Bedeutung und in der ursprünglichen Sprache das Voralpengebirge zwischen Arve und Aare, ausschließlich der Niesenzone und der Internzone und Externzone, welche letztere nur den Rahmen und das Kissen der Préalpes bilden. Nachdem durch Lugeon nachgewiesen worden ist, daß die „Préalpes internes“ (Sattelzone) und die „Préalpes externes“ (Externzone) in ihrer Wurzelregion mit der Wildhorndecke zusammenhängen, also helvetisch (ultrahelvetisch) sind, ist die Bezeichnung „nappes des Préalpes“ oder „nappes préalpines“, auch diese Zonen einschließend, verwirrend und unpassend geworden. In Parallele zu den helvetischen Decken (mit Rhein-Rhone-Tal Wurzelzone) bezeichnen wir (nach einem mündlichen Vorschlag von Arnold Heim) die drei Schubdecken der eigentlichen Préalpes romandes (mit Wurzelzone bei Locarno u. Sdavon) als romanische Decken, nappes romandes. Diese bilden außer den Préalpes die durch Erosion abgetrennten sogen. Klippen von Savoien und der Mittelschweiz. Östlich des Rheines setzen gegen S die romanischen Decken in die ostalpinen Decken Graubündens fort. Wie die Niesendecke und der Prättigauflusch zu den penninischen Decken, so gehören die romanischen Decken größtenteils zur Gruppe der unterostalpinen Decken als deren von den kristallinen Kernen losgetrennte sedimentäre Stirnregionen (vergl. Fig. 14). Den Namen der ostalpinen Decken für die Gebirgslieder von E Graubünden geben wir deshalb doch nicht auf, weil die Parallelisierung mit den romanischen Decken noch nicht im einzelnen möglich ist, und besonders weil die ostalpinen Decken noch verschiedene tektonische Stockwerke enthalten, die nicht bis in die romanischen Decken hinausgedrungen sind.

Die Dreiteilung der romanischen Decken in den Préalpes (Taf. XXX).

Nach der der Beobachtung zugänglichen Stellung und der Natur ihrer Sedimente sind in den Préalpes drei verschiedene Faltenstockwerke oder Decken der romanischen Deckengruppe zu unterscheiden, und zwar von den höchsten zu den tieferen:

3. **Simmen-D.** (früher genannt „rhätische D.“ nach Steinmann 1906, Rabowski und Jeannet). Sie kommt nur in kleinen getrennten Lappen vor: Les Gêts, Nairvaux, Vert-Champ, Simmental, Umgebung von Iberg (Schwyz).

2. **Breccien-D.** (G. Steinmann), „Nappe de la Brèche du Chablais-Hornfluh“ (Schardt, Lugeon, F. Jaccard, F. Rabowski), Chablais-Hornfluh-D., Nappe de la Brèche oder Hornfluh-D. Die Hauptausbreitung derselben liegt zwischen der Arve und der Rhone (im Chablais). Getrennte Lappen finden sich zwischen Rhone und Aare (Chamossaire, Rubli—Gummfluh—Hornfluh—Simmental); E der Aare ist sie nicht sicher festgestellt.

1. **Klippen-D.** (Steinmann 1906), „Nappes des Préalpes médianes“ (Lugeon 1901) oder oft nur: „Préalpes médianes“.

Wir vermeiden die zwar sehr gebräuchliche Bezeichnung „Préalpes médianes“, weil es bei derselben oft unklar bleibt, ob „médiane“ topographisch nach der Längsrichtung oder nach der Quer- richtung, oder aber ob es deckentektonisch, und in diesem Falle, wie es gemeint sei. Man lasse sich nicht dadurch verwirren, daß in den Taf. XX, XXI, XXVI und XXVII, die einige Jahre vor diesem Text hergestellt worden waren, statt der hier vorgeschlagenen Bezeichnungen auch noch andere der bisher gebräuchlichen schwankend angewendet sind.

Die Klippen-D. bildet die Hauptmasse der Préalpes von Savoien, Waadtland, Freiburg und Bern, sowie der Klippen. Solche Klippen sind: Les Annes und Sulens (Hte. Savoie), Blockzone im NW des Sigriswilergrates (?), Giswilerstöcke, Stanserhorn—Arvirgrat, Buochserhorn—Musenalp, Klevenstock, Mithen, Schien—Roggenstock bei Iberg. Östlich des Rhein setzt die Klippen-D. fort in Form von verschuppten Paketen im Rhätikon und von dort unter dem Namen Sulzfluh-D. gegen S bis über Tiefenkastel.

Die Decken und Schuppen der Internzone und der Externzone (penninisch und ultrahelvetisch) bilden nur das Kissen und den Rahmen der Préalpes, bestehen aber nicht aus romanischen Decken und treten auch orogenetisch zurück. Sie sind an anderem Orte (S. 461—472 und Niesen S. 584) besprochen.

Die sichtbare Unterlage der Préalpes, wo ihr Kissen weggeschürft ist, das ist unter dem Môle (Tal der Arve), bei Bouveret, im Val d'Iliez und in der Umgebung von Vevey, besteht aus roter Molasse, die im Val d'Iliez normal auf autochthonem helvetischem Flysch ruht (Taf. XXI, 14).

Zur Geschichte der geologischen Erkenntnis der Préalpes.

Aus der ausgedehnten Literatur über die Préalpes romandes ragen von Zeit zu Zeit den Stand der Kenntnisse zusammenfassende Werke hervor. Dahin zählt als erstes B. Studer, „Geologie der westlichen Schweizeralpen“ 1834. Hier findet sich die erste geologische Karte mit Übersichtsprofilen und einem ersten Versuch zu einer Synthese. Für den Teil W der Rhone bringt Alph. Favre („Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisine du Mont-Blanc“, 1867) das Entsprechende. Darauf folgen Untersuchungen und Beschreibungen begrenzter Gebiete. Die wichtigsten derselben sind: V. Gilliéron („Beiträge“ Lfg. 18, 1885) für die Freiburger und Berner Voralpen, E. Favre et H. Schardt („Beiträge“ Lfg. 22, 1887) für die

Waadtländer und Savoier Préalpes bis an die Drance. E. Renevier („Beiträge“ Lfg. 16, 1890 und Spezialkarte 7) behandelt die Nachbarschaft der Préalpes vaudoises, M. Lugeon (Bull. Serv. carte géol. France T. VII 1896) die Region der Chablais-Breccie. Diese Werke bilden die Textbände der Blätter XVI 2. Aufl. mit Erläuterungen, XVII und XII der geologischen Karte der Schweiz in 1:100000 und der Blätter Thonon et Annecy der französischen Karte 1:80000.

Erst nach der Durchführung dieser Lokaluntersuchungen konnte eine neue Erklärung der Erscheinungen versucht werden (vergl. S. 14). Von Marcel Bertrand (Bull. Soc. Géol. France 1884) vorausgesehen, dann wieder verlassen, wurde 1893 die Theorie der Préalpes in präziser Fassung von H. Schardt formuliert (1893 „L'origine des Préalpes romandes“ Arch. Genève, 1898 „Les régions exotiques . . .“ Bull. Soc. Vaud., 1900 „Encore les régions exotiques . . .“ Bull. Soc. Vaud.). Zuerst (von E. Haug u. a.) heftig bekämpft, wurde sie durch M. Lugeon aufgenommen und erweitert („Les grandes nappes etc.“ B. S. G. F. 1902). Seither sind die weiteren Studien bald mehr in tektonischer, bald mehr in stratigraphischer Richtung ins einzelne vertieft worden, meistens im Hinblick auf die aufgestellte Theorie, und haben dieselbe bestätigt. Betreffend die isolierten Voralpenrelikte, die „Klippen“ vergl. S. 11.

Außer den schon oben zitierten Werken kommen im allgemeinen die hier nachfolgenden in Betracht, während die Spezialarbeiten über den jeweiligen Kapiteln genannt sind.

Préalpes.

- 1856 C. Brunner v. Wattenwyl, Geologische Beschreibung der Gebirgsmasse des Stockhorns, mit 1 Karte. N. Denkschr. S. N. G.
- 1892 Marcel Bertrand, Le Môle et les collines du Faucigny, Bull. Serv. Géol. France, Vol. IV Nr. 32.
- 1893 E. Renevier, Géologie des Préalpes de la Savoie. Eclogae, 2 pl. de profils.
- 1894 E. Haug, L'origine des Préalpes romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie. Arch. Genève Vol. XXXII.
- 1899 E. Haug, Les régions dites exotiques du versant Nord des Alpes suisses. Réponse au Dr. H. Schardt. Bull. Soc. Vaud.
- 1904 F. Jaccard, La région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes bernoises). Bull. Lab. Géol. Lausanne Nr. 4, 1 carte.
- 1905 G. Steinmann, Die Schardt'sche Überfaltungstheorie. Ber. N. G. Freiburg i. Br. Vol. XVI.
- 1907 F. Jaccard, La région Rubli—Gummfluh (Préalpes médianes). Bull. Lab. Géol. Lausanne Nr. 11, avec 1 carte.
- 1908 H. Schardt, L'évolution tectonique des nappes de recouvrement. Eclogae. — Und: Programme et compte-rendu de l'excursion dans les Alpes de la Gruyère et du Pays d'Enhaut vaud. Eclogae avec profils.
- 1909 F. Rabowski, Sur l'extension de la nappe rhétique dans les Préalpes bernoises et fribougeoises. C. R. Acad. Sc.
- 1909 E. Haug, Caractères stratigraphiques des nappes des Alpes franç. et suisses. C. R. Acad. Sc. — Und: Sur les racines des nappes supérieures des Alpes occidentales. C. R. Acad. Sc.
- 1909 F. Jaccard, La région du Mont d'Or (Ormons-dessous) et ses relations avec le Flysch du Niesen. Eclogae.
- 1912/13 A. Jeannet, Monographie géologique des Tours d'Aï etc. „Beiträge“ n. F. Lfg. 34 und Spezialkarte 68. 1. Teil.
- 1913 André Chaix, Géologie des Brasses (Hte. Savoie). Eclogae avec carte.
- 1916 E. Argand, Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclogae.
- 1918 G. Henny, La géologie des environs de Montreux. Bull. Lab. Géol. Lausanne Nr. 23 avec 1 carte.
- 1918 A. Jeannet, Monogr. géol. d. Tours d'Aï etc. „Beiträge“ 2. Teil.
- 1919 Ed. Gerber, Über den Aufbau des Wirtneren- oder Langeneckgrates (W von Blumenstein). Mittl. N. G. Bern.
- 1919 F. Rabowski, Les rides géanticlinales dans la mer des Préalpes médianes aux temps secondaires. Bull. Soc. Vaud.
- 1920 F. Rabowski, Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. „Beiträge“ n. F. Lfg. 35, 1 und Spezialkarte 69.

Klippen.

- 1875 F. J. Kaufmann, Fünf neue Jurassier. Jahrb. d. S. A. C., Jahrg. 11.
 1893 E. Quereau, Die Klippen von Iberg. „Beiträge“ n. F. Lfg. 3 mit 1 Karte.
 1894 C. Schmidt, Die Klippen, in Livret-guide géologique S. 121—124.
 1899 A. Tobler, Vorläufige Mitteilung über die Geologie der Klippen am Vierwaldstättersee. Eclogae.
 1899 E. Hugli, Die Klippenregion von Giswyl. Denkschr. S. N. G. und 1 Karte.
 1905 A. Tobler und A. Buxdorf, Programm f. d. Excursionen d. Schw. geol. Ges. in der Klippenregion am Vierwaldstättersee. Eclogae mit 2 Tafeln.
 1906 Henry Hoeck, Über den Deckenbau der Iberger Klippen. Cent. Bl. Min., Geol. und Pal.
 1907 G. Niethammer, Die Klippen von Giswil am Brünig. Cent. Bl. Min., Geol. und Pal.
 1907 Arnold Heim, Über den Berglitenstein und die Grabserklippe. Eclogae.
 1920 Peter Christ, Geol. Beschreibung des Klippengebietes Stanzerhorn-Arvisgrat am Vierwaldstättersee. „Beiträge“ n. F. Lfg. 12 mit Profilen.

II. Stratigraphie der romanischen Decken in den Préalpes und den Klippen.

Allgemeines.

Die ersten Versuche, die Formationen der Préalpes mit denen anderer Länder zu parallelisieren, stammen von dem englischen Geologen Buckland aus dem Jahre 1821. Veranlaßt durch das Steinsalz in Bex und die Kohlen im Simmental, Pays d'Enhaut und Unterwallis, sowie auch durch die Steinbrüche von St. Triphon, Roche und Mont-Arvel wurde die Aufmerksamkeit hier viel schneller auf die Fossilien als auf die tektonischen Erscheinungen gelenkt. Die Pioniere der Stratigraphie und Paläontologie in diesen Gebieten, wie Brunner v. Wattenwyl, W. A. Ooster, E. Renevier, verwendeten vielfach von bezahlten Sammlern beigebrachtes Material. Daraus ergaben sich viele Irrtümer und Ungenauigkeiten, die noch keineswegs alle korrigiert sind. Klassische Fundorte sollten, an Hand von, durch wirkliche Geologen in der Schicht gesammelten Fossilien, neu studiert werden. Um nur ein Beispiel zu nennen: die Schlüsse von O. Hug über den unteren und den mittleren Lias von Blumenstein-Allmend und Langeneckgrat (siehe Lias) sind falsch, weil sie auf Fossilien gegründet sind, die von Sammlern überall im Gebiet zerstreut, aber nicht in der Schicht selbst gefunden worden sind. Statt Cephalopoden aller Zonen vom Hettangien bis und mit dem mittleren Lias findet man in Wirklichkeit dort nur Lotharingien und Pliensbachien mit sehr reicher Fauna in eine einzige Schicht von 40 cm kondensiert. Ältere Sammlungen und Angaben sind also nur mit großer kritischer Umsicht zu benutzen. Die Lagerstätten müssen wieder aufgesucht werden. Nur große Fossilserien führen zu sicheren Vergleichen.

Man kann im allgemeinen sagen, daß alle anderwärts gefundenen paläontologischen Horizonte auch in den Préalpes vertreten sind. Der Malm jedoch ist in dieser Hinsicht am ärmsten. Manche Lagerstätten im Lias und Dogger würden sich wohl bei eingehender Prüfung als von den reichsten unter den bekannten überhaupt herausstellen.

Die Parallelität der isopischen Zonen mit dem tektonischen Streichen zeigt mehr und mehr Ausnahmen auch im Gebiete der Préalpes. Wenn sie im großen für manche Schichtgruppen zutrifft, ist das für andere wieder nicht der Fall. Die N-Grenze des Mytilus-Dogger auf der linken Seite des Rhonetales z. B. schneidet mehrere Falten, während sie sich zugleich nach S ausbuchtet. Das mergelige Neokom in den Brasses (Hte. Savoie) keilt ebenso wohl gegen NW als gegen SW aus. Richtig bleibt, daß im allgemeinen die größten Faziesunterschiede in der Querrichtung zu den Ketten beobachtet werden, während weit mehr Konstanz in der

Streichrichtung vorhanden ist. Die Lücken im unteren Lias z. B., auf welche die Aufmerksamkeit in den letzten Jahren gelenkt worden ist, zeigen sich in Längszonen. Wenn auch von einer tektonischen Einheit zur andern oft beträchtliche Unterschiede in der gleichen Stufe sich einstellen, so kann doch auch das Gegenteil zutreffen. So ähneln Trias und Rhät der Breccien-D. den N-Teilen der Klippen-D., nicht aber dem S-Teile der gleichen Klippen-D., welcher mehr der S und E-alpinen Fazies entspricht. Hat man bisher das Hauptgewicht auf die Unterschiede zwischen den verschiedenen Decken gelegt, so ist es heute notwendig, auch die Ähnlichkeiten zu suchen, denn auch daraus können sich Hinweise auf ihre ursprüngliche Anordnung und Übereinanderlagerung ergeben, wo darüber noch Zweifel bestehen.

In der folgenden Darstellung werden wir die stratigraphischen Abteilungen innerhalb der verschiedenen Decken, Klippen-D., Breccien-D. und Simmen-D. prüfen, indem wir jeweilen die Unterschiede wie die Ähnlichkeiten hervorheben, die zwischen den Decken oder gegenüber benachbarten oder tektonisch analogen Regionen bestehen (Tab. 1).

Permo-Carbon der Chablais-Hornfluh-D.

A. Favre 1867, M. Lugeon 1896, E. Renevier 1899, Kilian et Révil 1908 „Et. géol. Alpes occid.“ Vol. II fas. I.

Einzig aus der Basis der Chablais-Hornfluh-D. sind bisher paläozoische Schichten bekannt. Nur wenige Vorkommnisse (Col de Coux und Vallée de Morgins) liegen auf Schweizerboden oder an der Grenze, die anderen in Hochsavoiien.

Carbon.

Nach von B. Studer und Vilanova 1850 gesammelten Pflanzenresten hat A. d. Brongniart das Carbon Savoien zuerst festgestellt. Es besteht aus wechselnden Schichten wenig metamorpher weicher Glimmersandsteine und glimmeriger schwarzer Schiefer. Das Hauptvorkommnis befindet sich in der Umgebung von Tanninge, Schlucht von Foron im Tal des Giffre. 1787 wurde dort nach A. Favre glänzender Anthrazit ausgebeutet. Die Ausbeute wurde mehrmals aufgenommen und wieder verlassen. SE von Morgins (Ortschaft auf Schweizerboden am Paß von Val d'Illicz nach Savoien) enthalten die ca. 50 m mächtigen glimmerigen Carbon-sandsteine schlecht erhaltene Neuropteris heterophyllia, Cordaites, Asterophyllites. Neueste Nachgrabungen haben auch hier Anthrazitschiefer festgestellt.

Aus dem Vorkommen von *Annularia stellata* in Taninge, welche Form in tieferen Schichten fehlt, schließt Zeiller, daß es sich um oberes Westphalien handelt, während die meisten anderen alpinen Carbonvorkommnisse (Arbignon usw.) dem Stephanien angehören. Nach Kilian besitzt das Carbon des Chablais die Fazies des Briançonnais. Indessen sind bis jetzt in den Préalpes noch keinerlei Konglomerate gefunden worden, die doch in den übrigen alpinen Vorkommnissen so verbreitet sind.

Perm.

Perm wurde von Renevier und Lugeon um 1893 entdeckt. Es ist im allgemeinen gebunden an die Carbonvorkommnisse. Es bildet rote Konglomerate aus vorherrschend kristallinen Geröllen. Arkosen, Sandsteine, „Schistes lie-de-vin“

begleiten sie. In den Umgebungen von Morgins und am Col de Coux sind diese letzteren Schichten gut entwickelt und sie bedecken auch das Carbon von Taninge. Darüber folgen die weißen und grünlichen Quarzite der Triasbasis. Die Konglomerate unterscheiden sich vom Sernifit der Glarneralpen nur durch viel schwächere Zementation. Ihre Stellung zwischen Carbon und Trias ergibt das permische Alter; paläontologische Beweise fehlen. Kilian stellt sie wegen der Abwesenheit von Met. zur Fazies des Briançonnais.

Trias (mit Tabelle II).

Spezielle Literatur über die Trias der Préalpes:

- 1838—1841 F. A. Quenstedt, B. Studer, Bronn, L. v. Buch, H. L. Wissmann. Korrespondenz aus Tübingen, Bern, Bonn, Heidelberg. N. Jahrb. f. Miner. (Für Detail siehe Jeannet „Beiträge“ 1912 und 1918.)
- 1879 und 1890 U. Stutz, Keuperdecken am Vierwaldstättersee. N. Jahrb. f. Miner.
- 1894 M. Lugeon et P. Jaccard, Découverte de Gyroporelles dans le Trias du Chablais. B. S. G. Fr. Vol. XXII.
- 1903 Frech und Philippi, Lethaea geognostica. Trias. Heft 1.
- 1908 F. Jaccard, Brachiopodes, trouvés dans le calcaire de St. Triphon. Bull. Soc. Vaud.
- 1908 W. Kilian et J. Révil, Etudes géol. dans les Alpes occid. Vol. II.
- 1909 A. Jeannet et F. Rabowski, Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar. Eclogae.
- Für die Trias der Graubündner Alpen:
- 1910 W. v. Seidlitz, Aufbau d. Geb. in der Umgebung der Straßburgerhütte des D. u. Ö. Alpenver. Einweihungsfestschr.
- 1916 D. Trümper, Geol. Unters. W-Rhätikon. „Beiträge“ n. F. Lfg. 46.
- 1919 J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster, R. Brauchli, Vierteljahrsschr. N. G. Zürich.

Die Zuweisung von manchen Gesteinen zur Trias blieb lange streitig. Da so oft Gips und Rauhwaacke dem Flysch direkt aufgeschoben liegen, haben sie manche Beobachter für Tertiär gehalten (Syl. Chavannes, M. de Tribolet). Andere stellten sie teils zur Trias, teils ins Tertiär je nach Lagerung (V. Gilliéron, H. Schardt), während schon Alph. Favre 1858 und E. Renevier 1864 Gips und Rauhwaacke immer als Trias betrachteten. Seit 1891 sind alle Autoren einig in diesem Sinne.

Paläontologische und petrographische Tatsachen gestatten heute eine befriedigende Einteilung der Trias der Préalpes für Stellen mit annähernd vollständigen Schichtreihen. Die Trias findet sich hauptsächlich in der Klippen-D. Auch die Breccien-D. enthält solche. Die Trias von Iberg (Roggenstock—Mördergrube) gehört in die Simmen-D., vielleicht sogar zu einer noch höheren Einheit.

Die Trias in der Klippen-D. der Préalpes.

Die Entdeckung des Muschelkalkes in den Préalpes machte folgenden Weg: Die erste Feststellung des Alters der schwarzen Kalke von St. Triphon durch Mousson 1822 war richtig. Später, etwa 1836, wurden einige Fossilien von St. Triphon an Quenstedt gesendet. Derselbe lieferte (N. Jahrb. 1838) eine Liste der Arten. Die Fauna wurde von ihm dem unteren Muschelkalk zugeschrieben. Sie bestand hauptsächlich aus Gasteropoden und Dentalium und stammte wahrscheinlich aus Fossilnestern aus dem Steinbruch von St. Triphon-Dorf. Niemals ist diese Fauna wieder im Anstehenden gefunden worden. Das Museum in Lausanne besitzt einige Stücke dieses alten Fundes. Es entstand eine heftige Diskussion. B. Studer, A. Escher und Ch. Lardy bestanden auf der Unwahrscheinlichkeit dieser Altersbestimmung, die dagegen von F. A. Quenstedt festgehalten und von L. v. Buch bestätigt wurde. Studer verfiel dann auf die Hypothese, vulkanische Explosionen hätten die Fossilien aus älteren Schichten ins jüngere Meer geworfen. Bronn und

Wissmann blieben nach Untersuchung der Fauna bei abwartender Haltung, und der letztere erklärte sogar, die Existenz von Muschelkalk in St. Triphon sei noch zu beweisen. Von da an wurden diese Marmore bald zum Lias (B. Studer, Lardy, Ooster, Renevier), bald in den oberen Jura (L. Agassiz, Desor) und sogar in die Kreide gestellt. 1873 indessen schrieb sie Renevier zweifelhaft dem Virglorien zu, hielt aber an dieser Altersbestimmung nicht fest. Erst 1894 kam Lugeon auf das Muschelkalkalter der Gesteine von St. Triphon zurück auf Grund seiner Entdeckung von Diploporen im Couloir de Châble-Croix (Trévenusaz) und St. Triphon. 1911 fanden Jeannet und Rabowski in St. Triphon *Spirigera trigonella* und spezifisch bestimmbare Diploporen. Was Mousson 89 Jahre und Quenstedt 73 Jahre früher erkannt haben, ist dadurch endgültig bestätigt.

Anmerkung. Die Diploporen oder Gyroporellen sind marine kalkbildende Algen aus der Gruppe der verticillierten Siphoneen (Röhrenalgen, Dasycladaceen). Die lebenden Vertreter der Gruppe (z. B. *Neomeris* und *Acetabularia*) zeigen sehr verwickelten Bau. Meistens verkalkt eine zentrale Columella nicht, dagegen die durch verästelte seitliche Auswüchse gebildete Rinde derselben, die nun ein poröses Röhrchen bildet. Bei der gewöhnlichen Versteinerung, die niemals spätig wird, werden diese Gebilde leicht unkenntlich. Man freut sich, wenn sie noch durch hellere Färbung im dunkleren Kalk sichtbar sind. Im Falle der Verkieselung bleiben sie am besten erhalten (Fig. 216). Sie bilden meistens an einem Ende zugerundete, segmentierte, durchporete Röhrchen von 2—3 mm Durchmesser und 5—10 mm Länge, die in großer Zahl das Gestein erfüllen und — sei es erhalten oder umgesetzt — mächtige Gesteinsmassen bilden können. Es werden bei uns etwa ein halbes Dutzend Arten genannt. In geeigneter Fazies gehen sie durch die ganze mittlere und obere alpine Trias, als häufige und leitende Fossilien hindurch. Mit dem Rhät verlieren sie ihre stratigraphische Bedeutung und werden nur noch — in anderen Gattungen — spärliche lokale Vorkommnisse. In den Schweizeralpen kennt man sie außer der Trias besonders in Schwärmen im Schratenkalk (*Salpingoporella*). Eine humorvolle Episode erlebte man 1894, nachdem Golliez kleine *Apicrinus*-glieder im Hochgebirgskalk für Gyroporellen gehalten, und darnach die ganze Stratigraphie und Tektonik der helvetischen Alpen umformen wollte (Livret Guide 206—211).

Die Trias der Klippen-D. ist wie folgt gegliedert:

Mittlere und obere Trias. Die Schichtfolge ist im N-Teil der Klippen-D. recht verschieden vom S-Teil. Im N treffen wir ziemlich gleichförmig von oben nach unten:

- c) Dolomitische Kalke, blond, pulverig, wechsellagernd mit mehr oder weniger tonigen grünen, rötlichen, violetten oder dunkeln Mergeln, die nach oben zunehmen.
- b) Rauhwaacke (Zellendolomit, Cornieule).
- a) Gips.

Untere Trias (Buntsandstein-Werfenerschichten). Die sonst so weit verbreiteten Quarzite an der Basis der Trias sind einzig in Chalex S Aigle an der Straße von Aigle nach Ollon gefunden worden. Diese Gesteine sind hier eingeklemmt als „falsche Synklinale“, den Antiklinalkern der D. repräsentierend. Die Entblößung zeigt 2—2¹/₂ m Mächtigkeit, die wirkliche Mächtigkeit ist ohne Zweifel größer.

Die Absätze der mittleren und oberen Trias sind wesentlich lagunär und entsprechen der germanischen Fazies der Trias. Die Variationen sind gering und die Abweichungen nur lokal. Sandsteine mit Pflanzenspuren sind bekannt von Chavornaire bei Vouvy (unt. Wallis), Matringe, Pointe d'Uble und Haute-Pointe (Chablais).

Entlang dem südlichen Erosionsrand der Klippen-D. ist die Trias auffällig verschieden ausgebildet. Sie erstreckt sich hier von Trévenusaz über das Rhonetal St. Triphon, Grande-Eau, oder Mont d'Or, Gummfluh und Spielgerten ins Diemtigtal. An den Schluchteinschnitten im unteren Teile des Tales der Grande-Eau, wo nur die

oberen Teile der Schichtreihe erhalten sind, zeigt sich vollständige Kontinuität in der Ablagerung zwischen Trias und Lias. Überall anderwärts fehlen die oberen Schichtmassen der Trias, so daß dann die Mytilusschichten (Dogger) oder der Malm unmittelbar auf der mittleren Trias ruhen. Auf dem Kontakt erscheinen dann roter Bohnerzton (Trévenetssaz, Gummfluh, Spielgerten), der den Rückstand einer Denudationsperiode während dem Lias und vielleicht dem unteren Dogger bedeutet.

Faßt man die Beobachtungen in den Profilen vom Val d'Illicz bis Diemtigtal zusammen, so gelangt man für die südliche Triaszone der Klippen-D. zu folgender Entwicklungsreihe von oben nach unten:

a) Bunte Mergel, Keuperfazies und helle dolomitische Kalke; seitliche Übergänge der letzteren in dunkle grobbankige Kalksteine (Vallée de la Grande-Eau zwischen Sépey und Aigle) = Keuper-Hauptdolomit, einzige Stelle.

b) Obere Rauhwacke, stellenweise Sandkalk mit *Myophoria Goldfussi*, auch Einlagerungen dunkler oder gelber Mergel, Raiblerschichten.

c) Dunkle Diploporenkalke = Wettersteinkalk.

d) Schwarze oder „gewürmelte“ Kalksteine mit Muschelkalkfossilien (Bänke mit Brachiopoden von St. Triphon).

e) Schwarze oder rosenrote, dolomitische, kristalline Kalke, hie und da brecciös (St. Triphon) mit Diploporen.

f) Untere Rauhwacke.

g) Quarzite.

Die Schichtreihen d—f gehören nach den zwei darin enthaltenen Niveaux von Diploporen zum alpinen Muschelkalk.

Sehr oft erscheinen mächtige Anhäufungen von Gips unter der oberen Rauhwacke. Man wird zu der Annahme eines seitlichen Überganges der tieferen Horizonte in Gips geführt, der diese ganz oder teilweise ersetzen kann. Gleiche Beobachtungen stammen auch aus den franz. Alpen.

Einige Detailprofile mögen die Zusammensetzung dieses alpinen Muschelkalkes vorführen:

Die berühmten „Marmore von St. Triphon“ werden an mehreren Stellen des dadurch dem Verschwinden geweihten Inselberges gebrochen. Das folgende Profil, von unten nach oben notiert, entspricht den derzeitigen Aufschlüssen im Steinbruch beim Bahnhof von St. Triphon (in Fig. 185 mit den entsprechenden Buchstaben bezeichnet).

a) Schwarzer dichter Kalk mit zackigen Schichtfügensuturen, nimmt schöne Politur an und heißt deshalb unter den Technikern „Marmor“. Enthält einzelne Einlagerungen von mergeligem Kalkstein in Platten („bancs pourris“ der Steinbrucharbeiter), 10 m.

b) Schwarzer Kalk, 4 m mit einer Brachiopodenbank (*Coenothyris vulgaris*, var.; *Crurata carinthiaca* und var.).

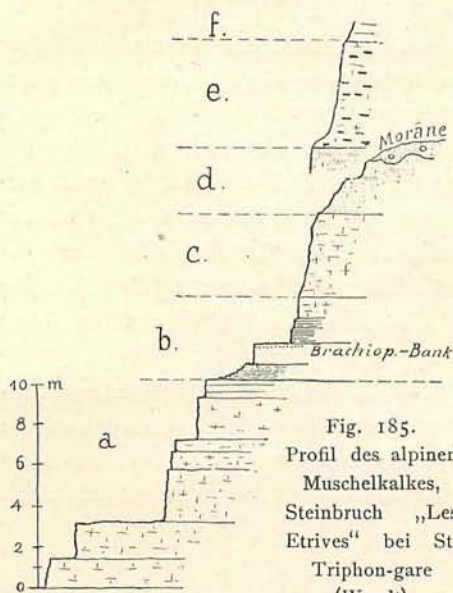


Fig. 185.
Profil des alpinen Muschelkalkes, Steinbruch „Les Etrives“ bei St. Triphon-gare (Waadt).

c) Dicke Bank, ca. 4 m, grauer massiger Kalk mit umkristallisierten Fossilresten (Korallen?).

d) Körniger grauer zoogener Kalk mit oolithischen Streifen (*Gervillia socialis*, *Spirigera trigonella*, *Spiriferina fragilis*, *Aulacothyris cf. angusta*) 3—4 m.

e) Schwarzer Kalk mit Kieselknollen (*Spirigera trigon.*) ca. 10 m.

f) Schwärzliche Kalke mit Diploporen (*Physoporella pauciforata*).

g) Im NW des Dorfes St. Triphon beobachtet man die höchsten Schichten der Serie als kristalline weißliche oder rosafarbene Breccien und Kalksteine mit unbestimmbaren Diploporen.

Nach den tektonischen Verhältnissen der Gegend müssen wir annehmen, daß diese Schichtfolge umgekehrt liege. Die Schichten g finden sich auch im Tale der Grande-Eau tatsächlich an der Basis der Trias, freilich mit nur lokaler Ausdehnung.

Die beiden folgenden Profile sind im Diemtigtal von F. Rabowski aufgenommen worden. Sie zeigen die Aufeinanderfolge in verschiedenen Niveaux besonders mit dem Auftreten der Sandkalke mit *Myophoria Goldfussi*, welche die Raiblerschichten vertreten.

Die Schuppe des Twirienhornes hat von oben nach unten folgendes Profil:

10. Obere Rauhwanke, stellenweise erhalten.

9. Kalksteine, hie und da sandig, 0—40 m.

8. Schwärzlicher Kalk, manchmal mergelig, in den oberen Teilen mit seltenen Echinodermentrümmern und *Terebratula (Coenothyris) vulgaris*, sehr typisch. 10—15 m.

7. Dunkelgraue Kalke, etwas dolomitisch, mit Einlagerungen von kieseligen Bänken von *Myophoria Goldfussi* und *M. elegans*, kleinen Gasteropoden und Dentalien. 15 m.

6. Schwarzer, oft mergeliger Kalk mit *Lima striata* und *Encrinus liliiformis*. 60 m.

5. Kalkstein, oft dolomitisch, mit kleinen hellen Linsen in eingelagertem Plattenkalk. 200 m.

4. Dunkelgrauer Kalk, etwas dolomitisch mit Einlagerungen von Kalk in Plättchen, an der Basis gewürmelt (*vermiculés*). 30 m.

3. Schwarzer Kalkstein, stellenweise dolomitisch mit *Physoporella pauciforata*, oft von kleinen Gasteropoden begleitet (*Naticopsis*) und *Dentalium*. 10—15 m.

2. Gewürmelter Kalkstein in Bänken von 10—20 cm mit Einlagerungen dolomitischer Bänke, 20—30 m.

1. Untere Rauhwanke, auf dem Niesenflysch liegend. 50 m.

In der Fortsetzung des Spiegelgerten S von Diemtigen treffen wir an der NE-Seite der Kilchfluh von oben nach unten folgendes Profil: 8. *Mytilusdogger*. 7. Kalkstein in dünnen Lagen, oft in Zwischenlagerungen mit dolomitischen Kalken, mit *Myophoria Goldfussi*, mit seitlichem Übergang in Rauhwanke, 40—50 m. 6. Mehr oder weniger dolomitischer, schwärzlicher Kalkstein mit zerstreuten kleinen weißen Punkten und helle dolomitische Kalke, stellenweise breccios, 450 m. 5. Krümlige schwärzliche, graue Kalke, 10 m. 4. Schwärzliche dolomitische Kalke mit *Calcitadern*, 15 m. 3. Dolomitische mergelige Kalke, dünnplattig, 10 m. 2. Fein zuckerkörniger Dolomit, hie und da eischüssig durchzogen, 20 m. 1. Rauhwanke, 5 m. Große Gipsmassen können von der Seite in die dunklen und dolomitischen Kalke ersetzend einbrechen.

Die Trias in den Klippen der Mittelschweiz.

Rhät und Muschelkalk mit Fossilien hat in den Klippen erstmals am Buochserhorn U. Stutz entdeckt. Beide in den Préalpes unterschiedenen Typen der Trias finden sich auch in den Klippen. Die nördliche, ausschließlich lagunäre Fazies kommt vor am Stanserhorn, Buochserhorn und an den Mithen, sowie im N-Teil der Giswilerstöcke (Rotspitz, Jänzimattberg). Von Zwischenmithen hatte schon Kaufmann Pflanzen erwähnt. Nach P. Christ („Beiträge“ n. F. Lfg. 12, 1920) ist dort das zusammengefaßte Schichtenprofil unter dem Lias folgendes:

2. Roter Ton, gelbgraugrüne tonige dolomitische Mergel, grauer Dolomit, dickbankige plattige Dolomite und Mergel, ca. 38 m.

1. Schwarze und braune, stellenweise sandige Mergel mit sandigen Dolomitbänken und Linsen; im unteren Teil *Equisetum*, mindestens 25 m.

Die Pflanzen, *Equisetum columnare* (wahrscheinlich = *E. arenaceum*), *E. Myrtharum*, *E. triphyllum*, gestatten, diese Sedimente der Lettenkohle (= Raiblerschichten) zuzuteilen.

An der Musenalp enthalten die fein kristallinischen Dolomite marine Fossilien. Christ gibt davon folgendes Profil von oben nach unten:

5. Rötartiger Dolomit. 4. Feinkristalliner Dolomit mit *Myophoria Whatleyae*. 3. Quarzitisches Sandsteine mit Pflanzenresten. 2. Bunte, vornehmlich rote Mergel. 1. Rauhwanke und graue Mergel mit einzelnen Dolomitbänken.

Wahrscheinlich liegt hierin eine verkehrte Schichtfolge vor. Diese Trias liegt aufgeschoben auf dem Malm. *Myophoria Whatleyae* gestattet die Zuweisung eines Teiles dieser Schichten zum Carnien (Raiblersch.). Diploporenkalke sind auch bekannt von den Giswilerstöcken (Schafnase, Roßfluh) und von der Zweckenalp (zwischen Mithen und Iberg [Fig. 216]), wo auch Brachiopodenbänke auftreten. Mit Ausnahme des Gebietes von Schyn—Roggenstock (Iberg), wo die Trias abweichend entwickelt ist, ist sie nicht zu unterscheiden von derjenigen der Klippen-D. in den Préalpes. Dies allein schon genügt, um diese Klippen der gleichen tektonischen Einheit zuzuschreiben.

Vergleich der Fazies der Trias.

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich, daß die Trias der Klippen-D. längs des S-Randes ihres Vorkommens sich von der germanisch-helvetischen, sie rings umgebenden, unterscheidet durch das Erscheinen austroalpiner und südalpiner Fazies-einschläge (Diploporen- und Brachiopodenkalke, mächtiger Hauptdolomitkalk, Raibler-Mergel-Sandsteine und -Rauhwancken). Im oberen Teil der dolomitischen Serie am Piz Alv (Berninapäß) finden sich die roten tonigen Schiefer ganz wie in den Vierwaldstätterklippen. Um ähnliche Diploporenkalke wie am S-Rand der Klippen-D. der Préalpes zu finden, muß man aber bis in die axialen und östlichen Unterzonen des Briançonnais gehen. Andererseits fehlen aber dort die Brachiopodenkalke und die roten Kalke und Breccien. In der oberen Trias der Préalpes herrscht dagegen fast überall die germanische Fazies. Ähnliche Assoziationen findet man in den E-Karpathen und in Oberschlesien.

Die Trias in der Breccien-D. der Préalpes.

Die Hauptmenge der Trias besteht aus nach oben in das Rhät übergehenden dolomitischen Kalken, aus Rauhwancken und spärlichem Gips. Am Chamossaire kommen grüne und dunkle tonige Mergel mit blonden dolomitischen Kalken wie in der Klippen-D. vor. Die grünen und weißlichen Quarzite in der Triasbasis sind einzig vorhanden im Chablais (Taninge, St. Jean d'Aulph) und an der Schweizergrenze (Tal von Morgins, Col de Coux). Sonst fehlen sie wie im nördlichen Streifen der Klippen-D. fast in der ganzen Breccien-D.

Lokale Abweichungen fehlen nicht. In Taninge erscheinen graue kompakte etwas spätige, stellenweise rote Kalke unmittelbar über dem Basisquarzit. Nahe der Straße nach les Gêts fand Lugeon unter 50—60 m dolomitischer Breccie spätige dolomitische Kalke, rote Tone und dunkelrote spätige Dolomite, Dolomitbreccien, grauen, kompakten und schwach kieseligen Kalkstein und grauen kompakten Dolomit. Das Profil am Col de Coux ist nach M. Lugeon und H. Preiswerk folgendes:

8. Schiefer und Kalkstein des unteren Lias. 7. Muschelbreccien (Lumachelles) und schwarze Schiefer (Rhät). 6. Dolomitische Kalksteine 50 m. 5. Rauhwanke 40 m. 4. Komplex von 18 m, bestehend aus grauem und schwarzem tonigem Schiefer, grauem Kalkstein, Rauhwanke und dolomitischem Kalk, grünlichem oder schwarzem Schiefer. 3. Grauer Kalkstein 8 m. 2. Quarzit 6 m. 1. Rötliche Schiefer („Schistes lie-de-vin“) 2 m (Perm).

Vergleichend mit der Klippen-D. kann man die mehr oder weniger dolomitischen Kalksteine und die Mergel und blonden Kalksteine des Chamossaire der oberen Trias, die Rauhwancken den Raiblerschichten, den Gips dem Muschelkalk und die Quarzite der unteren Trias zuweisen. Die roten Schiefer von Taninge und die schwarzgrauen und grünlichen Schiefer des Col de Coux sind wahrscheinlich zum Muschelkalk zu stellen. Die spätigen Kalksteine und die roten Dolomite von Taninge erinnern an den sicheren Muschelkalk des Tales der Grande-Eau und der Giswilerstöcke.

Die Trias in der Simmen-Decke.

Die Simmen-D. der Préalpes enthält nirgends nachweisbare Trias, sie beginnt dort erst mit dem Aalénien (obersten Lias). In der Simmen-D. der mittelschweizerischen Klippen dagegen sind Triasrelikte wahrscheinlich.

Nicht ohne Zweifel stelle ich (A. Jeannet) vorläufig die triasischen Gesteine der Umgebungen von Iberg, welche entweder über den Diabasen oder auf einer der Klippen-D. zuzuschreibenden Schichtreihe (Roggenstock, E-Seite der Mördergrube) liegen, in die Simmen-D. Auf der Lauchern gibt es anscheinend triasische Gesteine unbestimmten Alters in direkter Verbindung mit den basischen Eruptiva. Die dunkeln und gelblichen, hie und da sandigen und kohligen Mergel mit gelben Dolomitbänken und untergeordneten Rauhwancken, die darunter liegen, haben einige Fossilien geliefert (*Myophoria* sp. in C. Schmidt, Führer 1907), marine Fossilien (*Philippi* in *Hoeck*), und sind wohl den Raiblerschichten zuzuweisen. Von dem hangenden, rauchgrauen, vollständig sterilen, dolomitischen Kalk des Roggenstockgipfel ist es unmöglich, zu sagen, ob er in normaler Reihe liegt. In diesem Falle würde er, wie die meisten Geologen es zurzeit annehmen, Hauptdolomit sein. Ist die Lagerung verkehrt, so ist er älter. Die Zuweisung dieser Gesteine zur Simmen-D. ist übrigens auch nicht bewiesen, und die Möglichkeit der Anwesenheit einer noch höheren tektonischen Einheit (Ostalpine-D. von Steinmann, *Hoeck* und C. Schmidt) ist gegeben. Es würde sich dann um einen Lappen der Silvretta-D. handeln.

Jura.

Einleitung.

Die Unterschiede der verschiedenen Decken in den Préalpes sind besonders im Jura ausgesprochen. Im Dogger werden sie innerhalb der Klippen-D. am größten. Im ganzen kann man zwei Regionen unterscheiden, deren Trennungslinien für Simmental und Freiburger Préalpes über Reutigen und N des Gastlosen, für die Waadtländer Préalpes über Château d'Oex—Roche, in Savoien über Abondance—Le Biot—Mieussy läuft. Der Lias ist im N und W dieser Linie besonders stark ausgebildet; er fehlt, oder ist nur lokal ausgebildet (Grande-Eau), im SE. Der Dogger ist in zwei verschiedenen Fazies beiderseits eines Streifens entwickelt, wo er meistens primär ganz fehlt (Fig. 190). Auch der Malm ist in besonderer Art am S-Rand der Préalpes ausgebildet. Das Neocom ist in der SE-Zone gar nicht oder nur sehr reduziert und abweichend entwickelt. Die Oberkreide weist längs der genannten Linie lithologisch ausgesprochene Unterabteilungen auf. In der Breccien- und Simmen-D. sind allfällige Abänderungen innerhalb der tektonischen Einheiten im Jura gering und in langsamen Übergängen vermittelt, dagegen tiefgreifend von einer D. zur andern.

Lias (mit Tabelle III).

Spezialliteratur betreffend den Lias.

a) Klippen-D. in den Préalpes:

- 1864 E. Renevier, Note sur l'Infralias et l'étage rhétien dans les Alpes vaudoises: B. S. G. Fr. T. XXI. — Und — Notices géol. et pal. sur les Alpes vaudoises; I. Infralias et zone à *Avicula contorta*. Bull. Soc. Vaud.
- 1865 E. Renevier, Géol. et Pal. des Alpes Vaud. (Hettang. et Rhét.). Bull. Soc. Vaud.
- 1860—65 Abbé Stoppani, Géol. et Pal. des Couches à *Avicula contorta*. Pal. lombarde.
- 1869 v. Fischer-Ooster, Rhätische Stufe, Thun. Mitt. N. G. Bern.
- 1885—87 H. Haas, Brachiopodes rhétiens et jurassiques, Alpes Vaud. Mém. Soc. Pal. Suisse.]
- 1891 L. Rollier, Pal. Sammlungen. Naturhist. Mus. Bern, Mitt. N. G. Bern.
- 1898—99 O. Hug, Lias und Dogger-Ammoniten a. d. Zone der Freiburger Alpen. I. Ober-Lias, Moléson; II. Unter- u. Mittel-Lias, Langeneckgrat. Abh. S. Pal. G. Bd. 25 u. 26.
- 1908 Ed. Gerber, Rhät am Lättigwaldhügel bei Spiez. Mitt. N. G. Bern.
- 1909 A. Jeannet, Faits nouveaux de stratigraphie préalpine. Eclogae.
- 1913 L. Horwitz, Quelques résultats . . . Alpes fribourg. C. R. Soc. Sc. Varsovie. VI, 5.
- 1914 L. Horwitz, Sur le Lias du massif des Bruns (Alpes fribourg.). P. V. Soc. Vaud.
- 1917 L. Horwitz, Anciens plis dans les Préalpes méd. P. V. Soc. Vaud.
- 1917 Kilian et Révil, Etudes géol. dans les Alpes occid. Vol. II fasc. 2.
- 1918 L. Horwitz, Faciès des dépôts liasiques . . . Préalpes méd. P. V. Soc. Vaud.
- 1918 E. Gagnebin, Les lacunes du Lias inf. entre Montreux et le Moléson. P. V. Soc. Vaud.
- 1919 L. Horwitz, L'âge des calcaires à entroques liasiques, Préalpes méd. P. V. Soc. Vaud.
- 1919 Schumacher und Schieferdecker, Foraminifères liasiques dans les Préalpes méd. P. V. Soc. Vaud.
- 1919 A. Jeannet et Ed. Gerber, Sur une lacune du Lias inf. et moyen. Stockhorn id.

b) Klippen-D. in den Klippen:

- 1908 F. Trauth, Lias der exot. Klippen am Vierwaldstättersee, Mitt. Geol. Ges. Wien, Vol. I.
- 1909 W. Schmidt, Rhätfauuna aus den Klippen am Vierwaldstättersee. id. Vol. II.

Lias der Klippen-D. in den Préalpes und den Klippen.

Allgemeines. Es ist sehr schwierig, eine kurze Charakteristik des Lias der Préalpes zu geben, nicht weil die Gesteine sich nicht in einige Typen ordnen ließen, sondern wegen der Veränderungen von einer Stelle zu einer naheliegenden und den zahlreichen Lücken, die besonders im unteren Lias sich finden. Nirgends findet man in einem Profil beisammen alle andernorts vorhandenen paläontologischen Horizonte. Ganze Zonen, ganze Stufen sind auf weite Erstreckung ohne ausreichende Fossilien. Nur an einzelnen Stellen enthält eine Zone oder Stufe jeweilen eine typische Fauna, die eine sichere Einreihung gestattet. Vereinigt man alle bekannt gewordenen Funde, so findet man, daß alle paläontologischen Horizonte der klassischen Regionen tatsächlich auch in den Préalpes vorhanden sind, wenn auch oft weit auseinander gelegen.

Wir haben versucht, in einer Tabelle alle diese Dokumente zusammenzuordnen, indem wir von den westlichsten und nördlichsten Zonen allmählich gegen das Innere vorschreiten. Die Ablagerungen in den Klippen sind für sich einzeln betrachtet, obschon man auch hier Längszonen von verschiedenem Gesteinscharakter unterscheiden kann. Dabei sind besonders die Ammoniten als maßgebend genommen außer für das Rhät, das deren keine hat. Wir haben ferner nur diejenigen Versteinerungen aufgeführt, welche auch anderwärts vorkommen und deshalb die Vergleichung ermöglichen.

Nach meiner Überzeugung herrschen noch eine Menge von Irrtümern in Beziehung auf die Zusammengehörigkeit unserer Ammonitenfaunen des Lias. Sie sind dadurch entstanden, daß man oft mittels vereinzelter Fossilien, deren Herkunft und Lagerstätte nicht genau bekannt war, paralleli-

sieren wollte. Es genügt nicht, vereinzelte Stücke zu identifizieren, sondern nur ganze faunistische Gesellschaften gestatten exakte Vergleichen.

Die untere Grenze des Lias ist immer kenntlich. Sie liegt auf den farbigen Mergeln und dolomitischen Kalksteinen der Trias unter Zwischenlagerung des Rhät, das einen sehr charakteristischen Horizont bildet. Anders verhält es sich mit der oberen Grenze, die selten klar und bestimmt ist. Der Lias geht oft in den Dogger über, ohne daß man bei Abwesenheit von Fossilien die Trennung angeben kann. Deshalb besprechen die jetzigen Autoren meistens den oberen Lias mit dem Bajocien zusammen. In der äußersten Zone der Klippen-D. verhält er sich indessen anders, indem die Aalénien-Mergel individualisiert sind.

E. Renevier hat in den Kalkketten der savoischen Préalpes eine NW-Zone des Lias, dahinter eine Zone des Malm- und weiter alpenwärts eine Flyschzone unterschieden. Diese Einteilung ist auf die Préalpes in ihrer gesamten Ausdehnung anwendbar. Die äußerste Zone von der Arve bis zur Aare weist fast nur Trias und Lias auf. Es gibt davon außer dem Moléson und dem Gebiet S Meillerie (Dogger, Malm und Unterkreide) fast keine Ausnahmen. Gegen die inneren Ketten ist der Lias nur auf den erodierten Antiklinalkernen sichtbar. Stratigraphisch zerfällt der Lias ziemlich natürlich in drei Teile:

c) Oberer Lias (Aalénien und Toarcien), oft mit dem Unter-Dogger verbunden.

b) Mittlerer Lias, Sinémurien s. l. (Charmouthien [Domérien], Pliensbachien, Lotharingien, Sinémurien s. str.).

a) Infralias (Hettangien, Rhät).

a) Infralias.

Die neuesten Studien zeigen, daß in den Préalpes Rhät und Hettangien innig verknüpft sind. Das Vorkommen einer Myophoria im unteren Hettangien von Plan-Falcon bestätigt diese Verbindung. Meistens unterscheidet sich das dunkle tonschiefrige Rhät mit seinen kleinen Kalkbänken oder Zonen von Kalkknollen gut vom Hettangien. Am einzelnen Orte bleibt die Grenze verwischt.

Das Rhät in der Klippen-D. der Préalpes. Arnold Escher v. d. L. hat schon 1853 in den Préalpes (Drancetal und Meillerie in Savoyen und Stockhorn) das Rhät erkannt. Seine verbreitetsten und bezeichnendsten Gesteine sind die Lumachellen (Muschelkalkbreccien) und die Schiefer mit Bactryllium. Außerdem gibt es Korallenkalke und Schichten mit Brachiopoden, mehr oder weniger dolomitische Gesteine, Rauhwacken in dünnen Lagen. Oolithische Kalke und Zonen mit Kalkknollen in Tonschiefern trifft man bloß hie und da, die letzteren aber stets nur in dieser Stufe. Gewöhnlich erscheint in der Basis ein Bonebed mit gerollten Zähnen, Knochen und mit Koprolithen; es gibt auch noch solche in anderen höheren Horizonten. Ich habe gefunden, daß die Bonebed stets an dolomitische Niveaux gebunden sind, woraus sich ein Zusammenhang zwischen der Entstehung eines Bonebed und einem Meerrückzug zur Lagunenbildung ergibt. Das Rhät ist die am allgemeinsten fossilführende Stufe der Préalpes.

Die ersten Hilfsmittel zum Erkennen des Rhät bildeten nach den Forschungen von Arnold Escher von Vorarlberg durch Graubünden, das Juragebirge und die Préalpes stets *Avicula con-torta* und die Bactryllien, und diese haben sich auch fortan als Leitfossilien bewährt.

Die Bactryllien sind 2—5 mm lange stabförmige Körperchen, oft sich glänzend vom Gestein abhebend, schwarmweise auftretend, meist mit einer oder zwei Längsfurchen und feinen Querstreifen, oft auf der einen Seite kahnförmig hohl, oft mit vorspringender Kante auf beiden Seiten. Zu unserer Fig. 186 a haben wir Stücke aus den Sammlungen, und Abbildungen von Heer benutzt. Die Natur dieser Stäbchen ist noch nicht aufgeklärt. Viele halten sie für große Diatomaceen, andere (Steinmann) eher für Rückenplatten von Raubwürmern. Merkwürdigerweise sind sie immer nur in feinem dunklem Tonschiefer enthalten.

Neben Stücken, welche die *Avicula contorta* Portl. sind, deren Typus englich ist, bestehen zahlreiche Formen, besonders die großen Exemplare, mit Rippen ungleicher Stärke. Man kann dieselben als eine Varietät betrachten, deren äußerste Glieder der *Avicula contorta* Portl. var. *inaequiradiata* Schafh. entsprechen (Fig. 186 b).

Die alte Streitfrage, ob das Rhät zum Lias oder zum Keuper zu stellen sei, hat keinen Sinn mehr, nachdem wir wissen, daß allmählicher Übergang die allgemeine, scharfe Grenze die lokale und wechselnde Erscheinung ist. Im Juragebirge schließt sich das Rhät als oberstes Glied der Trias, in den Préalpes eher als unterstes Glied dem Jura an.

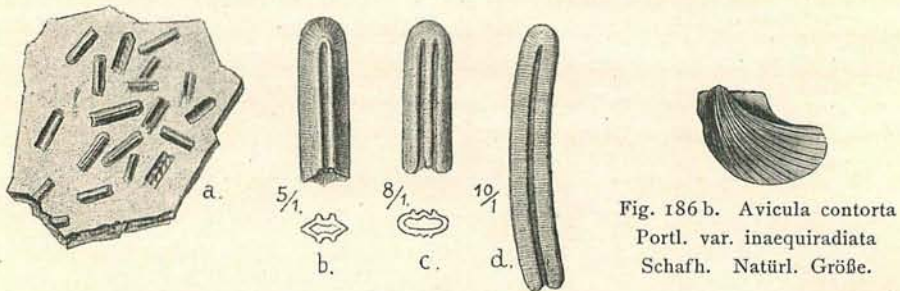


Fig. 186 a. Bactryllien des Rhät.

a. = in natürlicher Größe und Scharung; b. = *B. striolatum*, Hr.; c. = *B. Schmidtii* Hr.; d. = *B. canaliculatum*, Hr.

Fig. 186 b. *Avicula contorta* Portl. var. *inaequiradiata* Schafh. Natürl. Größe.

In der Klippen-D. wechseln beständig schwäbische und karpathische Fazies des Rhät. Die erstere erscheint in der Basis mit Bonebed und Lumachellen, die andere zeigt sich in Brachiopodenbänken und Bactrylliumschiefen. Die Korallenkalke sind auch allgemein verbreitet. Ein Korallenkalk von Plan-Falcon über Corbeyrier, zugleich erfüllt mit speziellen Brachiopoden, scheint der Fazies von Kössen der Ostalpen völlig zu entsprechen. Ein rynchonellenreiches Gestein am Buochserhorn zeigt die gleiche Fazies in den Klippen der Zentralschweiz. Endlich in Matringe (Tal des Giffre) trifft man einen höchstlichen Typus des Rhät als Kalk mit *Megalodon*, bezeichnend die Dachsteinfazies. Während in der Silvretta-D. diese Kalksteine den obersten Teil des Rhät bilden und vielleicht noch ins Hettangien greifen, liegen sie hier in seinem mittleren Teil. Diese besonderen Ausbildungen des Rhät gehören hauptsächlich der südlichen Region der Préalpes (Plan-Falcon, Grande-Eau) an. Die Mächtigkeit des Rhät ist veränderlich, meistens 10—25 m. In der Schlucht von Chaudron bei Montreux und im unteren Teil des Tales der Grande-Eau ist es bedeutend mehr, in Plan-Falcon über Corbeyrier mindestens 200 m.

Das Profil in Matringe (M. Lugeon 1896) zeigt von oben nach unten:

d) Wechsel von Kalkbänken mit grauen Tonen mit *Avicula contorta* und Tonschiefern mit Bactryllium, 3,65 m.

c) Grauer Ton mit *Avicula contorta* und *Terebratula gregaria*, 0,05 m.

b) Dicke Bank von grauschwarzem Kalk, im oberen Teile Abdrücke eines großen Zweischalers (Megalodon), im unteren Teil massenhaft *Terebratula gregaria*, 1,40 m.

a) Schwarze Tonschiefer mit Lumachellen, an der Basis graue Kalke, übergehend in ein Bonebed, eine Bank mit kleinen Cerithien dazwischen, 7,75 m.

Gesamtmächtigkeit 12,80 m.

Das Profil Plan-Falcon über Corbeyrier, das mächtigste, ist (Jeannet 1912):

e) Dunkle Mergel mit *Protocardium rhaeticum* (schwäbische Fazies), 8—9 m.

d) Kalke und obere Lumachellen mit einer Korallen- und Brachiopodenbank der Kössenerfazies, ca. 100 m.

c) Gastropodenkalke, dolomitische Kalke und Mergel (schwäbische Fazies?), ca. 30 m.

b) Graue Schiefermergel mit *Bactryllium*, zwei Horizonte mit Kalkknollen trennend, unterer Korallenkalk (karpathische Fazies), ca. 35 m.

a) Untere Lumachellen mit Bonebed (schwäbische Fazies), ca. 15 m.

Der Kontakt mit der Trias ist nicht sichtbar.

Nach L. Horwitz enthält das Profil bei Jaun (les Bruns), wenn auch weniger mächtig, die gleichen Abteilungen. Dasselbe gilt für den Langeneckgrat (N. Stockhorn).

Anmerkung: Mit dem sonderbar neu gemachten Namen „Massif des Bruns“ oder „Brunnenmassiv“ wird wegen des Fehlens eines gebräuchlichen Namens von den Geologen (bes. Horwitz) die Gebirgsgruppe zwischen Charmey, Jaun, Nüschelpaß und Schwarzsee bezeichnet. Nach dem Fußpunkt Charmey haben wir in den Tabellen dafür die Abkürzung Ch. verwendet.

Das Rhät in den Klippen. Das Rhät ist besonders gut ausgebildet am Stanserhorn (Lückengraben) und am Buochserhorn. P. Christ hat am ersteren alle Horizonte von Plan-Falcon gefunden mit Ausnahme des obersten (e).

Christ unterscheidet von oben nach unten:

e) Lumachellenkalk, 4 m; d) dolomitische bis feinspätiige Kalke, einige Bänke mit Brachiopoden und Korallen, 11,8 m; c) dichte Kalke, untere Hälfte dolomitisch mit einigen Mergelzwischenlagen, 10 m; b) vorwiegend Mergel mit wenigen Kalkbänken, wenig fossilreich, ca. 15 m; a) Kalke und Mergel, Lumachellen. Gegen die Basis Bonebed, sehr fossilreich, 5 m.

Am Buochserhorn (Müllerboden) gibt es eine Brachiopodenfauna mit Arten, die anderwärts in der Schweiz nicht gefunden worden sind (*Rhynchonella cornigera*, *Waldheimia austriaca*, *W. norica*) und besonderen Korallen der Kössenerfazies. In der Basis des Roggenstock (Iberg) steckt eingewickelt im Wildfysch eine Klippe, die auch Rhät — Lumachellen enthält.

Folgende Faunen charakterisieren die verschiedenen Fazies des Rhät in der Klippen-D.:

Schwäbische Fazies: besonders Zweischaler und Wirbeltiere im Bonebed.

Karpathische Fazies: *Terebratula gregaria*, *Placunopsis alpina*, *Dimyopsis intusstriata*, Korallen (*Calamophyllia*), *Bactryllium*.

Kössener Fazies: Brachiopoden (*Terebratula*, *Waldheimia*, *Rhynchonella*, *Spiriferina*, *Spirigera*?) und besondere Korallen.

Dachstein-Fazies: *Megalodon*.

Was wir in den Klippen als schwäbische Fazies bezeichnen, entspricht indessen nach dem Gestein keineswegs dem jurassischen oder schwäbischen Rhät. Im besonderen sind die lockeren glänzenden Quarzsande des Juragebirges in den Pré-alpes gar nicht zu finden. Das allgemeine Auftreten dunkler Tonschiefer mit *Bactryllium* verleiht unserem Rhät den ausgeprägt alpinen Charakter. Das Rhät der

Klippen-D. der Préalpes und der Klippen der Mittelschweiz ähnelt weit mehr den Typen der nördlichen Ostalpen als denjenigen der lombardischen Zone.

Hettangien in den Préalpes. In Meillerie, S-Ufer des Lac Léman, hatte Stoppani schon in der Mitte des vorigen Jahrhunderts einen „Infralias supérieur à faune hettangienne“ unterschieden. 1864 erhob sodann Renevier das Hettangien zur Stufe. Vom mergeligen Rhät hebt es sich durch seine mehr kalkige Natur ab. Man kann es in zwei Unterstufen teilen: Unten bräunliche Kalke mit gleichfarbigen eingelagerten Mergelkalken häufig versteinungsreich, entsprechend hauptsächlich der Zone des *Psiloceras planorbis* und vielleicht auch *Alsatites laqueus*. Oben massige helle Kalksteine, manchmal oolithisch, homogen oder oben mit Kieselknollen, fast steril, wohl die Zone der *Schlotheimia angulata* vertretend. In den Umgebungen von Spiez und Iberg ist dies Leitfossil gefunden worden. In der Region von Plan-Falcon—Grande-Eau erscheinen noch besondere Horizonte, die bisher teils übersehen, teils mit Rhät verwechselt sind. Einzelne derselben werden wiedergefunden in den Umgebungen von Montreux, in der Kette des Grammont und am Col de la Vernaz sowie in den bernischen Préalpes. Im ganzen ist das Hettangien reich an Lamellibranchiaten und lokal an Brachiopoden.

Das Profil des Hettangien von Plan-Falcon zusammengefaßt ist nach A. Jeannot das folgende von Sinémurien abwärts:

f) Graue kompakte Kalksteine, hie und da mit Kieselknollen, keine Mergel einlagerungen, fast steril, 200—250 m.

e) Bräunliche Kalke mit mergeligen Einlagerungen, Zone des *Psiloceras planorbis*, reiche Fauna, 100 m.

d) Sandiger Kalk mit *Ostrea*, 5 m.

c) Quarzsandstein, hie und da glimmerhaltig glaukonitisch, 6—7 m.

b) Dolomitmergel, grünlich, gelblich oder rötlich, mit dünnen sandigen Bänken, der mittlere Teil reich an *Promathildia* und *Isocyprina*, an der Basis reiche Fauna von Cardinien mit weißer Schale, ca. 15 m.

a) Rhät.

L. Horwitz hat bei Charmey ein Profil notiert, dem die dolomitischen Mergel und die Quarzsandsteine mit Glaukonit fehlen: d) helle, glatte, dichte Kalke; c) feinkörnige Breccie; b) grauer oolithischer, etwas kieselig-sandiger Kalk mit Pectenfauna an der Basis; a) schieferige Sandkalke, in Zwischenlagen sandige Mergel mit Austern. Darunter oberes Rhät. Wahrscheinlich gehören die Horizonte a und b zur Zone des *Psiloceras planorbis*.

In der Verlängerung dieser tektonischen Zone am Langeneckgrat wird nach E. Gerber die Stufe aus oolithischen hellen Kalken in dicken Bänken mit *Pecten valoniensis* von 10 m Mächtigkeit gebildet. Am Ostende der gleichen Zone ist die Schichtfolge gleich wie in der Basis von Plan-Falcon. Ed. Gerber (mündl. Mitteilung) hat am Glütschbach folgendes Profil notiert: e) Oolithkalk mit *Pecten valoniensis* 10 m, dunkler Kalk in dünnen Bänken 0,80 m, mergeliger Kalk mit harten Knollen 1 m; d) Austernhorizont 0,90 m; c) kieseliger Sandstein mehr oder weniger glaukonitisch und Glimmer haltend 0,70 m; b) Dolomitmergel 2,30 m; a) Rhät 7—8 m.

Längs des Grates N Talmattenspitz, wo eine Liassynklinale zwischen den Antiklinalen des Ganterist und des Stockhornes (Schwiedenegg) vorhanden ist, haben E. Gerber und A. Jeannot zusammen ein Hettangienprofil von 20 m beobachtet, in welchem die meisten Horizonte von Plan-Falcon, besonders die Dolomitmergel und glimmerhaltigen Sandsteine der Basis, vorhanden sind.

Die Fauna des Hettangien hat bemerkenswerte Verwandtschaft mit derjenigen an der S-Seite der Alpen (Val Solda N Luganersee) und dem unteren Rhonebecken. Das Auftreten verschiedener Faunaelemente und die Sterilität der obersten Zone der Stufe sind in Plan-Falcon und Val Solda völlig gleich.

Sonst von bescheidener Mächtigkeit, erreicht das Hettangien in den Tours d'Aï etwa 350 m. Die bedeutende Mächtigkeit des Infralias überhaupt in der Nähe des Rhonequertales (Plan-Falcon, Grande-Eau, Revereulaz) führt für jene Zeit zu der Annahme eines Beckens mit lokalisierten Bildungen. Das Erscheinen von lagunären mit neritischen Fazies (dolomitische Mergel, Quarzsandsteine, sandige Kalke mit Austern) zeigt, daß sich diese Eintiefung gegen Ende des Rhät ausgefüllt hat. Eine langsame Einsenkung hat sich während der Hettangienzeit vollzogen, wie die Ausbildung von deren Schichtserie beweist. Für das uns beschäftigende Gebiet ist die Grenze zwischen Rhät und Hettangien von Natur fixiert.

Hettangien in den Klippen der Mittelschweiz. Am Stanserhorn und am Buochserhorn ist Hettangien vorhanden. Nach Christ stimmt die Schichtreihe im Brandgraben des Stanserhornes mit derjenigen des „Brunnenmassives“ bei Charmey gut überein.

5. Helle, dichte, glatte Kalke, ca. 20 m.

4. Quarzitisches Dolomit- und Echinodermenbreccie ohne Silex, ca. 16 m.

3. Grauer dichter Kalk, z. T. oolithisch, ohne Fossilien, 20 m.

2. Kieselige bis leicht sandige Kalke mit Pekten, 8 m.

1. Sandige Kalke mit *Psiloceras planorbis* und vielen Bivalven, sandige Mergel, quarzitisches Sandsteine, wenigstens 7 m.

Wahrscheinlich bilden 1—3 die untere, 4—5 die obere Abteilung der Stufe.

Am Buochserhorn schließen oolithische sandige und brecciöse Kalke, eine Fauna von Pekten, Austern und Brachiopoden ein, während die sandigen Kalkschiefer *Psiloceras planorbis* geliefert haben. An einer einzigen Stelle der Iberg-Region (Roggenstock) sind mir echinodermische graue Kalke mit *Ostrea* und *Cardinia* in Verbindung mit Rhät bekannt, die dem Hettangien angehören.

b) Sinémurien s.l. und Mittellias in den Préalpes.

Schon im Jahre 1821 hat Buckland die Identität der Schichten von Coulat bei Bex mit dem englischen Lias erkannt. Der Lias in der Klippen-D. der Préalpes scheint 1845 von Ch. Lardy zuerst bestimmt worden zu sein.

Hier erscheinen die wechsellagernden Gesteine. Bald sind es schwarze Kalksteine mit oder ohne Kieselknollen oder schieferige bräunliche Kalke, bald graue, violette, rote Echinodermenkalke oder Breccien in wechselnden Niveau. Dolomitische Breccien erscheinen lokal (Arvel). Da die Gesteinsfazies ausschließlich oder in Abwechslung an den verschiedenen Stellen sich finden, können nur gute Fossilfunde das Alter entscheiden. Im ganzen verteilen sich diese Gesteine wie folgt:

Echinodermengesteine finden sich in der Antiklinale: Grammont, Tinière, Rossinière, Vanil-noir und Verlängerung gegen ENE. An deren N-Seite herrschen kieselige schwarze Kalke (Typus Meillerie) mit oder ohne Silexknollen. An der S-Seite der Echinodermenzone erscheinen die Kalke mit Kieselknollen der Pointe d'Orchez und Schieferkalk und Mergel der Tours d'Aï und des Heitiberg (Simmental). Am äußersten Rande der Préalpes findet sich noch eine andere Echinodermenzone (Montreux, Moléson, Charmey, Langeneckgrat). Häufig sind im Gebiete der Echinodermenfazies Lücken im Unterlias.

Am Môle (Tal der Arve) hatte A. Favre eine sehr reiche Fauna gesammelt, die mehreren Fossilzonen anzugehören schien. M. Bertrand prüfte die Lagerstätte wieder und zitiert nach den Bestimmungen von H. Douvillé drei Formen des Mittellias und eine der Basis des Unterlias. Es

handelt sich um phosphatisierte Versteinerungen aus einem Zwischenlager von Belemnitenkalken oben und mergeligen Bivalvenkalken unten.

Am anderen Ende der Préalpeskette am Langeneckgrat gibt es eine dem Môle analoge Schichtfolge, deren Profil nach E. Gerber folgt:

3. Domérien, schwarze, kieselige Kalke, gut gebankt, 100 m.
2. Schicht sandiger Mergel, glaukonitisch mit Fossilien und Phosphatknollen, sehr reiche Fauna, bis 0,40 m.
1. Sinémurien s. str. dolomitischer Quarzsandstein und Echinodermenkalk mit Quarzkörnern gegen die Basis, 40—50 m.

Die genannte Mittelschicht 2 enthält eine Spezialfauna, in welcher mehrere paläontologische Zonen vertreten sind: b) Pliensbachien, Zone des *Deroceras Davoei* mit *Liparoceras striatum* und *L. hybrida*, ebenso Zone des *Polymorphites Jamesoni* mit *P. Jamesoni*, *Tropidoceras Maugenesti* und ? Zone des *Deroceras armatum* mit *Echioceras nodotianum*. a) Lotharingien, Zone des *Oxynoticeras oxynotum* mit *O. oxynotum*, *O. cf. Victoris*, *O. Guibalianum*, *Echioceras rariostratum*, *Aegoceras bispinatum*, *Arietoceras tardecrescens* u. a.

Die Anwesenheit der letztgenannten Art erregt mir Zweifel an der Zitation von *Arietites spiratissimus* am Môle (Jeannet).

Das Lager mit Phosphatversteinerungen am Langeneckgrat entspricht genau dem oberen Lotharingien und dem ganzen Pliensbachien. Es ist in seinen Cephalopoden sehr ähnlich demjenigen, welches z. B. Geyer vom Schafberg in Oberösterreich beschrieben hat.

c) Oberer Lias, Toarcien — Aalénien.

Die Mergelkalk- und Mergelserie, hie und da mit Zoophycos und *Posidonomyen*, wird schiefriger nach oben. Sie entspricht teilweise dem Aalénien. Es kann aber auch vorkommen, daß das Dach wieder kalkiger wird als die Sohle (Les Bruns, NW Jaun), oder daß Mergelkalke mit sehr harten Knollen sich einstellen (*Pâquier-Burnier* bei Château d'Oex). Diese oft schiefrigen Mergel und die fleckigen Mergel und Kalke gehen ohne Grenze in den Dogger über und schließen im allgemeinen die unteren Teile des Bajocien mit ein.

Das beste Profil des oberen Lias findet sich in den Umgebungen des Fallbach bei Blumenstein, ergänzt durch dasjenige des Langeneckgrates (E. Gerber und A. Jeannet):

Aalénien, schieferige schwarze Mergel mit *Posidonomya alpina* mit Flecken und *Limonitlagen* und dünnen Kieselbänken mit Muschelbreccien von *Posidonomya*, 20—30 m.

Fleckiger Kalk, oft knollig mit mergeligen Einlagerungen, *Ludwigia opalina*, ca. 150 m.

Toarcien, schwärzliche Kalkschiefer mit *Dactyloceras commune* und *Harpoceras serpentinum*; dies ist die von Teysachaux am Moléson bekannte Fauna, ca. 20 m.

Darunter folgen braune sandige Mergel mit Pflanzentrümmern. Sie gleichen zum Verwechseln den Flyschsandsteinen. Da sie über den schwarzen Domérienkalken liegen, entsprechen sie vielleicht Untertoarcien.

Mittel- und Oberlias in den Klippen der Mittelschweiz. Die stratigraphischen Typen der Préalpes setzen sich fort in die Klippen. Am Buochserhorn haben oberes Sinémurien und Mittellias relativ reiche Faunen geliefert. Einzelne Blöcke von Lias liegen im Flysch am N-Rand der helvetischen Voralpen (P. Beck, N Sigriswilergrat).

Vom Stanserhorn berichtet P. Christ folgende Liasreihe:

Aalénien, ohne erkennbare Grenze ins Bajocien übergehend, ca. 100 m; schwach sandige bis kieselige Kalke mit wenig Schieferzwischenlagen, *Ludwigia Murchisonae*, glaukonitische Bank und Kalkbreccie, Kieselkalke mit Mergelzwischenlagen.

Toarcien, 15—20 m, schwarze tonige Mergelschiefer mit *Posidonomyen* und *Dactyloceras commune*, Einlagerung von kalkigen Bänken.

Domérien—Pliensbachien, 45—40 m, Kieselkalk, stellenweise mit Mergelzwischenlagen, steril.

Lotharingien, ca. 8 m, schwach glaukonitische Kieselkalke in Mergelzwischenlagen mit *Asteroceras obtusum*; stellenweise Phosphoritknöllchen.

Sinémurien, ca. 30 m, grobspätige Kalke bis Echinodermen- und Dolomitbreccien mit einer Brachiopodenbank, 10—12 m; feinspätiger Kalk, 4—5 m; quarzitischer Dolomit- und Echinodermenbreccien mit Spatkalk und Silexbändern, 15 m.

Hettangien als Unterlage.

In diesem Profile ist also nicht das Aalénien, sondern das Toarcien mergelig. Vielleicht ist auch die „Untere Rämssibrecchie“ der Mithen Lias. In Iberg besteht er aus bunten spätigen Kalken (rot, violett, grünlich) mit oder ohne Breccien, wahrscheinlich Lotharingien; darüber folgen wirkliche Eisenoolithe mit roten Hämatitkrusten (A. Jeannot).

Bemerkungen über die Fazieserscheinungen des Lias.

Während das Sinémurien und der mittlere Lias lokal im ganzen Gebiete der Préalpes fossilführend sein können, ist dies mit dem oberen Lias fast nur in der N-Zone der Fall (Ausnahmen: *Pointe d'Orchez*, *Pâquier-Burnier* bei *Château d'Oex*). Die am besten entwickelten paläontologischen Zonen sind das obere Lotharingien und das mittlere Pliensbachien.

Unter den Cephalopoden herrschen die mitteleuropäischen Arten vor, die sich übrigens zu einem großen Teil auch am S-Abhang der Alpen finden (in Val Solda, Mte. Generoso (Renz 1920), Saltrio, Moltrasio), im Rhonebassin und in den Ostalpen. Im Hettangien treffen wir *Psiloceras aff. calcimontanum* aus der Zone des *Psiloceras megastoma* der nördlichen Ostalpen. *Psiloceras cf. Hagenowi* ist ebenfalls dort sowie in Val Solda bekannt. Es scheint, daß keine speziell mittelmeerische Art im préalpinen Sinémurien s. str. vorkommt. Dagegen kennt man aus dem Lotharingien *Verniceras ultraspinum* und *V. Oosteri*, *Asteroceras aff. exiguum* und *Schlotheimia Boucaultiana var. etrusca*, *Arietoceras tardecrescens*, *Aegoceras bispinatum*. Als Formen, bisher einzig aus dem Rhônebassin bekannt, notieren wir aus den Préalpes oder Klippen: *Oxynoticeras cf. Victoris* und besonders *Arietoceras? Oosteri*, die für eine kranke Form der *Arietites Bonnardii* von Pompeckj und Hug angesehen worden ist, während es sich sicherlich um eine gute Art handelt aus einer neuen *Arietiten*-gattung, die außerordentlich reich am Langeneckgrat vorkommt.

Im Mittellias der Préalpes erscheinen sehr zahlreich die *Phylloceras* und *Lytoceras*, ebenso spezifische Brachiopoden von Sizilien oder den Ostalpen: *Glossothyris cornicolana* aus den Schichten der Gl. *Aspasia* vom Zentralappenin, *Terebratula punctata var. Andleri* der Ostalpen, viele Spiriferinen usw., und als Cephalopoden: *Asteroceras varians*, *A. Reynesi*, *Cycloceras calliplocum*. In der Chablais—Hornfluh-D. findet sich *Harpoceras (Hildoceras) aequiumbilicatum*! L. Horwitz hat in der Umgebung von Charmey eine spezielle Brachiopodenfauna (*Leptaena-*

schichten, Infratoarcien) entdeckt, die in den Préalpes nie bekannt war, zusammen mit einigen Cephalopoden (*Grammoceras subtile*, *Hildoceras ruthenense*, *Dactyloceras anguinum*), Koninckinen und Spiriferinen, von denen mehrere spezifisch sizilianisch oder ostalpin sind. Das untere Toarcien führt vorherrschend Formen von Zentral-europa mit Ausnahme von *Lillia Bayani*, die hauptsächlich der alpinen Provinz zugehört. Im oberen Toarcien macht sich die Invasion von mediterranen Formen aufs neue fühlbar durch die Fülle von *Phylloceras* und *Lytoceras* und z. B. *Pseudogrammoceras metallarium*. An der Grenze von Aalénien und unteren Bajocien liegt die bemerkenswerte Fauna, die L. Horwitz in „les Bruns“ (zwischen Charmey und Jaun) gefunden hat. Sie enthält außer zahlreichen *Phylloceras* und *Lytoceras* einige *Oppelia*, die am Cap St. Vigilio (Gardasee) von M. Vacek beschrieben sind. Diese Invasion ist das Vorspiel derjenigen, welche sich in der Schlammfazies des Zoophycos-Dogger vollzieht.

Diese Zusammenstellung genügt, um zu zeigen, daß die mediterranen Affinitäten des praealpines Lias nicht zu vernachlässigen sind. F. Trauth hat schon auf die Anklänge des unteren und mittleren Lias der mittelschweizerischen Klippen mit den ostalpinen Schichten von Gresten hingewiesen. Diese beziehen sich auch auf den Lias der Préalpes. Sie beziehen sich aber nicht auf das Hettangien, weil die Grestenschichten an ihrer Basis aus Sandsteinen, Arkosen und Schiefeln mit Pflanzenresten und im Dach aus einer Schieferserie bestehen.

Neuerdings sind auch im Echinodermenkalk des unteren Lias in der Umgebung von Rossinière (Antiklinale der Tinière) Foraminiferen (*Cristellaria*, *Fronicularia*) gefunden worden.

Stratigraphischer Charakter des Lias. E. Haug hat schon lange hervorgehoben, daß der Lias der Préalpes dem Lias der Provence oder des Rhonebassin nahe stehe. W. Kilian und J. Révil sehen besonders Analogien mit dem „Type intermédiaire“ der Aiguilles d'Arves (zwischen dem Typus des Dauphiné und dem brecciösen des Briançonnais). Sinémurien und Mittellias sind im SE-Teil der Klippen-D. (Pointe d'Orchez, Tour d'Aï, Grande-Eau, Heitberg im Simmental) vorherrschend bathial (mächtige mergelig-schieferige Ausbildung). Trotz lokalen Einlagerungen von hauptsächlich alpinen Brachiopoden (Tour d'Aï) erinnert diese Serie mehr an den „type dauphinois“ als den übrigen Klippenlias. Der „type intermédiaire“ reich an wechselnden Fazies (Riffbildungen, zoogener Kalk, Breccien, Brachiopoden- oder Silex-führende Kalke), beherrscht mehr Rhät, Hettangien und die Echinodermengesteine des Unter- und Mittellias, die besonders längs der Zonen mit lückenhaftem Unterlias erscheinen. In der N-Zone der Préalpes ist der Unterlias fast überall neritisch (Horwitz), im Mittellias bald bathial, bald neritisch ohne sichtliche Ordnung, im Oberlias fast überall bathial.

Die Lücken im Unterlias (Fig. 187). Die Erscheinung von Lücken im Unterlias kann jetzt auf große Distanzen verfolgt werden. Die Umstände sind veränderlich. Hettangien und unteres Sinémurien können fehlen, Lotharingien und Pliensbachien ruhen dann unmittelbar auf Trias oder Rhät. Diese Lücken treten in launenhafter Art in den beiden Echinodermenzonen auf.

Das schönste Beispiel dieser Lücken im Unterlias ist in der Antiklinale des Stockhorn N Schwiedenegg von A. Jeannet und E. Gerber entdeckt worden. Wir notieren folgendes Profil:

7. Echinodermenkalk mit Quarzkörnern.

6. 10 cm eisenschüssige Schichten, Breccien aus Dolomittrümmern und umgelagerten Hettangienfossilien, im obersten Teil Zone eisenschüssiger Konkretionen, rot oder schwärzlich, abgeplattet, häufig Dolomitgerölle von Bohrmuscheln durchlöchert als Kern.

5. 10—15 cm Echinodermenkalke, mehr oder weniger verkieselt.

4. Eisenschüssige Einlagerungen mit Phosphat und Hämatitkonkretionen, 4 cm.

3. Echinodermenkalke mit rauher Fläche, kieselig, enthaltend *Pleurotomaria cf. cingulifera*, *Waldheimia subnumismalis*, *Rhynchonella plicatissima*, 8 cm.

2. Eisenschüssige Basisbreccien mit Phosphoritknollen und angebohrten Geröllen, 15 bis 20 cm.

1. Dolomitischer Kalkstein, heller Triassandstein.

Die Schichten oberhalb 1 sind nach den Versteinerungen Mittellias oberer Teil. Alle Schichten zwischen Trias und diesem sind verschwunden. Da umgelagerte (remaniés) Hettangienfossilien vorkommen, ist die Lücke wohl die Folge einer Erosion, nicht eines ursprünglichen Fehlens der Ablagerung. Die Gegenwart von Phosphat und Eisengesteinen ist ähnlichen Vorgängen zuzuschreiben, wie diejenigen, die die Bohnerze des Jura geschaffen haben, mit dem Unterschiede, daß die Produkte der Entkalkung und Lateritisation in Küstennähe ins Meer verschwemmt und sedimentiert worden sind (Breccien und angebohrte Gerölle).

Die beidseitigen Zonen mit Lücken sind Zeugen von orogenetischen Bewegungen in der Liaszeit, welche zu einer festländischen Erosion führten. Unsere Fig. 187 gibt ein stratigraphisches Querprofil über Montreux—Grande-Eau zur Darstellung der Verteilung der Unterliaslücken in den Waadtländer-Préalpes.

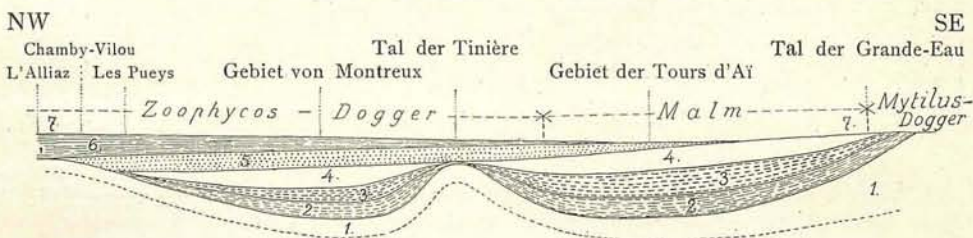


Fig. 187. Schema der Verteilung des Lias der Klippendecke zwischen Veveyse und Grande-Eau, zusammengestellt nach E. Gagnebin und A. Jeannet.

1 = Trias, 2 = Rhät, 3 = Hettangien, 4 = Sinémurien s.l., 5 = mittlerer Lias, 6 = oberer Lias, 7 = Dogger und Malm.

Lias der Breccien-D.

Literatur S. 600.

Breccien und Konglomerate finden sich in verschiedenen stratigraphischen Horizonten verschiedener Decken durch die ganzen Alpen hindurch. Allein etwas ganz anderes, einzig in seiner Art, ist der Fall der Chablais-Hornfluh-Decke, wo fast eine ganze Decke nur aus ungeheuren einförmigen Breccien besteht, die durch verschiedene Schichtserien hindurchgehen und in dieser Weise nirgends sonst in den weiten umgebenden Regionen zu finden sind. Der Name Breccien-Decke ist deshalb sehr bezeichnend. Die tektonische Einheit der Breccien-D. enthält zwei mächtige Komplexe von Kalkbreccien, von denen der untere wohl dem Lias, der obere, davon durch Dachschiefer getrennte,

wahrscheinlich dem Malm angehört. Altersbestimmende Fossilien sind, wie immer in Breccien, fast nie erhalten. Die unterliegenden und überliegenden stratigraphisch bestimmbaren Horizonte treten nach Mächtigkeit gegenüber der jurassischen Breccie sehr zurück.

Das Rhät, obschon wenig mächtig, ist von vielen Stellen bekannt: Tal des Giffre, Col de Coux und N Morgins, Gummfluh und Hornfluh. Es besteht aus Lumachellen und dunklen, mehr oder weniger tonigen Schichten mit *Bactryllium*. *Terebratula gregaria* wird fast von jeder Fundstelle genannt, wogegen Korallen nicht erwähnt werden. Im Chablais ist Rhät nur in den S-Teilen der Decke bekannt. In den nördlichen ruht die untere Breccie unmittelbar und diskordant auf Trias. Lugeon schließt daraus, daß die Schichtfolge sich von NW gegen SE vervollständigt.

Über dem Rhät erscheinen in Petit-Jutteninge (Giffre) Kalke mit Kieselknollen, am Col de Coux Kalke mit *Pentacrinus tuberculatus* und Belemniten (H. Preiswerk). In den Umgebungen von Taninge gibt es mächtige schwarze Kalke. Krinoidenkalke und schwarze Kalke überlagern das Rhät auch in der Region der Gummfluh und Hornfluh. Man kann alle diese Sedimente dem unteren Lias (Hettangien und Sinémurien s. l.) zuschreiben.

Die mächtigen Schiefer mit untergeordneten Sandsteinen und Breccien unter der unteren Breccie im Chablais sind im Hornfluhgebiet fast nicht vorhanden. In der Umgebung von Zweisimmen z. B. finden sich Einlagerungen von Dachschiefern nur untergeordnet in der oberen Partie der unteren Breccie. Die untere Breccie ist das konstanteste und ausgedehnteste Glied dieser Decke. Untere Breccie mit zugehörigen Schiefen sind im Chablais (Lugeon) 500—1300 m mächtig (Fig. 188).

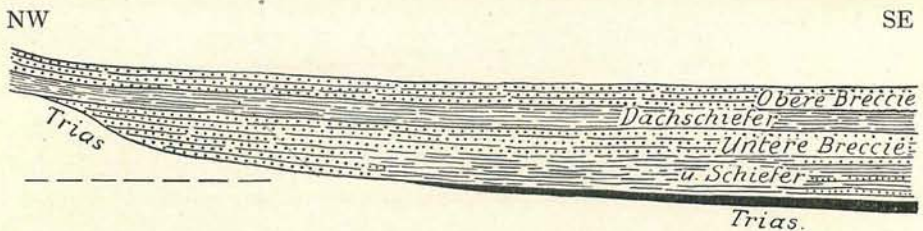


Fig. 188. Schematisches Profil des Complexes der Chablais-Breccie nach M. Lugeon, ergänzt nach H. Preiswerk. (Schwarz = Unterlias u. Rhät.)

Den Kalkbreccien sind noch spätige und sandige Kalke eingelagert. Fossilien (Belemniten und einige Bivalven) sind selten, schlecht erhalten, und nicht bestimmbar. Das liasische Alter wird allgemein angenommen. In Echinodermenkalken der unteren Breccie von Pointe du Cananéen (Rubli) hat Schardt eine Fauna des Mittellias mit Lamellibranchien, Brachiopoden und einem Ammoniten (*Harpoceras aequiumbilicatum*) gefunden. Es wäre auch möglich, daß die überliegenden Dachschiefer den Argovien-Oxford-Schiefen der Falknis-D. entsprechen.

Die Trümmer, welche die Breccie der Chablais-Hornfluh-D. zusammensetzen, sind: glimmerige Carbonschiefer, weiße und grüne Quarzite der Trias, grüne und rote Schiefer, dolomitische Kalke, graue, rote oder weiße Dolomite dicht oder

kristallin, schwarze und graue kompakte oder spätige Kalke des Lias oder der Trias ostalpiner Fazies — alles Gesteine älter als Dogger.

M. Lugeon schließt aus einer Anzahl von Erscheinungen im Chablais, daß die untere Breccie aus dem Zerfall von Trias- und Liasgesteinen entstanden sei, die im N und NW vorhanden waren und gegen S und SE abstürzten. Dort am N-Rand der Decke liegt ja auch die untere Breccie unmittelbar auf Trias. Um die Bildung einer so mächtigen Breccie zu erklären, nimmt Lugeon eine wandernde Steilküste von wenigstens 35 km Länge an.

W. Kilian betont die Analogien, welche zwischen der Chablais-Hornfluh-Breccie und den Breccien des Lias des Briançonnais (Brèche du Télégraphe) bestehen. Die Kalkbreccien des Lias sind indessen nicht nur auf die Axialzone des Briançonnais beschränkt, sie kommen auch in weiter außen gelegenen Zonen (Maurienne und Tarentaise) sowohl als im Innern (Mt. Dolin der Dent-Blanche-D., Schamserdecken usw.) vor. Übrigens scheint die Liasbreccie des Briançonnais dem Alter nach nur mit der unteren Breccie der Chablais-Hornfluh-D. zusammenzugehen.

Lias der Simmen-D.

Im Simmental besteht das älteste Glied der Simmen-D. aus kieseligen fossilereen Schiefen, welche oft eine unabhängige Schuppe bilden. Rabowski und Horwitz haben in der Vallée de Vert-Champ in kieseligen braunen Kalken und hie und da sandigen Kieseliefen sichere Aalénienfossilien gefunden: *Ludwigia Sinon*, *L. tolutaria*, *L. opalina*.

Am Roggenstock (Iberg) liegt über der Klippen-D. eine Linse roter und hellgrauer marmorisierter liasischer Echinodermenkalke mit Belemniten, die zur Simmen-D. gehören könnten.

Dogger (mit Tabelle IV).

Dogger der Klippen-D.

Allgemeines. In zwei verschiedenen Fazies ist der Dogger in den Préalpes entwickelt. Die eine, der *Zoophycosdogger*, nimmt fast die ganze N-Partie ein, er ist die bathiale Cephalopodenfazies. Die *Zoophycos*, *Taonurus* oder *Cancellophycos* sind noch ziemlich rätselhafte Abdrücke in Form und Größe der Spur eines gebogenen Besenstriches. Man wollte sie für Spuren erklären, allein die hie und da erkenntlichen Porenreihen oder die feinen Rippchen, welche schief regelmäßig über die größeren laufen, sodann die oft zu regelmäßige Breite der Wülste, der gelegentliche Übergang in ein stielartiges Gebilde und besonders noch das häufige Vorkommen schwarzer Färbung oder eines dunklen Häutchens aus organischer Substanz sprechen für die Auffassung von O. Heer und andern, die sie für Reste von großen („blasenförmigen, zusammengedrückten“) marinen Algen halten. Die versuchte Unterscheidung in Gattungen und Arten ist noch nicht durchführbar. Sie sollen lebenden Formen zu vergleichen sein. Man kennt sie schon aus dem oberen Lias und hinauf bis in die obere Kreide (graue Couches rouges). Weit aus am häufigsten sind sie im Dogger. Sie kommen im Juragebirge (Randen, Lägern usw.) und massenhaft, ganze Schichtflächen dicht gedrängt zu Tausenden erfüllend, in den Préalpes und deren Randzonen vor. Eine paläontologische Monographie dieser Fossilien fehlt, wir geben einige Abbildungen (Fig. 189 a, b, c, d).

Die andere Doggerfazies ist hauptsächlich entlang dem S-Rand der Préalpes entwickelt. Dies ist eine neritische, transgressive Bildung, genannt *Mytilus dogger*, weil reich an *Mytilus* und Verwandten (Fig. 191 stellt *Mytilus* [*Modiola*] *castor* dar). Diese beiden Ausbildungsformen sind niemals in Berührung oder Überlagerung beobachtet worden. Das Alter der Mytilusschichten war lange verkannt worden. Ihre obere Grenze hat sich erst vor kurzem definitiv feststellen lassen. Zwischen diesen beiden Doggerarten besteht eine trennende Zone, in welcher Dogger fehlt und der Malm unmittelbar auf den unteren oder mittleren Lias folgt.

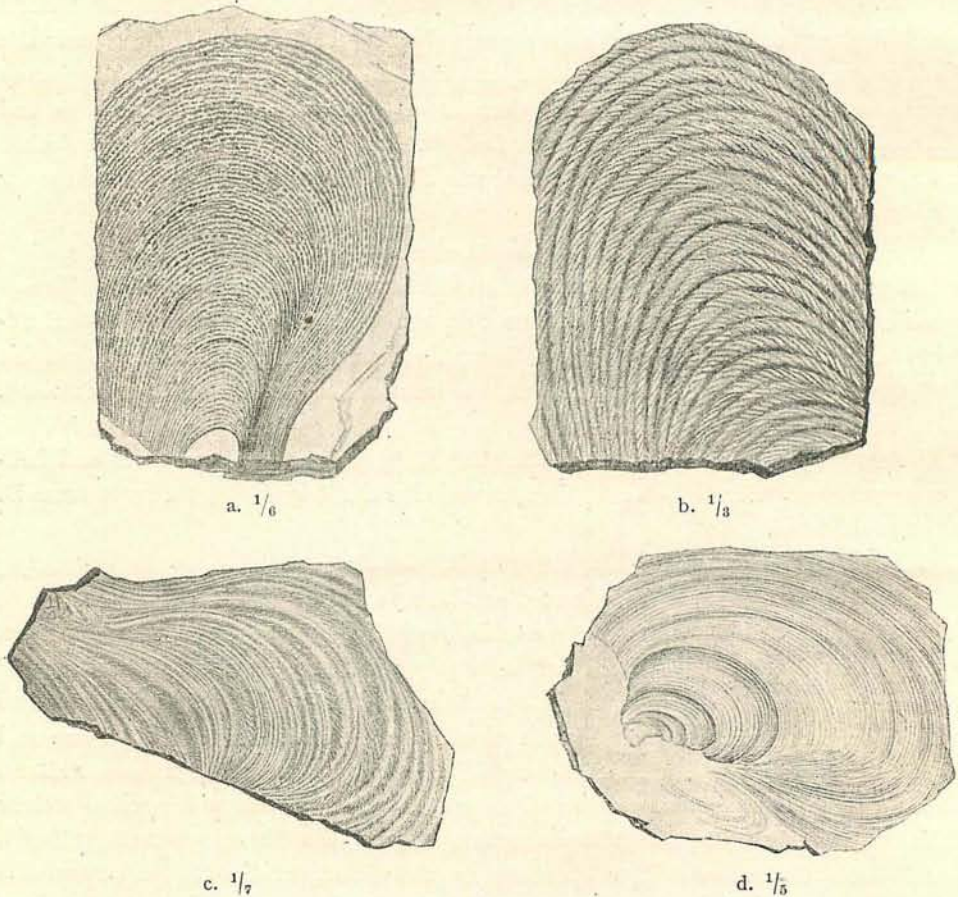


Fig. 189. *Cancellophycus* (*Zoophycos* oder *Taonurus*).

a. und b. von Les Fares, Gryonne (Waadt); c. von Fulet bei Broc (Fribourg); d. von Arveyes (Gryonne).
(Die Originale zu den abgebildeten Stücken sind aus dem ultrahelvetischen Gebiet gewählt, weil der dort sandige Dogger bessere Erhaltung ermöglicht hat.)

„*Zoophycos*-Dogger“ der Préalpes.

1918 L. Horwitz, Sur le Dogger et le Malm du massif des Bruns, Alpes fribourg. Bull. Ac. Sc. Cracovie.

Allgemeines. Vom N-Rand der Préalpes reicht diese Ausbildungsart ungefähr bis an die Linie Miussy—le Biot—Abondance (Obersavoien)—N Vouvry—S Roche—Château d'Oex (Waadtland)—E Jaun—Reutigen (Thunersee). Sie besteht

vorherrschend aus mergeligen Kalken, Mergeln und dunklen oder braunen Schiefen von großer Mächtigkeit, reichlich *Canellophycus* und *Posidonomya* (*P. alpina*) enthaltend. Die Masse ist ziemlich einförmig, Abteilungen nur lokal zu unterscheiden. Die untere Grenze ist sehr oft aus Mangel an Fossilien unbestimmbar; die obere Grenze wird stets durch die roten und grauen knolligen Kalke des Oxford-Argovien an der Basis der Malmwände gegeben. Im allgemeinen ist das Bajocien Mergelschiefer, aber es gibt viele Ausnahmen: Echinodermen- und Brachiopodenkalk an der Pointe d'Orchez, Mergelkalke mit sehr festen Knollen in Pâquier-Burnier bei Château d'Oex, bunte fleckige Kalke in „Bruns“.

In der Antiklinale des Ganterist ist der Dogger am besten und vollständigsten ausgebildet. Fast alle stratigraphischen Niveaux sind lithologisch oder durch Cephalopoden vertreten. Die schönen Reihen im Museum von Bern, von W. A. Ooster beschrieben, stammen alle aus der Antiklinale des Ganterist (Rufigraben, Sulzgraben, Blattenheid, Untermentschelen, Hohmad usw.).

Nach den Beobachtungen von Gerber, nachgeprüft im Beisein desselben durch A. Jeannet, kann diese Serie als Typus wie folgt zusammengefaßt werden:

Malm: Knollige Kalke des Oxfordien-Argovien.

Callovien: 3. Oben grüne und gelbe Schiefer, darunter Mergelkalke und schiefrige Mergel, Versteinerungen sehr selten: *Macrocephalites macrocephalus* im Sulzgraben, ca. 60 m.

2. Lokales Konglomerat (Blattenheid) aus kleinen Geröllen von schwarzem Quarz, weißem Kalk, Dolomit, Quarzporphyr, Trümmer von Pflanzen und Korallen (*Beaumontia Zignoi*), 2 m.

1. Grünliche Schiefer, ähnlich 3, mit *Fucoiden*, 5 m.

Bathonien: 3. Sandiger brauner Kalk mit viel Pflanzenresten, 150 m.

2. Wechsel von sandigen und mergeligen Kalkbänken mit grauen Mergeln (*Lytoceras tripartitum* massenhaft), 50 m.

1. Kalkoolith vortretend, 20 m.

Bajocien: Graue Mergelschiefer mit *Phylloceras*, 10—15 m.

Bajocien: 2. Wechsel mehr oder weniger knolliger Bänke von geflecktem kompaktem grauem Kalk mit plattigem Mergel, 25—30 m. Sehr zahlreich *Phylloceras viator*, Niveau der *Garantia*, *Strenoceras* und *Patoceras*, *Posidonomya alpina*.

1. Mächtige Wechsellagerungen von Kalksteinen und Mergeln, ca. 200 m.

Aalénien: Schwarze Mergel mit *Posidonomyen*.

Die Zoophycos-Funde zerstreuen sich vom oberen Lias durch den ganzen Dogger.

Durch Vergleich mit dem Konglomerat von Steinberg am Stanserhorn stelle ich dasjenige von Taubenloch-Blattenheid ins Callovien, obschon P. Christ auch Bathonien dafür offen läßt. Zum Callovien sind zu stellen *Macrocephalites cf. Canizzaroi* (= *M. compressus*, Qu.) und *Reineckeia Kiliani* aus dem Museum von Bern, was wohl beide Niveaux des Callovien als vorhanden erscheinen läßt.

Die obere Abteilung des Bajocien, meist mergeliger, hat in der Region „des Bruns“, am Thunersee und im Gewölbe des Ganterist eine reiche Fauna mit *Garantia*, *Strenoceras* und *Patoceras* geliefert, die dem „Bifurcaten-Horizont“ von Schwaben, vermehrt durch Einschlag von *Phylloceratiden*, entspricht. Die Zone mit *Emileia Sauzei* ist in größter Ausdehnung nachweisbar durch die weite Ausbreitung von *Stephoceras Humphriesianum*. Das Bathonien ist hauptsächlich vertreten durch sandige und glimmerige Kalke mit oolithischen Einschaltungen. An der Basis fehlt selten der bezeichnende *Lytoceras tripartitum*. Horwitz hat an der Basis der Stufe einen Horizont mit für die Alpen neuen speziellen *Parkinsonien* gefunden. Das Bathonien nimmt etwas besonderen Charakter am S-Rande der Zoophycos-

provinz (Tinière z. B.) an. In seinem oberen Teil enthält es rauhe Kalksteine mit Quarzkörnern und zahlreichen kompakten oolithischen, hie und da korallogenen Zwischenlagen. Dieses Niveau ist überlagert von bräunlichen Kalkmergeln, die dem Bradfordien entsprechen.

Am wenigsten bekannt oder nachweisbar ist das Callovien, so häufig auch Fossilien aus seiner unteren Zone angeführt werden. Es erscheint in zwei verschiedenen Ausbildungen. In der äußeren Kette enthalten seine Mergelschiefer mit kalkigen Zwischenlagen viele Posidonomyen. An den Bruns ist es nach Horwitz durch zwei glaukonitische Niveaux vertreten. Im Tal der Tinière (Naye-Aveneyre) beginnt das Callovien mit kristallinen spätigen Kalken, kohlige Blättchen enthaltend. Eine wenig dicke Bank hat eine sehr reiche Fauna von Phosphatversteinerungen der Zone des *Macrocephalites mac.* geliefert. Darunter liegen schwarze Kalksteine mit großen *Perisphincten*.

Das Profil von Pertuis d'Aveneyre kann in folgender Art zusammengefaßt werden (A. Jeannot):

4. Kalksteine mit oder ohne Silex (Malm).
3. Massiger Kalk, hie und da etwas knollig, fossilführend bei Aveneyre (Argovien), 1,20 m.
2. Callovien, grauschwarze Kalksteine mit plattigen Bänken dazwischen, 4 m. Eine Bank aus dunklem Kalk, im Dach mit Schwärmen und Nestern von schwarzen phosphorischen Knollen und Fossilien, manchmal glaukonitisch (reiche Fauna an den Cases d'Aveneyre: *Macrocephalus compressus* etc.), 0,30 m. Wechsel dicker körniger oder kristalliner, oft rosaroter Bänke mit plattigen Mergeln, Crinoiden, gegen die Basis Kohlenblättchen, ca. 31 m.
1. Mergel und Mergelkalk, bräunlich (oberes Bathonien).

Dieses Callovien ist sonst bisher kaum bekannt. Von den Mithen (Griggeli) und dem Rotspitz (Giswilerstöcke) ist der gleiche Horizont nach Art der Fazies an der oberen Tinière beobachtet. Er erinnert durch Phosphoritfossilien und Reichtum an *Phylloceras an la Voulte* (Ardèche).

In derjenigen Zone der Préalpes, wo die beiden Fazies des Dogger z. T. fehlen, wird der Malmfels unten sandig, körnig mit Quarzknollen und verkieselten Versteinerungen. Darin findet man nur Korallen (*Sarse* bei Corbeyrier); *Beaumontia Zignoi* ist von E. Gerber und P. Beck (Walpersbergfluh, Brämenfluh, Mieschfluh, Stockenfluh hinter dem Stockhorn) massenhaft gefunden worden. Da diese Art auch im Konglomerat des Taubenloch-Blattenheid vorkommt, handelt es sich in diesen Schichten an der Basis des Malm sicher um Callovien. Die Basis des Malm greift hier lithologisch in die Zeit des oberen Dogger hinab.

Zoophycus-Dogger der mittelschweizerischen Klippen.

1908 J. Oppenheim, Dogger und Malm der Klippen am Vierwaldstättersee. Geol. Ges. Wien.

Der Charakter des Zoophycos-Dogger ist derselbe in den Klippen der Zentralschweiz wie in den Préalpes mit teilweiser Ausnahme von Mithen und Iberg. Das vollständigste Profil, das bisher bekannt ist, gibt P. Christ vom Stanserhorn:

- Argovien: Knolliger Kalk.
- Oxfordien: Feinspätige dunkelgraue Kieselkalke, z. T. grobspätig (Studfluh), z. T. sandig-mergelig (Rinderalp).
- Callovien: Glimmerreiche sandige Kalke und Schiefer mit Pflanzenresten, *Zamites Kaufmanni*, 30—50 m. Grobe Spatkalke mit Konglomeratbank am Steinberg, 120 m.
- Bathonien: Erhärtungsfläche mit Bohrmuschellöchern und gerollten Fossilien, 5—10 cm. Mergelkalk und Schiefer mit *Lytoceras tripartitum*, *L. polyhelictum*, *Parkinsonia Parkinsoni*, *Posidonomya alpina* usw.

Bajocien: Mergelkalke und Schiefer „Bifurcatenhorizont“ mit *Patoceras*, *Garantia*. Mergelkalke mit schieferigen Zwischenlagen: *Coeloceras Blagdeni*, *Stephanoceras Humphriesianum*, Mergelkalke und Schiefer, ca. 100 m.

Dieser Komplex (Bathonien—Bajocien) von 200—300 m mergeliger Kalke entspricht dem Zoophycos-Dogger (Christ).

Es gibt auch einzelne besondere Ausbildungsformen. Am Jänzimattberg (Giswilerstöcke) erscheinen tonige kieselige Sedimente mit Radiolarien. Vom Rospitz erwähnt P. Christ kalkige und dolomitische Breccien. Zwischen den beiden Gipfeln der kleinen Mithen am Griggelisattel beobachtet man von N nach S in fast vertikaler Stellung:

6. Malm Riffkalk.

5. Schwarze, mehr oder weniger sandige Kalke mit Feuersteinknollen und canaliculaten Belemniten (Oxfordien?).

4. Hellgraue Kalke, sandig mit vielen Fossilien im unteren Teil, manchmal Phosphoritknollen. Es handelt sich dabei sicher um das Callovien. Smit Sibinga und ich haben dort neben vielen *Phylloceras* und *Perisphinctes* gefunden: *Hectioceras* und *Oekoptychius refractus*. Vielleicht handelt es sich um die *Reineckia*-Zone, 1 m.

3. Dünne Bänke von bräunlichen Kalken, 2—3 m.

2. „Rämsibreccie“: dunkle Breccie mit dolomitischen und quarzitischen Bruchstücken. An der Basis schiefrig mit dünnen Bänken schwarzer Kalke, die Rhät sein können.

1. Bunte Mergelschiefer der oberen Trias.

A. Tobler hat eine untere und obere „Rämsibreccie“ unterschieden, die er dem Dogger zuschreibt. Zurzeit kann man das Alter dieser Breccien noch nicht genauer bestimmen, sie könnten Lias so gut wie Dogger sein. Sicher ist nur, daß sie älter als Callovien und jünger als Trias sind. Die rauhen mehr oder weniger sandigen Kalksteine an der E-Seite des Roggenstock scheinen dem unteren Dogger und oberen Lias (Aalénien) anzugehören.

Zonen und Fazies des Zoophycos-Dogger.

Paläontologisch sind alle anderwärts erkannten Zonen auch hier durch Leitformen vertreten. Die tiefste Zone des Bajocien ist nur von „les Bruns“ und dem Jänzimattberg (Giswilerstöcke) bekannt. Die Zone des *Peltoceras athleta* ist nur „aux Bruns“ und am Schwarzsee (Museum von Bern) festgestellt. Die anderen sind alle mehr oder weniger reichlich vertreten. Das obere Bajocien und das untere Bathonien haben besonders reiche charakteristische Faunen ergeben. Fast im ganzen Dogger zeigt sich ein reiches Aufblühen von *Phylloceras*, die von einer Zone in die folgende übergehen. Das gleiche gilt von manchen *Perisphinctes* des Bathonien und Callovien. Noch sei die Entdeckung von Horwitz an den „Bruns“ erwähnt, wo eine besondere Fauna des unteren Bajocien (für gewisse Autoren = Aalénien) mit *Sonninia* sp. div. und *Oppelia* vorkommen, die sonst nur vom Cap San Vigilio am Gardasee bekannt sind.

Das Callovien ist zu lückenhaft bekannt. Die vom unterliegenden Dogger zu verschiedene Fazies von Aveneyre nähert sich dem Malm, dessen Basis sie bildet.

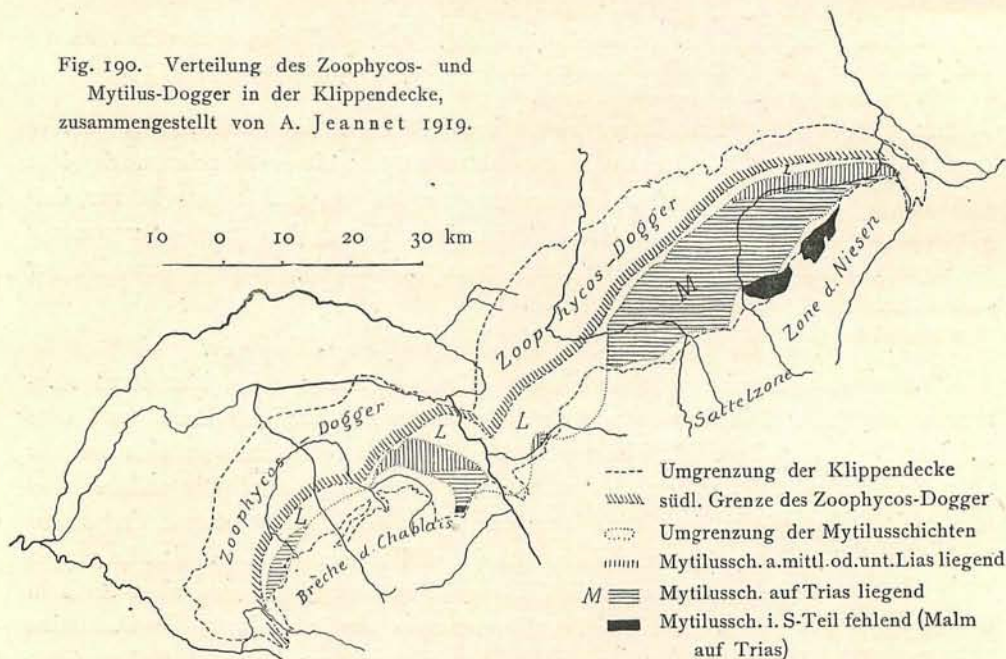
Pflanzentrümmer sind verhältnismäßig häufig (Schwemmholz, Blätter von *Zamites*, *Kohlenschichtchen* zerstreut im Bathonien und Callovien der Préalpes und der Klippen (Moléson, Tinière, Kette des Vanil-noir, Stanserhorn). Bedeutend ist ferner das Vorkommen von Konglomeraten mit kristallinen Gesteinen (Taubenloch-

Blattenheid in der Ganteristzone und Steinberg am Stanserhorn). Sie scheinen alle aus den gleichen Trümmern gebildet (helle dolomitische Kalke, dunkle Kalke, Quarze und Quarzite, rote und dunkelgrüne Quarzporphyre). Die Gerölle zeigen keine Spur von Met. und sind identisch mit denen der subalpinen Nagelfluh. Sie gehören wohl zusammen mit ähnlichen Gesteinen in den Couches rouges.

E. Haug hat auf die Analogie hingewiesen, welche zwischen dem Zoophycos-Dogger der Klippen-D. und demjenigen der subalpinen Ketten von S-Frankreich besteht, die schlammig, pelagisch oder tiefmeerisch sind (Dauphiné-Fazies). Wenn der Zoophycos-Dogger im Vergleich mit dem Mytilus-Dogger tiefmeerisch ist, so beweisen doch die vielen sandigen Schichten, Pflanzentrümmer, Quarkörner in den Kalken, oolithischen Texturen und besonders am S-Rand die zwei verschiedenen Calloviensfazies, daß zu diesen Zeiten viel Tiefenwechsel des Meeres stattfand. Weiter S fehlt der Dogger ganz oder teilweise, so daß dort eine Erhöhung bestanden haben muß, welche die Mytilusschichten, die in einem Innenmeere sich absetzten, von den ammonitischen Sedimenten im nördlichen offenen Meere trennte. Die Konglomerate, Pflanzenschichten usw. sind vielleicht die Abschwemmungsprodukte der gehobenen Zonen.

Im Gegensatz zum Lias hat der Zoophycos-Dogger keine Lücken. Die Schichtfolge scheint überall vollständig kontinuierlich; wenn auch oft steril zu sein (Fig. 190).

Fig. 190. Verteilung des Zoophycos- und Mytilus-Dogger in der Klippendecke, zusammengestellt von A. Jeannet 1919.



L = Gebiet ohne Dogger, beide Fazies trennend oder Calloviens in Malmfazies.

Mytilusdogger, Mytilusschichten.

Spezialliteratur:

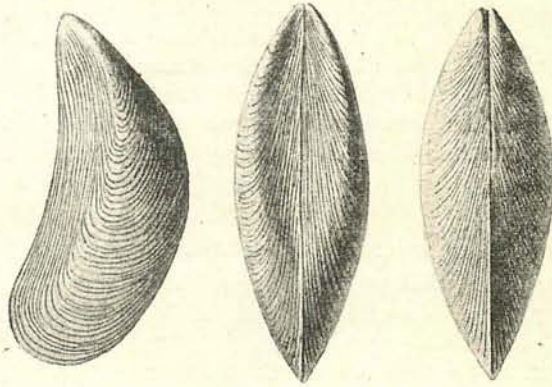
- 1883 P. de Loriol et H. Schardt, Etud. pal. et strat. d. Couches à Mytilus d. Alpes vaud. Mém. Soc. Pal. Suisse Vol. X.
 1886 V. Gilliéron, La faune des couches à Myt., etc. Verh. N. G. Basel.
 1907 L. Rollier, Fossile Fauna d. Schweiz in Geogr. Lexikon d. Schweiz Bd. 4.
 1918 F. Rabowski, Sur l'âge des couches à Myt. Bull. Soc. Vaud. sc. nat.

Der hier zu besprechende Komplex ist durch die ganze Masse hindurch reich an Schichten, welche z. T. in großer Masse und in verschiedenen Spezies Mytilus

und *Modiola* oder *Mya* enthalten. Der von Schardt gebildete Name für diesen Faziestypus ist also sehr berechtigt. Die Figur 191 stellt *Mytilus* (*Modiola*) *Castor* dar, gezeichnet nach Exemplaren in der geolog. Sammlung von Zürich.

Die *Mytilusfazies* des Dogger gehört nur der südlichen Region der Préalpes an und ist bis jetzt in den Klippen der Mittelschweiz nicht kenntlich. Die Hauptentwicklung liegt in den Gastlosen und den Spielgerten, der Rubli-Gummfluh, im Unterwallis bis Col de Bise, in Hochsavoiën am Mont Chauffé und an der Haute-Pointe im NE des Tales der Giffre. Das Vorkommen von Kohlen hat schon lange die Aufmerksamkeit auf diese Gebilde gelenkt („Kohlenschiefer“ von B. Studer), aber sein Alter ist lange nicht erkannt worden. Es wurde besonders häufig verschiedenen Stufen des Malm zugeschrieben.

Fig. 191.
Mytilus (*Modiola*) *Castor*
 Pfadfluh, Simmental,
 $\frac{2}{3}$ der natürlichen Größe,
 gezeichnet von Alb. Heim.



1871 erkannte zuerst Coquand das Bathonien als die Altersstufe der *Mytilusschichten*. Loriols Studien waren für manche nicht überzeugend, besonders Gilliéron und Rollier nahmen seine Schlüsse nicht an, weil die Cephalopoden fehlten. Endlich fand Rabowski Cephalopoden im Dach der *Mytilusschichten* im Simmental. Eine Untersuchung des gesammelten, durch Rollier und Jeannet und neue Aufsammlung von Jeannet mit Rabowski hatten oberes Oxfordien als die obere Grenze dieser Fazies festgestellt. Im Okt. 1920 haben P. Beck, Ed. Gerber und A. Jeannet an der Stockenfluh auch noch unteres Oxfordien (*Cardioceras Lamberti*) und Calloviën über dem *Mytilusdogger* nachgewiesen, so daß heute feststeht, daß die *Mytilusschichten* nicht höher als Bathonien sind. An ihrer Basis ruhen sie auf mittlerem Lias, auf Hettangien, Rhät oder Muschelkalk je nach der Örtlichkeit. Ihre untere Fauna besteht aus speziellen Korallen mit oberjurassischer Verwandtschaft, die gar keinen Altersschluß zulassen. Es ist möglich, daß diese Schichten im Bajociën ihren Anfang nehmen; Beweise fehlen.

Die Vorkommnisse der *Mytilusschichten* in Savoiën und den Waadtländer Préalpes zeigen in Zusammenfassung nach H. Schardt und M. Lugeon von oben nach unten gleichmäßige Aufeinanderfolge:

- A. Oberes Niveau mit *Modiola*.
- B. Niveau mit Myen und Brachiopoden.
- C. „ „ *Modiola* und *Plegiocidaris*.
- D. „ „ zerriebenen Versteinerungen und Korallen.
- E. „ „ Schwemmprodukten.

Niveau A, 15—20 m stark, ist besonders in der Rubrikette und am Rocher des Rayes (Gastlosen) entwickelt. Es bildet plattige bis schieferige Schichten mit Abdrücken von *Modiola Castor*, Fig. 191. Darüber folgen nach F. Jaccard 30 m Mergelkalke mit Korallen. Das Niveau A besteht im Chablais aus grauen bankigen Stinkkalken.

Niveau B von ca. 3 m ist am konstantesten. Mergelkalkige graue oder dunkle Schichten, oft von einer Mergelbank in der Mitte geteilt, Fauna reich und veränderlich: *Pholadomya percaudata*, *Mytilus laitmairensis*, *Eligmus polytipus*, *Ceromya Wimmisensis*, *Alectryonia (Lopha) costata*, *Rhynchonellen*, *Terebrateln*, im Chablais massenhaft *Waltheimia obovata*. Die Gattung *Eligmus* ist ausschließlich Bathonien.

Niveau C, 10—12 m, dünne Kalkbänke wechselnd mit schieferigen Lagern. *Modiola Castor* und *Plegiocidaris alpina*, Pflanzenspuren und Kohlenblättchen.

Niveau D, ca. 20 m, ziemlich konstant, Wechsel von Kalken mit Schieferlagen, reich an zerbrochenen Schalen, Lager der *Astarte rayensis*. Die Korallen finden sich oft nur in einer Bank, an andern Stellen zerstreut mit den andern Fossilien. Diese Korallen, reichlich am Rocher des Rayes (Château d'Oex), haben keine Beziehungen zu denen des Dogger im allgemeinen, sondern zu denen des oberen Jura; die Mehrzahl sind neue Arten. Kohlen und kohlige Schiefer.

C und D sind die kohlenführende Abteilung.

Niveau E besteht aus Breccien von dolomitischen Trümmern, Sandsteinen, aus Mergeln und Tonen mit dünnen Platten von Kohlen. Blätter: *Zamites Renevieri*. Es ist am wenigsten allgemein verbreitet.

Das von Rabowski am Wildenberg über Latterbach (Simmental) beobachtete und von ihm zusammen mit A. Jeannet ergänzte und dort auch am Schluchtingang in verkehrter Schichtfolge den Malm überlagernde Profil ist folgendes:

3. 0—3 m dunkelbraune Kalke mit *Modiola?*, *Ceromya?* Nicht mehr zur *Mytilusfazies* gehörend.
2. 4—5 m hellgrauer dolomitischer Kalk, feinkörnig, sandig, auch spätig. Im Dach Lager von 5—12 cm sehr festem Kalkstein oft spätig und feinsandig. Schwarze Phosphoritfossilien des oberen Oxford.
1. Dunkler Kalk der oberen Partie der sicheren *Mytilus*schichten mit einer eingelagerten Bank mit *Modiola*.

Die Fauna der Schichten 2, zwar ziemlich schlecht erhalten, ist doch sehr reich: *Belemnites*, *Lytoceras*, *Phylloceras* sp. div., *Pachyceras? helvetiae*, *Peltoceras athletulum*, *Aspidoceras ovale*, *A. perisphinctoides* var. *armata*, *Perisphinctes* sp. div., *Lissoceras Rollieri*, *Oppelia calcarata*, *O. Richei*, *Oekotraustes scaphitoides*, *Creniceras Renggeri* oder *crenatum*, *Hectioceras rauracum*, *H. Delimontanum*, *Trimarginites Villersi*. Zahlreiche Gasteropoden (*Spinigera Danielis*, *Pleurotomaria*, *Dentalium*); viele Zweischaler (*Pholadomya*, *Astarte*, *Modiola* cf. *tulipea*, *Trigonia*, *Opis*, *Arca*, *Ctenostreon*, *Plicatula*, *Pecten*, *Lima*, *Ostrea*); *Brachiopoden*; (*Rhynchonella*, *Acanthothyris*, *Terebratula*, *Lingula*); *Echinodermen* (*Crinoiden*); noch nicht bestimmte Korallen.

Dies ist eine Oxfordfauna entsprechend dem oberen Oxford des Berner Jura (Terrain à chailles) und der Zone des *Cardioceras cordatum* von Herznach, Crosettes bei La Chaux-de-Fonds. Im Oktober 1920 ist längs des S-Fußes der Stockenfluh bei Erlenbach (Simmental) von P. Beck, E. Gerber und A. Jeannet eine zweite Fundstelle entdeckt worden. Die Gruppe Nr. 2 der eben notierten Reihe hat gegen N bis auf 50 m zugenommen, während das Gestein zugleich lokal Quarzkörner aufnimmt und sandig wird. Gegen das Dach geht sie mit 5—10 cm Mächtigkeit in den Fossilhorizont vom Wildenberg mit *Cardioceras Lamberti* (I. Expl. bestimmt durch L. Rollier) des unteren Oxfordien über. Dieses zweite Oxford-Fossilager hat neben vielen *Phylloceras* auch *Peltoceras athletulum* geliefert. Die Kalksteine der Unterlage sind von dem hellgrauen Malm auf Entfernung nicht zu unterscheiden und sind auch immer mit solchem verwechselt

worden. Nur die Prüfung der frischen Bruchfläche oder das Vorhandensein verkieserter Korallen (*Beaumontia Zignoi*) können zur Unterscheidung helfen. Die Auflagerung der Korallenschichten auf den Mytilusschichten ist an mehreren Stellen sichtbar. Eingeschlossen zwischen dem sicheren Oxfordien und dem Mytilusdogger können sie nur Callovien sein. Nach Beck und Gerber setzt sich dieses Callovien weiter gegen N in der Richtung nach dem Stockhorn fort.

Mit Ausnahme vom Tal der Grande-Eau und den Gastlosen kann man sagen, daß die Mytilusschichten auf um so älteren Schichten ruhen, je mehr man vom Rande nach dem Innern der Préalpes geht. Auf dem N-Rand ihres Vorkommens liegen sie auf Mittellias (im Unterwallis vielleicht auf Toarcien). Wo aber die Diploporenfazies in der mittleren Trias vorhanden ist, liegen die Mytilusschichten auf diesen. Im Tal der Grande-Eeau ruhen sie auf Hettangien, Rhät und Obertrias, letzteres talaufwärts. An einigen Stellen kennt man, sei es an der Basis der Mytilusschichten, sei es zwischen Malm und Trias rote Bohnerztone in Schicht oder als Infiltration in die Diploporenkalke (Trévenusaz, Gummfluh, Spielgerten). Sie bezeugen eine Zeit der Denudation, ähnlich aber viel älter als die siderolithische Bildung im Juragebirge. Am äußersten S-Rande der Klippen-D. kommt es endlich vor, daß der Malm unmittelbar auf der Trias liegt, und die Mytilusschichten entweder gar nicht abgesetzt, oder nach ihrem Absatz wieder gänzlich weggewittert sind (Trévenusaz, Spielgerten). Es ist also zurzeit noch nicht möglich, zu sagen, wann der Absatz der Mytilusschichten begonnen hat. Wahrscheinlich gehört ihr basaler Teil zum Bajocien. Ein Gesamtstudium aller préalpinen Vorkommnisse mit vollständiger Revision ihrer Faunen wäre sehr wünschenswert.

An den Mithen ist der Dogger ähnlich dem Basisniveau der Préalpes ausgebildet: Breccien aus Dolomittrümmer (obere und vielleicht untere „Rämsbreccien“), Korallen und Nerineen führend. Diese werden nach einem Zwischenmittel von 2—3 m dünnbankiger rostfarbiger Kalke überlagert vom Sandkalk des Callovien.

W. Kilian hat schon lange einen neritischen Dogger des E-Briançonnais namhaft gemacht, dessen Fauna, wenn auch weniger reich, doch vielfach gleich ist den Mytilusschichten der Préalpes. Unten erscheinen Breccien, dann folgen schwarze Kalke mit Gasteropoden und Brachiopoden; die Schichtfolge ist freilich weniger mergelig als unsere Mytilusschichten.

Nirgends findet man einen Kontakt der beiden Klippendecken-Fazies des Dogger. Die letzten Forschungen zeigen vielmehr, daß sie durch eine Festlandzone voneinander getrennt waren. Von dieser her rühren z. T. die Kohlen der Mytilusschichten und die Pflanzentrümmer, die im Zoophycosdogger zerstreut sind. Es scheint, daß auch im SE die Mytilusschichten sich auf eine Festlandregion stützten. Die Unterschiede der beiden Doggerfazies der Préalpes gegenüber dem Dogger des Juragebirges und der helvetischen Kalkalpen springen in die Augen. Den Préalpes fehlen die Eisenoolithe vollständig. In der Sattelzone kommt Zoophycosfazies im Bajocien vor (glimmerig-sandige Kalke mit Zoophycos und *Posidonomya*-Tone), während das Callovien dort auch schwarz und schiefrig ist wie das Oxfordien. In der Zone externe findet sich dieser Dogger ebenfalls, und an der Pereyre bei Bulle enthält er Gerölle roter Granite und Bradfordfossilien, während das Callovien nicht feststellbar ist.

Dogger der Chablais—Hornfluh-D.

Im Chablais geht die untere Breccie nach oben allmählich in Tonschiefer über, die oft Fucoiden enthalten. Charakteristische rote und grüne Tonschiefer sind im oberen Teile eingelagert sogen. „Schistes ardoisiers“. Mächtigkeit bis 300 m. Chondriten, *Palaeodictyon* und Spuren von Radiolarien sind die spärlichen Fossilien. Im Hornfluhgebiete wird der Tonschieferkomplex fast bedeutungslos. H. Schar dt

kennt ihn mit Sicherheit nur an der Pointe de Cananéen (Rubli-Gummfluh). In den Spielgerten nennt ihn Rabowski nur als untergeordnete Einlagerung. Meistens werden diese Absätze zum Dogger gestellt, sie können auch als Argovien-Oxfordien gelten.

Dogger der Simmen-D.

Mit den roten und grünen Schichten von Radiolarienhornstein (Feuerstein, „Radiolarit“, Steinmann) tritt uns in der Simmen-D. ein neues auffallendes und typisches Gestein entgegen, das den helvetischen Gesteinszonen und auch der Klippen- und Breccien-D. vollständig fehlt. Die mikroskopische Untersuchung erweist diesen „Radiolarit“ als einen zugleich chemischen und organogenen tiefmeerischen (abyssalen) Niederschlag von Kieselsäure in allen Mischungen und Übergängen zu kieseligem Tiefseeton (mit Aptychen) verbunden und reichlich mit noch erkennbaren Kieselschalen von Radiolarien durchsetzt. Das Radiolarittiefmeer lag

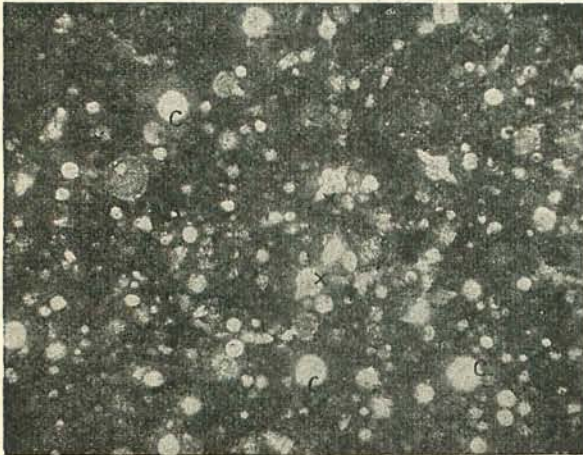


Fig. 192. Radiolarit (Radiolarien-Hornstein, Silex), 20fach vergrößert vom Torrent de Nairvaux (Préalpes vaudoises) Simmen-Decke.

C. = Cenosphæra; > = Xyphostylus.

während der Dogger-Malm-Zeit am Innenrande der Alpen. An der N-Seite der Alpen haben wir den Radiolarienhornstein bisher reichlich nur als Gerölle in der Nagelfluh angetroffen, relativ gehäuft im Flußtransport dank seiner Widerstandsfähigkeit. Durch Dislokation nach N verfrachtet erscheinen die Radiolarienhornsteine im E in der Margna-D. und den ostalpinen Dn. und im W in der Simmen-D. der Préalpes und in den Klippen (Fig. 192).

Die Radiolarite der waadtländischen und der Simmentaler Préalpes sind bisher meistens dem Malm zugeordnet worden. Sie sind nur z. T. Malm, größtenteils eher Dogger. In Gueyras (Vallée de Vert-Champ) liegen sie dem sicheren Aalénien auf. Die weißen Aptychenkalkte darüber enthalten (Rabowski) Simoceras des Kimmeridgien. Die Radiolarite finden sich also zwischen Lias und dem mittleren Teil des Malm. Sie vertreten also Dogger und Untermalm. Die verbreitetsten Abänderungen der Radiolarienhornsteine sind grün und rot. Dieser Feuersteinfels zerfällt meistens in parallelepipedische Stücke, deren Flächen oft Manganerzbelag besitzen. Auch in Iberg (Buoffenwald) wird er von feinen roten Tiefseetonen begleitet. Die folgenden Gattungen von Radiolarien sind festgestellt worden: Cenosphæra, Xyphostylus, Dicotyomitra, Saurodoceras.

Die Radiolarite der waadtländischen und der Simmentaler Préalpes sind bisher meistens dem Malm zugeordnet worden. Sie sind nur z. T. Malm, größtenteils eher Dogger. In Gueyras (Vallée de Vert-Champ) liegen sie dem sicheren Aalénien auf. Die weißen Aptychenkalkte darüber enthalten (Rabowski) Simoceras des Kimmeridgien. Die Radiolarite finden sich also zwischen Lias und dem mittleren Teil des Malm. Sie vertreten also Dogger und Untermalm. Die verbreitetsten Abänderungen der Radiolarienhornsteine sind grün und rot. Dieser Feuersteinfels zerfällt meistens in parallelepipedische Stücke, deren Flächen oft Manganerzbelag besitzen. Auch in Iberg (Buoffenwald) wird er von feinen roten Tiefseetonen begleitet. Die folgenden Gattungen von Radiolarien sind festgestellt worden: Cenosphæra, Xyphostylus, Dicotyomitra, Saurodoceras.

Malm.

Malm der Klippen-D. (mit Tabelle V).

Spezielle Literatur:

- 1869 W. A. Ooster, Le corallien de Wimmis, Pétrifications remarquables des Alpes suisses.
 1870 W. A. Ooster, Zur Kenntnis des Korallenkalk bei Wimmis (Bern. Oberland) in „Petrozoe helvetica“.
 1876 E. Favre, Fossiles du terrain oxfordien, Alpes fribourg. Mém. Soc. Pal. Suisse.
 1906 M. Lugeon, Crétacique et Tithonique de Leysin. Bull. soc. vaud. sc. nat.
 1913 Charles Jacob et Paul Fallot, Sur les Rhynchonelles portlandiennes, néocomiennes et mésocrétacées du SE de la France. Mém. Soc. Pal. Suisse.

Préalpes. Schon 1821 stellte Buckland den „Marmor“ von Roche (bei Aigle) zusammen mit dem englischen „Coral-rag“. Der Malm ist meistens einförmig, nur zu unterst und zu oberst können besondere Horizonte unterschieden werden. In der Region der Zoophycosdogger hat die Basis des Malm, knollige, rötliche, graue und grüne Kalke in konstanter Ausbildung, die Versteinerungen der Zone des *Peltoceras transversarium* (Birmensdorfschichten, Schiltkalk, Argovien) geliefert. Helle, kompakte, gleichförmige Kalke bilden die Hauptmasse. Besonders gegen oben und im S-Teil stellen sich korallogene und überhaupt zoogene Kalke ein. Die Ammonitenfacies des Tithon ist hier kaum bekannt außer in der Umgebung von Leysin. Der Malmkalk entspricht offenbar allen Stufen vom Oxfordien bis Portlandien. Hie und da kann der Malm auch ganz aussetzen (Le Môle und Les Brasses z. T., Twirienhorn?). Über die lokalen Ausbildungen des Malm nur folgende Notizen:

Das bunte Knollenkalklager in der Basis des Malm ist in dieser Art anderwärts in den Alpen nicht ausgebildet. Die Fauna desselben ist im Ganzen ziemlich bekannt (E. Favre 1876), indessen eine Ausscheidung von Oxfordien und Argovien ist erst noch durchzuführen. In „les Bruns“ (NW Jaun) lieferte der untere kalkigere graugrüne Teil Oxfordfossilien. Am Moléson liegen unter den oberen knolligen Argovienkalken grünliche, schiefrige und kalkige Schichten, die wohl Oxfordien vertreten. Über dem Liasrücken, wo der Dogger fehlt, scheint es, daß der Malm in seiner einheitlichen Fazies der kompakten Kalke zugleich Oxfordien und Argovien mit enthält (Tours d'Ai).

Die gleichförmige Masse des Malmkalkes scheint ihre größte Mächtigkeit, ca. 300 m, an den Tours d'Ai und in den Gastlosen zu erreichen. Die seltenen Perisphincten deuten auf Séquanien und Kimmeridgien. Diesen letzteren sind die Korallenkalk von Roche mit *Sphaerodus gigas* und der Musenalp zuzurechnen. Im mittleren Teil (Vernaz—Tinière—Vanil-noir) stellen sich Silexknollen in zwei Horizonten ein in der Basis und an der oberen Grenze des Malm. Diese drei Gesteins-horizonte entsprechen wahrscheinlich dem Séquanien, Kimmeridgien und Portlandien.

Das Portlandien ist vertreten durch korallogenes oder Cephalopoden führendes Tithon. Die Simmenfluh bei Wimmis enthält die von Ooster beschriebene reiche Fauna. Man kann dort zwei Horizonte unterscheiden: Die Dicerasschichten, reich an dickschaligen, sehr oft gerollten Mollusken (Gasteropoden: *Nerinea*, *Ptygmatis*, *Itieria* sp. div. und große Lamellibranchiaten: *Heterodicer* darunter *H. Oosteri*, *Pachyrisma*, *Cardium*, *Corbis*, *Ostrea* usw.), und zweitens die Brachiopodenschichten (Rhynchonellen, *Terebratula moravica*, *T. fomosa*, *T. immanis* etc.), die dem Niveau von Stramberg entsprechen. Die Beziehungen der beiden Typen sind nicht festgestellt.

In der Umgebung von Leysin besteht das Tithon aus dunklen Kalken mit der in alpinem Tithon leitenden *Calpionella alpina* (Fig. 193) und Ammoniten (*Phylloceras Calypso*, *Lytoceras Juilleti*, *Lissoceras Staszicii* u. a. *Perisphinctes* aff. *contiguus*, ferner *Glossothyris Bouei*, *Rhynchonella Agassizii*). An zerstreuten Lokalitäten sind gefunden worden: *Pygope janitor* (Leysin, Arvel), *P. diphya* (Mt. Cray, unterer Stockensee), *P. Catulloi* (Grandvillard, Vanil-noir). In den Umgebungen von Grandvillard enthalten die Breccienmarmore mit bläulichen Schmitzen zahlreiche Aptychen.

Über den Tithonkalken von Leysin und Ai folgt ein wenig mächtiges Brachiopodenlager mit *Lissoceras tithonium*, *Glossothyris* cf. *planulata* und verschiedenen Stramberger-Terebrateln. Andererseits findet man in großer Menge *Terebratula Moutoniana* und *Rhynchonella* cf. *cherennensis* var. *Moutoniformis*, die zur Kreide gehören. Die Anwesenheit einer *Astieria* cf. *Schenki* spricht für Einordnung dieses Horizontes ins untere Valangien (Zone des *Hoplites Boissieri*).

Malm der Klippen der Mittelschweiz. Der Malm der Klippen entspricht den für die Préalpes gemachten Angaben. Vom Stanserhorn führt P. Christ an:

Portland: hellgraue, dichte, plattige Kalke mit seltenen Aptychen, 70 m.

Kimmeridge-Sequan: helle Riffkalke mit Trochiten und Korallen (*Calamophyllia flabellatum*, *C. tenuis*; *Pseudobreccie*), 95 m.

Argovien: knollige Kalke und dichter heller Kalk (eingekeilt im verkehrten Mittelschenkel vom Stanserhorn), 35 m.

Oxfordien: dunkelgraue, feinspätige, kieselige Kalke, 180 m.

Die roten Knollenkalke sind auch vom Buochserhorn bekannt; sie fehlen an den Mithen, aber ich fand sie wieder in Iberg (E. Roggenstock). An der Musenalp, anderwärts nicht bekannt, erscheinen zuckerkörnige Dolomite in der Malmbasis. Die Gesamtmasse des Malm wird stets aus hellen, oft weißen gegen oben korallogenen Riffkalcken gebildet, die, erst für etwas abweichenden Schrottenkalk gehalten, dem Kimmeridgien und Portlandien angehören (Musenalp, Mithen 300–350 m mächtig). Darin sind einige Fossilien gefunden worden (*Pygope janitor* bei Giswil, *Perisphinctes* aus der Gruppe *P. contiguus* am Mithen). Die schwarzen Belemnitenkalke der kleinen Mithen sind wohl dem Oxfordien einzureihen.

Fazies des Malm in der Klippen-D. Das knollige Oxfordien-Argovien ist wohl bathial, dasjenige von Lätterbach (Simmental) hat gemischten Charakter (Cephalopoden, Lamellibrachiaten und Gasteropoden). Tiefmeerisch scheinen die Silexkalke der Zone Tinière—Vanil-noir zu sein, die Basisschichten enthalten nur unbestimmbare Belemniten. Die S-Zone der Klippen-D. ist besonders reich an Korallenkalken. Solche erscheinen stellenweise auch schon nördlich (Chalavornaire—Sonchoux, Roche). Tiefenschwankungen fehlen nicht, Tiefmeerabsätze (Cephalopoden und *Calpionella*, Leysin) und korallogene (Trévèneusaz, Gessenay, Spielgerten, Simmenfluh) wechseln miteinander ab und ruhen auf Mytilusschichten, Lias oder Trias. Basisbreccien sind nur am Spielgerten bekannt. Schon größerer Meertiefe entspricht der Malm der äußeren Préalpeskette und der Gastlosen—Tours d'AI.

Am Môle und W von les Brassés fehlen Malm und Neokom. Ob es sich dabei um Nichtabsatz oder späteren Abtrag handelt, ist noch unbestimmt. Ich neige der letzteren Hypothese zu, weil neritische Absätze als Rand einer aufgetauchten Rippe fehlen.

Vergleichung. Die roten, grauen und grünen knolligen Kalke des Oxfordien—Argovien sind in dieser Art unbekannt in den übrigen Schweizeralpen. W. Kilian findet sie ähnlich den freilich stärker metamorphosierten Kalken und Marmoren von Guillestre des Briançonnais. Fast identische Knollenkalke kennt man aus den Karpathen. Identische Absätze finden sich indessen in den venezianischen Alpen und im N von Afrika („*Calcare ammonitico rosso sup.*“ z. T. und „*calcaires rouges noduleux à délit marneux*“ in NE Tunis und Algier). Die Verwandtschaften des Oxfordien—Argovien der Klippen-D. gehen gegen S. Das Tithon der Simmenfluh erinnert an die Schichten von Stramberg, obschon die Cephalopoden fehlen; und die

Tithonkalke von Leysin erinnern an diejenigen von Stramberg, der franz. Alpen und des Rhonebeckens. Der Malm in den Préalpes ist viel weniger differenziert als derjenige der Zone externe. In den Gebirgen helvetischer Fazies ist das Oxfordien schiefrig und mit dem Argovien verbunden, das Argovien schiefrig und kalkig (Schiltschichten), die große Masse des helvetischen Quintnerkalkes ist viel besser geschichtet als der Riffkalk der Klippen-D., und das helvetische Tithon ist als Zementsteinschichten ausgebildet. Um von dem großen Unterschied des einförmigen (helvetischen wie préalpinen) Malm mit dem gegliederten des Juragebirges ein Bild zu gewinnen, genügt es, die bezüglichen Tabellen zu vergleichen!

Malm der Breccien-D.

Man ist ziemlich übereingekommen, dem Malm die obere Breccie dieser tektonisch-stratigraphischen so sonderbar abweichenden Einheit zuzuschreiben. Im Chablais erreicht die obere Breccie 200—300 m Dicke. Sie ist noch kalkreicher und heller grau als die untere, und enthält kompakte, sehr feinkörnige, nicht spätige Kalkbänke. In den oberen Bänken erscheinen Silexknollen. In der Region der Hornfluh erreicht die obere Breccie noch 50—60 m. Feine Breccien wechseln mit kompakten oder Silexkalken. Man kennt sie im Gebiete der Rubli-Gummluh nur am Hügel von Cananéen und im Spitzhorn (NNE von Zweisimmen). An letzterem Orte sind sie weiße oder rötliche Kalksteine, dem Malm sehr ähnlich, unter dem Mikroskop fein brecciös, hie und da mit Echinodermenkalken verbunden. Gegen die Basis erscheinen graue Mergelschiefer. Bis jetzt fehlen Versteinerungen.

Malm der Simmen-D.

Es scheint, daß die weißen und grünlichen mehr oder weniger kieseligen Aptychenkalke, welche über dem Radiolarienhornfels liegen, teilweise der unteren Kreide, dem Tithon und Kimmeridgien zuzuweisen sind. Bisher kannte man nur Belemniten, Aptychen und Radiolarien. Es gelang Rabowski in Gueyras (Hte. Vallée de Vert-Champ) eine kleine Fauna zu finden und zu bestimmen: *Simoceras biruncinatum*, *S. Volanense*, *Phylloceras isotypum*, *Aptychus euglyptus*, *Pygope janitor*. Rötliche Kalke findet man im Buoffenwald (Iberg) verbunden mit weißlich gefleckten Kalken. In den einzelnen Blöcken des Wildfysches von Gschwend kommen Fossilien vor. *Neumayria compsa*, *Aspidoceras acanthicum*, *A. Schilleri* des oberen Kimmeridge sind in hellen sehr feinkörnigen Kalken von Art des „Biancone“ der S-Alpen gefunden worden.

Kreide.

Spezielle Literatur:

1892 L. Rollier, „Bericht Pal. Samml. Mus. Bern“, Mittl. N. G. Bern.

1901—1902 Ch. Sarasin et Ch. Schöndelmayer, „Ammonites du Crét. inf. Châtel-St.-Denis“. Mém. Soc. Pal. Suisse (enthält Notizen über Neokom der Préalpes).

Nach lithologischen und stratigraphischen Erscheinungen sind zwei Abteilungen in der Kreide der romanischen Dn. zu unterscheiden. Die untere, das Neokom, ist nur in den äußeren Ketten erhalten. Die obere, die „Couches rouges“, dehnt sich über das ganze Gebiet der Klippen-D. aus und liegt auf dem Neokom, wo solches vorhanden ist, sonst aber transgredierend auf dem Malm. Sichere mittlere Kreide fehlt.

Untere Kreide, Neokom in den Préalpes.

1850 hat Brunner v. Wattenwyl die ersten Neokomfossilien in der Region des Ganterist gesammelt. Die Brüder Meyrat beuteten die Fundstelle aus, und F. J. Pictet bestätigte und ergänzte die Bestimmungen. In den Waadtländeralpen (Verreaux-Kette) sammelte Pfarrer Colomb ebenfalls 1850 die ersten Crioceras. Alle Fundstellen lagen im N der Gastlosen und des Grammont. 1918 hat A. Jeannet im Gebiete der Tours d'Ai Faunen gefunden, die Anklänge an Tithon bieten und anscheinend der Zone des Hoplites Boissieri (unteres Valangien) angehören.

Die Ammonitenfazies der N-Zone der Préalpes ist sehr gleichförmig. Bänke gefleckten meistens hellen Kalksteines von sehr feiner homogener Struktur, oft wie Lithographiesteine, gehen unmerklich aus dem Malm hervor. Feuersteinknollen kommen in allen Höhenzonen vor, ebenso wie Einlagerungen dunkler, lokal glaukonitischer Schiefer (Aveneyre). An vielen Stellen herrschen nach oben bituminöse oder kohlige Mergelschiefer (Naye, Malatraix, Montbovon, Neirivue, Stockhorn, Bouchserhorn). Das Neokom nimmt gegen SE sehr rasch ab.

Die sehr arme Fauna besteht meistens nur aus Belemniten und Aptychen. Gegen außen (Molésou - Ganterist) wird sie etwas reicher. Valangien bis Barrémien sind darin vertreten. Eine der reichsten Fundstellen ist die von Brunner v. Wattenwyl entdeckte am Chumli (SW Ganterist), mit vielen Crioceras und Ptychoceras des Barrémien. 1919 haben wir (A. Jeannet und E. Gerber) am Leiterli-

paß (E Ganterist) in schwärzlichen Kalkschiefern gefunden: Crioceras Villersianum, Ptychoceras Meyrati, Phylloceras Tethys und unmittelbar darunter Crioceras Duvali in großen Exemplaren, letztere in Fleckenkalk von gelblicher Anwitterungsfarbe.

Die Brachiopodenfazies des Neokom dagegen ist bis jetzt nur an den Gehängen des Rhonequertales (Arvel, Sarse, Tours d'Ai) gefunden worden. Echinodermenkalke und oolithische Kalke mit Calpionella

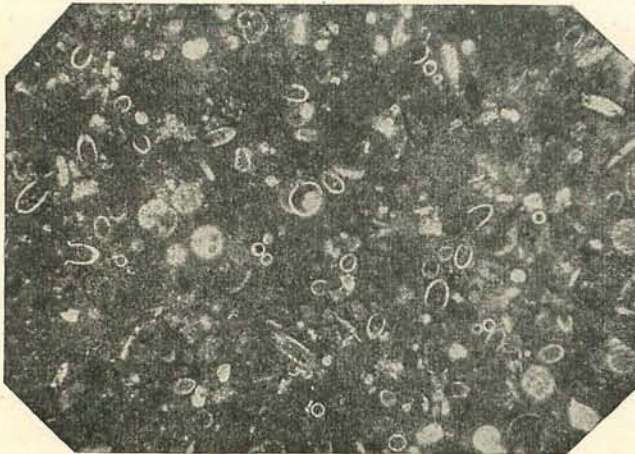


Fig. 193. Zoogener Kalkstein mit *Calpionella alpina*, 40fach vergrößert.

C = gewöhnliche Form, C₁ = Varietät mit Öffnungsrand. Trümmer aus der Basisbreccie der Couches rouges, gebildet von Tithon oder unterem Néocomien der Klippendecke. La Sarse bei Corbeyrier.

nella alpina vertreten eine besondere Ausbildung. Die letzteren haben das Material für die Basisbreccien der Couches rouges geliefert (Fig. 193). In Leysin hat 1905 M. Lugeon eine reiche Fauna (Bestimmung z. T. durch Jacob und Fallot) in dichten Kalken gesammelt, welche eine zweite Brachiopodenfazies darstellen.

Die schlammige Ammonitenfazies unterscheidet sich von derjenigen der Externzone durch ihre Einförmigkeit und Fossilarmut. In der letzteren kann man hochalpine und jurassische Fazies unter-

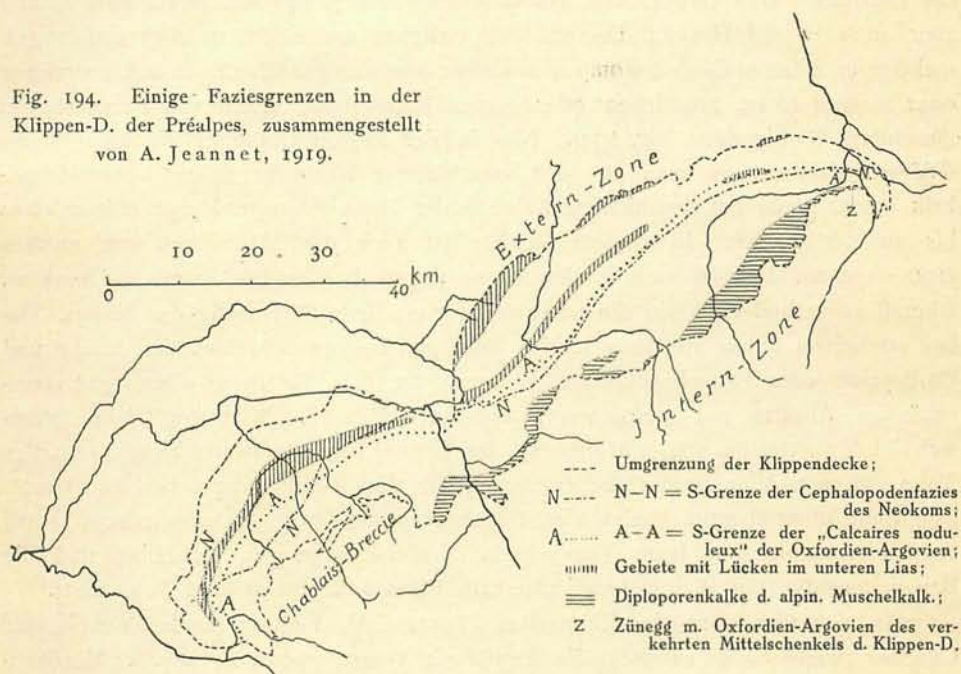
scheiden. Das helvetische Neokom ist viel reicher gegliedert und mit zoogenen, echinodermischen oder oolithischen Horizonten durchsetzt. Man kann sich fragen, ob das vielfache Aussetzen des Neokom in Schlammfazies gegen E und SE primär, oder Abtrag z. B. vor der Transgression der Couches rouges, sei. In Anbetracht der neritischen Facies von Arvel, la Sarse und Aï, der Abwesenheit von Neokomtrümmern im Basiskonglomerat der Couches rouges von Vionnaz, glaube ich, es handle sich um Aussetzen der Ablagerung in Folge einer Zone der Emersion in den S-Teilen der Préalpes. Lokal verschwindet das Neokom auch gegen W (les Brasses z. T.).

Neokom in den Klippen der Zentralschweiz (Fig. 194).

Auch in den Klippen treffen wir auf die gleichen Erscheinungen des Neokom. Die Brachiopodenfauna von Leysin ist dort unbekannt, wohl aber diejenige der N-Zone der Préalpes. Die mehr oder weniger mergeligen Fleckenkalke finden sich am Stanserhorn, Buochserhorn und in der Schuppe der Rotenfluh (SE Mithen), fehlen aber nahe daneben an der großen Mithe. Am Roggenstocke (Iberg) sind sie als graue Aptychenschiefer oder graue Kalke mit Kieselknollen ausgebildet. Vom Stanserhorn zitiert P. Christ *Astieria* aff. *Sayni*, *A. Astieri* und *Pygope diphoides*; sonst hat das Neokom der Klippen fast nur Aptychen (*A. Seranonis*, *A. angulicostatus*) und Belemniten finden lassen. Das Barrémien ist nicht festgestellt.

In der Chablais-Hornfluh-D. ist das Neokom niemals gefunden worden.

Fig. 194. Einige Faziesgrenzen in der Klippen-D. der Préalpes, zusammengestellt von A. Jeannet, 1919.



Neokom der Simmen-D.

Ein Teil der Aptychenkalke muß wohl dem Neokom angerechnet werden. Dies sind die sehr feinkörnigen weißen oder hellgrauen, stellenweise grünlichen seidenglänzenden, oft kieseligen zackig suturierten Kalksteine, welche Aptychen und Radiolarien enthalten. Im Tale von Vert-Champ (Gueyras) werden sie von rötlichen körnigen Kalksteinen überlagert. Das Neokom kommt vor bei Ayerne NW Tours

d'Ai, im Simmental und den Klippen bei Iberg. Es bezeichnet eine tiefmeerische Schlammfazies vergleichbar mit den Schichten der insubrischen Zone (Biancone ebenfalls mit charakteristischen zackigen Suturen).

Obere Kreide, Couches rouges.

Spezielle Literatur:

- 1901 G. Steinmann, Revision der Fauna v. Wimmis der Ooster'schen Samml. in Bern in Th. Lorenz, Ber. N. G. Freiburg i. Br.
 1901 A. de Grossouvre, Recherches sur la Craie sup. Mém. C. géol. France.
 1904 G. Roessinger, Les couches rouges de Leysin et leur faune. Eclogae.
 1909 M. Lugeon, Cailloux exot. des couches rouges. Eclogae.

Razoumowsky (1784) und de Saussure (1786) haben schon die „pierre rouge argilleuse“, wie der letztere sie nannte, erwähnt. B. Studer erkannte schon 1834 und A. Escher 1840 richtig die Stellung in der Schichtfolge. Dennoch folgte eine lange Polemik über das Alter der Couches rouges. Oft verwechselte man sie mit den Knollenkalken des Oxfordien-Argovien. 1856 ordnete Brunner v. Wattenwyl sie ins Cenoman. Hébert bestätigte 1878 ihr oberkreidisches Alter. Dank der Entdeckung einer Fossilfundstelle bei Leysin in der Basis der Couches rouges durch G. Roessinger ist die untere Altersgrenze exakt bestimmt.

Die Couches rouges sind wohl eine der bezeichnendsten Schichtgruppen der Préalpes. Man glaubte erst, sie seien ganz der Klippen-D. eigen, sie kommen aber auch in der Hornfluh-D. vor. Sie bestehen aus einem ziemlich einförmigen meistens unteilbaren Gesteinskomplex aus mehr oder weniger schiefrigen und mergeligen oder tonigen roten, grünlichen oder grauen Kalksteinen, erfüllt von Foraminiferen (besonders Globigerinen Fig. 195). Nur in der Region Cornettes de Bise—Tours d'Ai—Gastlosen kann man sie in 3 verschiedene Horizonte teilen: Roter Mergelkalk unten, graue gut geschichtete Kalke in der Mitte, weinrote Mergelschiefer oben bis an den Flysch. In diesem Gebiete ist auch die Mächtigkeit am größten (100—120 m). Im NW und W dieser Zone liegen die Couches rouges auf Neokom. Überall sonst bedecken sie die unregelmäßig erodierte Oberfläche des Malms. Dabei erscheinen unten oft Basisbreccien oder gar kohlige Schichten (bei Roche und Corbeyrier) oder Phosphoritknollen (Vionnaz 23,38 % P_2O_5) — oder sogar eisen-schüssige Absätze mit wirklichen Eisenerzen (Hämatit). Kieselige Bänke finden sich lokal an der Basis (Les Morthéys). Bei Leysin liegen schwarze kieselige sandige Tone zwischen Malm und Couches rouges, die dem Gault entsprechen könnten.

Eine abweichende Fazies der Couches rouges sind die sonderbaren roten Echinodermenbreccien (zum Verwechseln ähnlich denjenigen des Lias) und die Belemnitenkalke bei Walpersbergli oberhalb Erlenbach (Beck und Jeannot).

An den Gehängen des Rhonetales (Tours d'Ai, Vionnaz) fanden sich in den Couches rouges einige exotische Blöcke (Granit, Quarzporphyr, Porphyrite, Muscovitgneise, Quarzite) von auffallender Frische. Sie halten kein bestimmtes Niveau ein. Sie scheinen durch Schwemmholz hergetragen zu sein. Im Chablais ist eine Basisbreccie in den Couches rouges bekannt, welche Trias und ältere Gesteine in Brocken enthält.

Die Transgression der Couches rouges ist überall da in die Augen springend, wo Neokom fehlt. Sie greift auch über das Neokom. In der Kette von Malatraix beobachteten wir auch Basisbreccien über dem kohligen Oberneokom. Ein aus-

gesprochener Diskordanzwinkel der Couches rouges am Substratum (Bellevue, Tréveneuz?) ist nirgends unzweifelhaft beobachtet worden.

Die organischen Reste der Couches rouges sind hauptsächlich Foraminiferen (Globigerina, Textularia, Discorbina, Rosalina [Pulvinulina tricarinata, Quereau = Rosalina Linnei d'Orb]). Diese sind in der ganzen Serie einschließlich die Basisbreccien enthalten (Fig. 195). Im NE-Teil der Tours d'Al liegt im tiefsten Teil eine einige Zentimeter dicke wirkliche Bank von Orbularia. Nur diese letzte Schicht ist vollständig ähnlich dem Seewerkalk der helvetischen Hochalpen. Mit Ausnahme von Inoceramen sind makroskopische Fossilien spärlich und oft nur in Bruchstücken vorhanden. Man kennt eigentlich kein einziges Fossil des oberen Senon, wohl aber sind

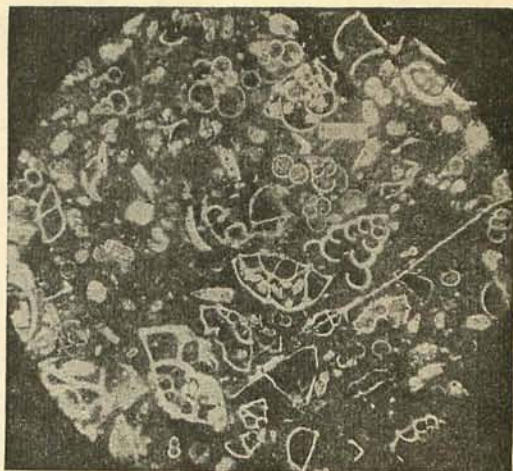


Fig. 195. Couches rouges von den Tours d'Al, Klippen-D.
Enthält Globigerina, Textularia, Discorbina;
25fach vergrößert.

die weinroten Schiefer des Daches über den Schichten mit Echinocorys vulgaris Campanien. Oberes und unteres Senon, Cenoman und Turon sind paläontologisch in den Couches rouges bewiesen. Die Couches rouges entsprechen somit der ganzen oberen Kreide.

Klippen der Mittelschweiz.

Die Couches rouges der Klippen sind identisch mit denen der Pré-alpes. An der großen Mithe bilden rote Kalkschiefer die Hauptmasse des Gipfels. Graue und helle Kalkschiefer finden sich hie und da in kleineren Massen, besonders aber im Muldenkern vom Bändli und an der N-Seite bis über den W-Grat. Am Stanserhorn, Buochserhorn und Rotefluh liegen die Couches rouges auf Neokom, am Rotspitz (Giswilerstöcke) an der großen Mithe und am Roggenstock auf dem Malm. An letzterem Orte kann am SSE-Abhang dazwischen noch Neokom sein. Die drei Niveaux der Gastlosenzzone sind in den Klippen nicht bekannt.

Fazies. Trotz der mikroskopischen Fauna wäre es doch übertrieben, die Couches rouges dem Globigerinenschlamm der jetzigen Meere gleich zu stellen. Sie enthalten stets noch Splitter und Körner von Quarz, die im Tiefmeerschlamm nicht vorkommen. Die Foraminiferen zwischen den Trümmern des Basiskonglomerates sind dieselben, die durch die ganzen Couches rouges hinauf gehen. Ihre Schalen sind etwas dicker. Wir können sie als neritisch und bathial aber nicht als abyssal betrachten. Ihr Absatz hat begonnen mit der weit verbreiteten Cenomantransgression unter ähnlichen Umständen wie die Sedimentation der weißen Kreide im Bassin von Paris.

Vergleiche. Die Couches rouges sind nicht ausschließlich der Klippen-D. eigen. Sie sind auch integrierende Bestandteile der Breccien-D. Sie sind reichlich vorhanden im Rhätikon in der Falknis- und der Sulzfluh-D. und sind in den unterostalpinen Dn., sogar in der Margna-D. Graubündens, gefunden worden. Die obere Kreide der Externzone dagegen besteht aus grauen und rötlichen Kalken von Art des Seewerkalkes oder in mergelig kreidigen weißen und rosafarbenen Schichten, von Renevier „craie blanche de Semsales“ geheißen. Die helvetischen Wangschichten und flyschähnliche obere Kreide finden sich auch in der Externzone. In den helvetischen Kalkalpen bilden der Seewerkalk, der Kreideflysch (Amdener-Schichten) und die Wangschichten ebenfalls eine von den Couches rouges verschiedene Schichtreihe. Nur der unterste Teil der Couches rouges ist rotem Seewerkalk (Bürgenstock, Säntis-S-Ketten) oft sehr ähnlich. Die grauen Orbulinaria-schichten der Basis der Couches rouges entsprechen nach Fazies und Alter dem gewöhnlichen Seewerkalk. W. Kilian möchte einen Teil des „marbre en plaquettes“ des östlichen Briançonnais den Couches rouges der Préalpes gleichstellen.

Couches rouges der Breccien-D.

Im Simmental hat Rabowski die Couches rouges an der Seeflüh (NE Zweisimmen) und am N-Rande der Knieumbiegung der Hornfluh-D. (NW Zweisimmen) gefunden. Rabowski und ich haben sie am Schlündibach, wo die Rückbiegung der Breccien-D. 3—4fach gelappt ist, beobachtet. Jede dieser Digitationen zeigt die Schichtfolge: Breccie, Kreide (Couches rouges), Flysch.

Das dort von uns aufgenommene Profil vor der N-Rückbiegung am linken Gehänge weist auf:

Flysch: Schwarze Schiefer und Quarzsandstein.

Oberkreide: 3. Kalkbänke vorspringend, mehr oder weniger brecciös mit grauen flyschähnlichen Lagen nach oben rötliche oder rote Kalke, ca. 10—15 m.

2. Dünne schieferige graue oder weiße Lager ca. 10 cm.

1. Basisbreccie, eckige Trümmer von weißlichem oder durchscheinendem Quarz in mergeliger etwas körniger grünlicher Grundmasse, max. 20—30 cm.

Breccie (oberer?) Jura.

Oberkreide der Simmen-D.

Bis jetzt ist nur das Cenoman sicher festgestellt. Die aufliegenden Globigerinenmergel mögen höhere Stufen vertreten. In der Synklinalzone von Ayerne zwischen den Antiklinalen der Tours d'Aï und der Tinière gelang es uns, trotz großen tektonischen Komplikationen das folgende Profil aufzunehmen:

Niveau C: Grober weicher Sandstein mit *Orbitolina conica*.

Niveau B: Breccie von Crétets und Kalkbreccien am Wildbach von Nairvaux: *Delphinula tuberculata*, *Modiola Guerangeri*, *Cyclolites Guerangeri*, *Cycloseris cenomanensis*, *Aspidiscus* sp. (wahrscheinlich *cristatus*), *Orbitolina mamillata*.

Niveau A: Feinsandige graue Kalksteine mit *Acanthoceras Mantelli*, *Modiola Sarthensis*, *Pecten orbicularis*, *Leptophyllia patellata*, *Orbitolina plana* (große Var. von *O. concava* nach H. Douvillé) und kieselige Sandsteine mit *Pecten curvatus*. Konglomerate und Breccien mit Bruchstücken von Kalksteinen und Radiolarien (von den älteren Autoren mit dem „Mocausa-Konglomerat“ [Flysch, Val. Vert-Champ] verwechselt).

Um ähnliche Sedimente zu finden, muß man nach St. Laurent (Basses-Alpes) oder ins Lägerbirge bei Oberammergau (Ostalpen) gehen, von wo sehr ähnliche Faunen beschrieben worden

sind. Wir stehen hier vor Schichten, die wenigstens der Basis der Gosaubildungen (Ostalpen) entsprechen, und in ihrem Fossilgehalt z. T. auch mit den Sandsteinen von Maine (Sarthe, Frankreich) übereinstimmen.

Rabowski hat im Nieder-Simmental Echinodermenkalke mit *Orbitolina conica* entdeckt. Bei Iberg habe ich einen isolierten Block vom Niveau A gefunden. Nirgends sonst ist in den Schweizeralpen Cenoman dieser Art vorhanden. Im Simmental (Rabowski) entsprechen bräunliche Globigerinenschiefer und Mergel wohl wenigstens einem Teil der oberen Kreide. Sie kommen auch im Wildbach von Nairvaux über dem Cenoman vor.

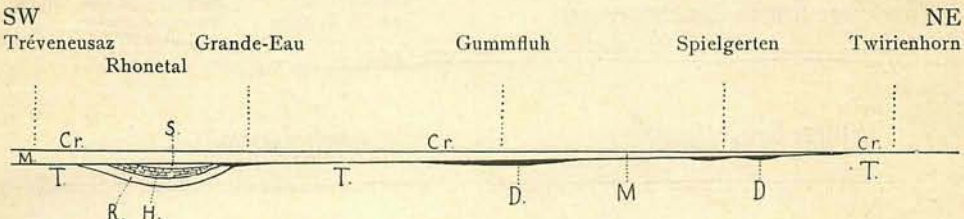


Fig. 196. Schema der Verteilung des Mesozoikums am S-Rand der Klippen-D.

Cr = Couches rouges; M = Malm; D (schwarz) = Mytilusdogger; S = Sinémurien s. l.;
H = Hettangien; R = Rhät; T = Trias.

Tertiär.

Alle dem Tertiären zuzuschreibenden Sedimente der romanischen Dn. sind dem helvetischen Flysch ähnlich und werden als Flysch zusammengefaßt. Die Unterschiede zwischen dem Flysch der verschiedenen Dn. sind kaum nachweisbar. In der Simmen-D. konnte Flysch noch nicht ausgeschieden werden. Nummulitenkalke fehlen im ganzen Tertiärgebiete der romanischen Decken!

Flysch der Klippen-D.

1912 J. Boussac, Etudes strat. Nummulit. alpin, Mém. Carte géol. France.

Paläontologisch sind die wechsellagernden Flyschgesteine nur durch Fucoiden bezeichnet. Der Flysch ist in den großen Synklinen besonders der S-Zone, den Couches rouges aufliegend, erhalten. In Hochsavoien bildet er eine „Zone du Flysch“ (Renevier). Er der Rhone umrandet er die Antiklinalen der Tours d'Aï und des Gastlosen (zone de la Mocausa und Hundsrück-Rodomont), und bildet im SE die Unterlage der Breccien-D.

Der Flysch besteht aus glimmerigen Sandsteinen, Breccien und lokalen Konglomeraten, und Schiefer mit Fucoiden. Die Färbung ist vorherrschend dunkel, grau oder grünlichgrau. Der Kontakt mit den Couches rouges ist selten zur Beobachtung freigelegt. Im Steinbruch von Pierre-à-Perret bei Vionnaz, wo er bloßgelegt worden war, ist die Fläche nicht eben, sondern mit kleinen Verzahnungen belegt. Wir konnten weder Diskordanz noch Anzeichen von Erosion sehen, so daß man wohl an ununterbrochene Ablagerung denken kann. Immerhin sind rote glimmerige Schiefer an der Flyschbasis hier und da vorhanden (Umgebung von Corbeyrier, Rodomont, Simmental) und durch den Glimmergehalt stets ziemlich sicher von den Couches rouges zu unterscheiden. Die feinen Sandsteine und die Ton-schiefer enthalten fast immer reichlich die Fucoiden (Chondrites, sodann Helmin-

thoidea, Palaeodictyon u. a.). Die „Mocausa-Konglomerate“ (Studer), die sich ausschließlich NW der Gastlosenüberschiebung (z. B. Vallée de Vert-Champ) finden, sind z. T. Flysch, z. T. der Kreide der Simmen-D. zuzuteilen. Nur in der Zone Hundsrück-Rodomont sind an der Basis des Flysch die Konglomerate und Breccien mächtig entwickelt. Die Gesamtmächtigkeit des Flysch dieser Region beträgt 1000—1200 m.

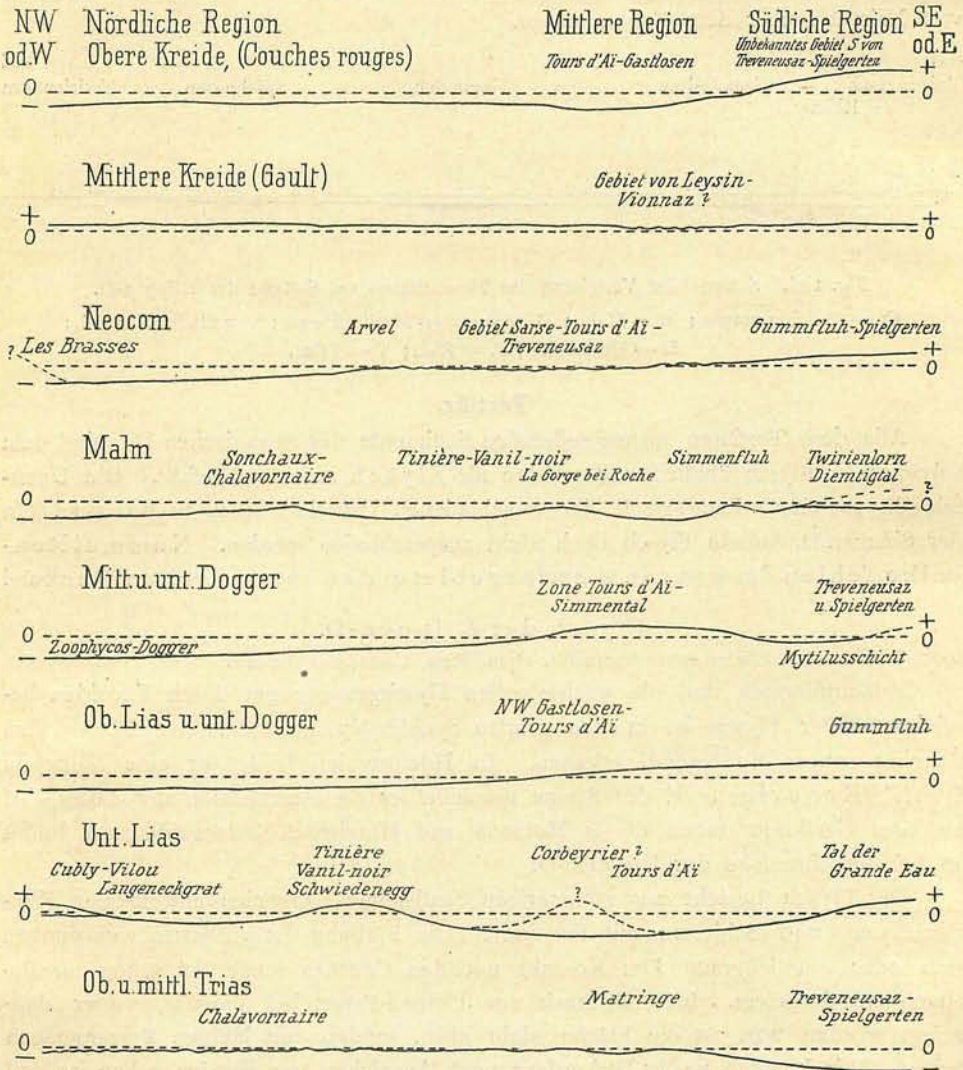


Fig. 197. Graphische Darstellung der Bewegungen des Bodens im Gebiet der jetzigen Klippendecke (Préalpes) während des Mesozoikums gegenüber dem Meeresspiegel, zusammengestellt von A. Jeannet 1919.

O --- = Meeresspiegel; — = Oberfläche des Festen über (+) oder unter (—) dem Meer.
(Für Trévèusaz ist zu lesen: Trévèusaz; für La Gorge: La Gorge, Simmental.)

Auch polygene Konglomerate sind im Flysch der romanischen Dn. nicht gefunden, ebenso fehlen Siderolith-Bildungen — im Gegensatz zu der Externzone. Die Flyschabsätze scheinen ausschließlich neritisch und unter wechselnden Bildungen in der Uferzone abgelagert worden zu sein. Da der Flysch normal auf den Couches rouges liegt, kann seine Basis noch der Kreide angehören, die Hauptmasse ist wohl Eocän, genauere Stufenunterscheidungen sind noch unmöglich.

Flysch der Breccien-D.

Flysch der Breccien-D. ist nur im Chablais gekannt. Zudem fehlen demselben die Konglomerate. An der Basis kommen auch rote tonige Schiefer vor, wie in der Klippen-D. (Col de Bassachaux, Pointe de Grange).

Niveauschwankungen während der Sedimentation.

In Fig. 197 ist der Versuch gemacht worden, das Auftreten der verschiedenen Stufen des Mesozoikums auf die sie bedingenden Niveauschwankungen zurückzuführen. Die Anhaltspunkte für diese Darstellung sind vorwiegend den waadtländischen Préalpes entnommen.

Die kristallinen Gesteine der romanischen Decken.

Nirgends kennt man die altkristalline Unterlage der romanischen D. zwischen Aare und Rhein. Erst im Rhätikon erscheint in der Basis der Klippen-D. an der Sulzfluh kristallines Gestein unter der Trias bis 10 m Mächtigkeit. Nach mündlicher Mitteilung hält J. Cadisch dasselbe für Tasnagranit = Errgranit = Juliergranit, nicht aber Granit der Bernina. Der gleiche Granit findet sich auch in Geröllen in der Falknis-D., weshalb Cadisch diese beiden von der Err-D. ableitet. R. Staub hingegen hält den Sulzfluhgranit für ein Gestein der Bernina-D. Auch in den Préalpes und in den Klippen kennt man kristalline Gerölle noch unbestimmter Herkunft in den Sedimenten vom Dogger bis in die obere Kreide eingebacken. Basische Eruptiva sind für die Simmen-D. bezeichnend. Glimmerige Karbonschiefer sind die einzigen kristallinen Schiefer in der Breccien-D.

Kristalline Gerölle in der Klippen-D.

In den Konglomeraten von Steinberg (Stanserhorn und Taubenloch-Blattenheid [Ganterist]), die wir ins Calovien gestellt haben, sind die bezeichneten Trümmer rote und grüne Quarzporphyre, denen der subalpinen Nagelfluh gleich. In den Brachiopodenschichten von Leysin (Berrias) haben wir ein Geröll von Chlorit-Quarzschiefer gefunden. In den Couches rouges am Rande des Rhonetales findet man die schönsten frischesten und von DM freiesten bis kopfgroßen Gerölle: Granit, roter Quarzporphyr, granatführender Muscovitorthogneis, grünlicher Granit mit weißem Glimmer und Quarzit. Die Transportart ist unbekannt. Die anstehenden Muttergesteine finden sich für die Préalpes in der insubrischen Zone, für die östlichen Klippen-D. zu einem großen Teil auch in der Err- und Bernina-D. Sie alle kommen als Gerölle auch in der Nagelfluh vor. Die durchscheinenden farblosen, weißen, rauchbraunen oder rosafarbigem Quarzkörner, die man häufig im Lias und Dogger trifft, müssen wohl auch von erodierten kristallinen Gesteinen stammen.

Simmen-D.

Basische Eruptiva sind besonders bekannt aus der Simmen-D. vom Plateau der Gêts (Chablais), aus dem Simmental und in den Umgebungen von Iberg. Diabase, Diabasporphyrite, Porphyrite, Ophite, Variolite, Melaphyre, Spilite, Kersantite, Gabbro, Serpentine und auch pegmatitische Granite werden genannt. Das Alter der Eruptiva ist unbestimmt. Steinmann hält sie für postjurassisch. Die Lagerung bei Iberg (Buoffenwald), wo Radiolarit auf Diabas ruht, sowie der häufige Zusammenhang mit Trias, gestatten stellenweise auch die Deutung, daß es sich um Raiblerschichten und deren gleich alte ophiolitische Einlagerungen handle.

Gesteine und Mineralien der romanischen Decken.

Mit Ausnahme des Malm sind fast alle Gesteine der romanischen Dn. dunkelfarbig. Die Quenstedtschen Bezeichnungen: schwarzer, brauner und weißer Jura können auch hier einigermaßen gelten.

Kalkgesteine. Die Kalksteine der Préalpes sind nicht so rein wie viele des Jura. Die Kalke von Arvel (Lias) haben 88,5%, die Malmkalke von Roche 79,38 und 88,51% CaCO_3 ergeben. Manche Kalkvarietäten werden bautechnisch als „Marmor“ verwendet (schwarzer Muschelkalk von St. Triphon, Echinodermenbreccie des Lias Tinière—Arvel, grauer und roter Malm von Roche).

Die dolomitischen Kalksteine gehören meistens der Trias an, die hellfarbigen sind oft pulverig, die dunklen mehr oder weniger kristallin. Zuckerkörnige Dolomite kennt man in den Préalpes nicht, dagegen nähern sich denselben einige Vorkommnisse in den mittelschweizerischen Klippen. Dort findet sich am Klevenstock auch ein Dolomit im Malm. Die Zellendolomite sind fast ausschließlich alpin triasisch (inclus. Rhät). Dolomitische Kalke und sogar Rauhwacke werden als Bausteine verwendet.

Die zoogenen Kalksteine sind mannigfaltig verbreitet: Korallenkalke trifft man im Rhät (Lithodendronkalk), im Hettangien, Mytilusdogger-Basis und im Malm (Roche, Gessenay, Klippen am Vierwaldstättersee). Spongienkalke finden sich einzig im Knollenkalk des Oxford—Argovien (les Brasses). Spatkalke (Echinodermenbreccien) sind weit verbreitet im Lias, nur lokal ausgebildet im Dogger und Malm, selten in den Couches rouges (Walpersbergli). Die Couches rouges sind die typischen Foraminiferengesteine der romanischen Dn. Tithon und Unterneokom enthalten lokal große Anhäufungen von *Calpionella alpina* (Fig. 193). Lumachellen (Muscheltrümmerbänke) sind besonders im Rhät allgemein verbreitet. Brachiopoden—Lumachellen finden sich im Lias. Radiolarit und Kalke mit Radiolarien treten in der Simmen-D. auf.

Die Oolithkalke sind viel spärlicher als im Juragebirge. Bathonien und Malm enthalten davon ziemlich konstante Horizonte. In lokaler Ausbildung erscheinen sie im Muschelkalk von St. Triphon, im oberen Rhät am Grammont, im Hettangien („les Bruns“, am Stanserhorn und Buochserhorn), im Bathonien (besonders Horizont des *Lytoceras tripartitum*), in Malm, Tithon und Neokom.

Sandkalke sind bezeichnend in Bathonien und Calloven, im unteren Hettangien des Stanserhorn. Eine ganz eigentümliche Ablagerung sind die Knollenkalke des unteren Malm. Die roten und grauen Kalkknollen sind in bunten Mergeln eingebacken.

Mergel und Ton. Die Mischgesteine zwischen Kalk und Ton in allen wechselnden Verhältnissen bilden einen großen Teil der Préalpes. Solche, welche zur Zementfaktifikation sich eignen, sind vorhanden im Lias von Arvel, im Malm von Roche, in den Couches rouges von Roche und Vionnaz (Pierre-à-Perret), auch aus dem Rhät von Villeneuve sind zeitweise hydraulische Kalke gebrannt worden. Aus den Zementbrüchen der Couches rouges in Roche stammen folgende Analysen:

	Grauer Kalk.	Roter Kalk:
Ca O	38,03%	47,64%
Si O ₂	19,43 „	7,6 „
Al ₂ O ₃	5,27 „	2,82 „

	Grauer Kalk:	Roter Kalk
Fe ₂ O ₃	1,51 %	1,23 %
Mn ₂ O ₃	1,71 „	0,63 „
Mg O	1,37 „	1,13 „
SO ₃	Spur	Spur
Glühverlust:	32,68 „	39,35 „

Auch in der Externzone bei Châtel St. Denis wird der untere Malm als Zementstein ausgebeutet.

Kieselsteine. Die romanischen Dn. sind reicher als das Juragebirge an kieseligen Gesteinen. Bald ist die Substanz verteilt im Gestein, bald in Feuersteinknollen konkretioniert. Die Radiolarite und die Aptychenkalke der Simmen-D. sind als Kieselhornsteine oder sehr kieselige Kalke ausgebildet. Unter- und Mittellias sind lokal kieselreich. Feuersteinknollen oder Feuersteinbänke treten fast in allen Schichtgruppen mit Ausnahme von Rhät und z. T. Dogger auf. Quarzsandsteine gehören der Basis des Hettangien an.

Glaukonitgesteine finden sich nur ausnahmsweise und von lokaler Ausbreitung (Basis des Hettangien in Plan-Falcon, Lias am Langeneckgrat, Aalénien am Stanserhorn, Bathonien am Moléson, Callovien von les Bruns, Macrocephaluszone von Aveneyre, vereinzelte Glaukonitkörner in Neokom und Couches rouges).

Eisenschüssige Gesteine. Eisenooolithe kommen in den romanischen Dn. nicht vor, dagegen im Mittellias der Klippen von Iberg (Jeannet). An der Basis der Couches rouges und zwischen Trias und Mittellias (Schwiedenegg am Stockhorn 40,93% Fe₂O₃) sind eisenschüssige Lager vorhanden. Zwischen Trias und Mytilusschichten oder Malm erscheinen Bolus und Terra rossa bei Trévenusaz, an der Gummfluh und am Spielgerten. Sie bezeichnen stets in diesen, dem Bohnerzton des Jura entsprechenden Vorkommnissen, Festlandunterbrüche in der Schichtreihe. Die Rotfärbung noch vieler anderer Gesteine des Gebietes (Lias, Malm von Roche[?] usw.) ist durch Einschwemmung von Bolus oder Laterit zustande gekommen.

Trümmergesteine, Sandsteine, Breccien, Konglomerate. Sandsteine und Konglomerate sind reichlich im Flysch vorhanden (Vert-Champ—Hundsrück—Rodomont). Breccien und Konglomerate finden sich auch abgesehen der Breccien-D. reichlich; sie erscheinen in der Klippen-D. in Trias, Lias, Mytilusdogger, Basis der Couches rouges, unt. Cenoman der Simmen-D.

Bituminöse und kohlige Gesteine. Die bituminösen Gesteine der romanischen Dn. beschränken sich auf Spuren. An Ausbeute ist nirgends zu denken. Es werden notiert:

Petrolgeruch des körnigen Liaskalkes vom Mont Cubly (Montreux), Erdöls Spuren in Lias und Dogger bei Charmey. Die Lamellibranchiatenschicht im späten Mittellias von Grammont—Arvel—Rossinière ist stark bituminös. Zähflüssiges Bitumen in Liasspalten von Rossinière (de Girard). Mergelkalke der Mytilusschichten stinken beim Anschlagen, ebenso manchmal die Gesteine der Malmbasis. Der dunkle Kalk des Mittellias am Stanserhorn ist bituminös. Am Jänzimattberg (Giswilerstöcke) fand Hugi im tonigen Dogger dunkle Flecken von Bitumen. Im Dach des Neokom (Rochers de Naye u. a.) und in der Sohle der Couches rouges (Roche—Corbeyrier, Vionnaz) sind die schwarzen Schiefer bituminös oder kohlig.

Eigentliche Kohlen (Gagatkohle) werden in Nestern oder Schmitzen erwähnt von der „Rämsibreccie“ der kleinen Mithe (Dogger), sodann aus der Basis der Couches rouges bei Roche und Corbeyrier (Lokalität: „à l'anthracite“, schon 1788 von Wild angegeben). Ein bedeutendes Vorkommnis sind einzig die:

Kohlen der Mytilusschichten.

1919 Leo Wehrli, Die präcarbonischen Kohlen d. Schweizeralpen. „Beiträge“, Geotechn. Serie, Lfg 7.

Die Mytilusschichten, die man früher deshalb vielfach „Kohlenschiefer“ (B. Studer) nannte, enthalten, besonders in ihrem unteren Teil, in nicht konstanter Zone Schichten oder Linsen von Kohlen oder kohligen Schiefen. An manchen Stellen konnte nur ein Flötz gefunden werden, öfters aber mehrere, 3—4 (Gebiet von Boltigen),

aber auch bis zu 7 (Rocher des Rayes). Die Mächtigkeit der Flötze bleibt meistens unter 40 cm, erreicht sehr selten 90 cm (Erbetaub NW Boltigen 1918 gefunden) und kann nur durch lokale Zusammenstauung auch einmal auf 1—2 m steigen (Combres über Vouvry). Der Aschengehalt der guten Kohlen schwankt meist zwischen 10 und 20%. Bezeichnend ist der hohe Schwefelgehalt ($3-5\frac{1}{2}\%$), der, zusammen mit dem Fossilgehalt der einschließenden Schichten, der Ansicht rief, diese Kohlen seien animalischen Ursprungs. In Erbetaub ist indessen auch ein verkieseltes Stammstück (wahrscheinlich Araucaria) in der Kohle, und am Rocher des Rayes Zamites Renevieri in den begleitenden Schichten gefunden worden.

Die weniger aschenreichen Kohlen der Mytilusschichten sind glänzend schwarz, sie verkoken gut (65—70% Koks) und geben großen Gasgehalt (25—35%). Sie sind Steinkohlen und ähneln den besten englischen Gaskohlen oder den schlesischen Gaskohlen mit langer Flamme. Neueste Analysen ergaben:

	C	H	O+N	S	Asche	H ₂ O
Boltigen						
(elementar)	75,4	5,2	3,2	4,8	10,9	0,5
(Wasser- und Aschefrei)	85,2	5,8	3,6	5,4	—	—
Rocher des Rayes						
(Wasser- und Aschefrei).	82,3	5,9	10,3	1,5	17,4	
(Kohlennester)	66,0	4,7	8,3	1,2	17,4	

Die Kohlenvorkommnisse sind in der ganzen Zone des Mytilusdogger zahlreich. In mehr als einem Dutzend von Gebieten sind Abbauversuche gemacht und ist zeitweise ausgebeutet worden: Diemtigtal (Diemtigbergli und unter Rötihorn oder Seehorn, seit 1772 bekannt), Gastlosenzone (besonders NW Boltigen im Simmental, Rocher des Rayes), Rubli und Gummfluh, im Rhonetalgebiet rechtsseitig: Vuargny sur Aigle (Lugeon und Sigg); linksseitig: La Calaz, über Vouvry (seit 1699 bekannt, im Combres wurden 1850 zwei Linsen von 60—120 cm Dicke ausgebeutet) Blansex, unter Revereulaz, Plex. Die Kohlenfunde und Ausbeuten setzen sich im Chablais fort: Mt. Chauffé, Vorassey, Darbon.

Außer durch die geringe Mächtigkeit wird die Kohlenausbeute erschwert durch die oft sehr hohe Lage an schwierig zugänglichen Stellen, und besonders durch die tektonischen „Störungen“ in diesem intensiv zerknitterten Gebirge. Die einzige längere Zeit aushaltende, und zeitweise ergiebige Ausbeute verzeichnet Boltigen. Darüber folgende Notizen (nach L. Wehrli):

1760 Entdeckung der Boltiger Kohlen durch Abraham Wälti und Matheus Messerli. 1764—1784 jährliche Ausbeute ca. 1000 Zentner, dann Preisgabe und Verfall der Gruben. 1796—1798 befinden sich die Gruben im bernischen Staatsbetriebe unter Leitung des Bergdirektors J. S. Gruner. 1798—1800 abermals Verlotterung, Raubbau der Ortsbürger. 1801—1834 regelrechter Abbau durch eine konzessionierte Gewerkschaft. Die 1800—1830 im ganzen ausgebeuteten 63 541 Zentner ergaben einen Reinertrag von 3012 frs.! Man tröstete sich damit, daß doch dem Lande der Holzverbrauch erspart und vielen Bewohnern Verdienst gegeben war. Dann kam ein neues Berggesetz und Aufhebung der bisherigen Konzession. 1841—1860 neue Blütezeit mit ca. 10000 Ztrn. jährlicher Förderung, und Lieferung vorherrschend in die Gasfabrik Bern. Nun kamen die Eisenbahnen und brachten die Kohlen wohlfeiler ins Land. Von 1882 an wird wieder vollständiger Verfall der Kohlengruben verzeichnet. 1917—1918 Versuche der Wiederaufnahme infolge der Kriegskohlennot. Dreimal also erlebte der Kohlenabbau in Boltigen relative Blütezeiten. Leo

Wehrli bewertet treffend wie folgt: 1801—1834 hätte die Jahresausbeute (ca. 200 t) gerade hingereicht, ein Gaswerk wie dasjenige der Stadt Zürich für einen einzigen Sommertag zu versehen. In der besten Zeit wurden jährlich 500 t ausgebeutet, das ist soviel wie aus dem oberschlesischen Carbonbecken im Jahre 1912 in je sieben Minuten gehoben wurden. Damit könnte $\frac{1}{4000}$ des jetzigen Kohlenbedarfes der Schweiz gedeckt werden.

Wohl ist es möglich, daß noch da oder dort ein noch unbekanntes ordentliches Kohlenlager oder einige lokale Häufungen durch Anstauungen im Gebiete des Mytilusdogger aufgefunden werden, allein der wirtschaftliche Erfolg wird immer sehr klein bleiben.

Eine Kohlenader streicht an der W-Wand der Simmenfluh hoch oben aus. Beim Waldbrand (Sommer 1911) entzündete sich dieselbe und war nachts als Glutstreifen lange Zeit sichtbar. Einst war auch ein Kohlenfund bei Bouveret konzessioniert. Vielleicht handelt es sich dort um Kohle der roten Molasse? Eine Feststellung fehlt.

Pyritische Fossilien sind in den Préalpes nicht bekannt.

Phosphoritgesteine.

1919 E. Truninger, Landw. Jahrbuch der Schweiz.

Bisher sind die Phosphorite wenig beachtet worden. Ihre Lager in den Préalpes sind sehr wenig mächtig und überdies meistens schwer zugänglich.

Die rhätischen Bonebeds enthalten Zähne, Knochenbruchstücke und Coproliten. Am Môle hat Bertrand die Mittelliasfossilien als Phosphoritknollen gefunden, deren Zusammensetzung er wie folgt angibt: Phosphorsäure = 11,76%, Fl. = 1,04, Cl-Spuren. FeO und $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,05$ $\text{CaCO}_3 = \text{viel}$.

Nach H. Douvillé findet man den gleichen Phosphathorizont in Allmend-Blumenstein bei Thun. Es ist derselbe, den E. Gerber wieder am Langeneckgrat gefunden hat. Die eisenschüssige Breccie von Schwiedenegg enthält Phosphoritknollen von bis 25,9% P_2O_5 . Nach P. Christ enthält das Lotharingien vom Stanserhorn ebenfalls kleine Phosphoritkonkretionen. Ich (Jeannet) habe den eigentümlichen Horizont von schwarzen Phosphoritknollen aus der Gorge du Pissot ob Villeneuve beschrieben, der die Lamellibranchiatenschicht, die in den Spatkalken von Arvel (Mittellias) liegt, begleitet. Die Knollen enthalten 18,5% P_2O_5 . Die Phosphatfossilknollen der Macrocephalus-schichten von Aveneyre enthalten 11,24% P_2O_5 (Truninger). Das Dach der Brachiopodenschichten in der Umgebung der Antiklinale der Tours d'AI bis gegen Leysin ist aus Knollen und Verkrustungen von Phosphoritgehalt gebildet. Truninger fand in drei verschiedenen Proben 12,56—20,9% P_2O_5 . Das Callovien am Griggeli (Kleine Mithe) und das Oxfordien von Wildenberg bei Latterbach enthalten ebenfalls phosphatisierte Fossilien und Knollen. Wiederum erscheinen solche in der Basis der Couches rouges, z. T. als umgearbeitetes Material aus den Brachiopodenschichten. Sie werden ziemlich groß und sehr pyritreich am Pierre-à-Perret bei Vionnaz. Die günstigste Analyse (H. Sigg) gab 23,38% P_2O_5 .

Wie L. Cayeux beobachtet hat, findet sich Phosphat hauptsächlich in Schichten, welche mit einer starken Veränderung in den Ablagerungsbedingungen zusammengehen. Große Transgressionen oder Regressionen hatten zum Absterben und zur Konzentration großer Mengen von Organismen geführt. Diese Auffassung wird auch durch die Phosphoritvorkommnisse der Préalpes bestätigt.

Verschiedene Mineraleinschlüsse.

Glimmer findet sich fast nur klastisch in den Schiefern und Sandsteinen des Flysch. Pyrit wird nicht oft zitiert, ist aber überall verbreitet. Pyrit- und Markasitkonkretionen sind im Neokom häufig und das obere Bathonien am Rochers de Naye ist pyritisch durchsetzt. Gips ist mächtig verbreitet in der alpinen Trias, besonders in der Sattelzone in der Nähe des Rhonetales. Er wurde ausgebeutet in der Umgebung von Villeneuve (Valeyre, le Crêt). Der Gips von Valeyre hatte: $\text{CaSO}_4 = 90,28$, $\text{CaCO}_3 = 1,05$, $\text{MgCO}_3 = 4,95$, $\text{H}_2\text{O} = 2,75$, unlöslicher Rückstand = 1,53%. Gips wird ferner ausgebeutet in den Umgebungen von Ollon, Bex und Montbarry (Fuß des Moléson), am Schwarzsee, Blumenstein, Oey und am Thunersee bei Krattigen und Leissigen. Die Gips- und Anhydritregion von Bex enthält Steinsalz. In den Préalpes ist aber solches im übrigen noch nie gefunden worden.

III. Tektonik der romanischen Decken.

(Taf. XX, XXI, XXVI, XXVII und XXX.)

Notizen zur Geschichte der Erforschung.

Wenige Gebirge sind so verwickelt aufgebaut, wie die romanischen Dn. Eine umfangreiche Literatur beschäftigt sich mit ihnen. Ihre exotische Natur ist erst vor 25—30 Jahren erkannt worden. Die Herkunft der kristallinen Gerölle in der subalpinen Nagelfluh war für B. Studer seit 1834 ein großes Rätsel. Die „merkwürdigen Berge des Genevois“ (A. Favre 1867) und die „fünf neuen Jurassier“ am Vierwaldstättersee (Kaufmann 1876) erweckten die Aufmerksamkeit. 1893 wies Quereau für die Klippen von Iberg die Überschiebung, ohne Wurzel in der Tiefe, nach. Indessen schon vorher, 1884 hatte Marcel Bertrand die Hypothese einer großen Überschiebungsdecke ausgesprochen, die über weite Regionen des Préalpesgebietes gehe. Die heute angenommene Theorie ist 1893 von H. Schardt formuliert worden.

Die verschiedenen Deutungen, welche im Laufe der Zeit für die Préalpes und die Klippen versucht worden sind, können in drei Gruppen zusammengefaßt werden.

1. Die Gebirge zwischen der Molasse und den Kalkhochalpen („Hautes Alpes calcaires“, der Kette von Balmhorn bis Dents de Morcles) stehen an ihrem Ort (stehen auf ihrer „Wurzel“, sind „autochthon“, an Ort und Stelle aus dem Untergrunde aufgefaltet). Dies ist die Auffassung der meisten älteren Autoren auch von B. Studer, der die Klippen nicht kannte. Die Klippen wurden ebenso für Falten angesehen, die in der Tiefe senkrecht darunter wurzeln (Kaufmann, G. Mailard). Die Falten mit peripherischem Überliegen („pilzförmige Falten“) der Chablais-Breccie (M. Lugeon) der „zusammengesetzte Schuppenfächer der Préalpes romandes“ (E. Haug) leiten sich von dieser Auffassung ab.

2. Hypothese des Randgebirges von B. Studer (1834 und 1851/53), der „Vindelicischen Kette“ von Gumbel (1888). Um die grünen und roten Granitgerölle in der subalpinen Nagelfluh, die weder anstehend am N-Abhang der Alpen noch im Schwarzwalde zu finden waren, zu erklären, dachte sich Studer eine Randkette, die bis in ihren kristallinen Kern abgetragen, dann an einer Längsverwerfung abgesunken und unter der Molasse des Alpen-N-Randes durch Überschiebung verdeckt worden sei (Skizze in B. Studer, Geologie der Schweiz Bd. 2, 1853 S. 387—389). Gumbel nannte später die versunkene hypothetische Randkette, die er sich auch durch Bayern dachte: „Vindelicische Kette“. Die Studer'sche Hypothese wurde auch von Rütimyer und Bachmann ausdrücklich angenommen. Der letztere führte den Namen „exotische Blöcke“ in der Geologie ein.

Quereau, nachdem er die fremdartige Natur der Klippen von Iberg erkannt hatte, erweiterte den Gedanken des vindelicischen Gebirges, indem er ihn von den Nagelfluhgeröllen und den exotischen Blöcken auf die ganzen Préalpes und auf die Klippen ausdehnte. Vom Chablais bis Iberg seien diese die Reste der von N gekommenen aufgeschobenen Falten einer in ihrer abgetragenen Wurzel unter der Molasse verdeckten Kette. Diese Kette sei übrigens nichts anderes als die Verlängerung der Ostalpen selbst! L. Rollier ist unseres Wissens der einzige Geologe, der diese Hypothese noch heute unterstützt.

3. Theorie der Überschiebung aus S. Die große Mehrheit der Alpengeologen betrachtet heute die Préalpes als von südlicher Abstammung. Indem die Préalpes und die Klippen mit anormalem Kontakt dem Nacken der helvetischen Alpen aufsitzen, müssen sie über die letzteren geschoben worden sein. Unterschiede bestehen noch in Beziehung auf die ursprüngliche Übereinanderfolge der verschiedenen tektonischen Einheiten dieser Überschiebungen und ihren Ursprungsort.

Nachdem J. C. Escher schon viel früher die Tatsache eines anormalen Aufschubens der älteren alpinen Gesteinszonen von S auf den südlichen Molasserand erkannt hatte, und Arnold Escher die Überschiebung des Säntis und des Glarner—Verrucano usw. verfolgt hatte (S. 11), wurde die

Idee der Überschiebung für die Préalpes zuerst von M. Bertrand (1884) ausgesprochen: „Das geologische Blatt XVII (1:100 000) gibt im ganzen sehr deutlich den Eindruck einer Flyschunterlage; über welcher sich Fetzen von älteren Gesteinen ausbreiten, die im allgemeinen die höchsten Gipfel bilden“. Dieselben seien einer großen aus S gekommenen liegenden Falte zuzuschreiben. Dieser geniale Schluß, aufgebaut auf einer einfachen Betrachtung einer geologischen Karte, wurde indessen von seinem Schöpfer wieder aufgegeben.

Die geologischen Detailuntersuchungen in den Préalpes von Wallis, Waadt, Fribourg und Bern, sowie die Erkenntnis des triasischen Alters von Gips und Rauhwaacke führten H. Schar dt 1893 auf folgende Hypothese: Die ganze Zone Chablais-Stockhorn ist fremdländisch, sie sitzt mit ihrer völlig abweichenden Schichtreihe wie reitend auf der Molasse und den ersten Falten der Hochalpen (= Helvetischen Alpen). Die Klippen des Faucigny (Savoien) und vom Vierwaldstätterseegebiet sind die Fortsetzung dieser Zone Chablais-Stockhorn. Das Ganze der Préalpes ist aufzufassen als eine einzige Überschiebungsdecke, die ursprünglich vom Lac d'Annecy bis in den Rhätikon reichte. Es sind die Reste einer großen liegenden aus S kommenden Falte, die über Montblanc- und Aar-M. hergekommen, und deren Wurzeln in der Zone des Briançonnais zu suchen sind. Die Chablaisbreccie bildet eine zweite Decke über der ersten, die noch weiter aus dem S stammen muß.

1895 formulierte H. Schar dt seine Préalpestheorie dahin: „Die Kalkketten der Préalpes bilden zusammen eine gefaltete Decke, die in ihrer ganzen Ausdehnung auf Flysch liegt“. Drei Jahre später faßte er seine Erkenntnis in folgende drei Postulate:

1. Die ganzen Préalpes romandes (Stockhorn-Chablais) liegen überall mit ihren ältesten Schichten dem Tertiär auf.

2. Die Chablaisbreccie und die Lappen von Hornfuhbreccie ruhen ebenso mit ihren ältesten Schichten auf dem Flysch oder der Kreide der Préalpes-D.

3. Die jurassischen und triasischen Klippen der Alpen von Unterwalden, Schwyz und andererseits von Annecy liegen ebenfalls mit ihrem ältesten Sediment dem Flysch auf.

Überdies gelangt Schar dt zu den folgenden Resultaten: Die Externzone Voirons-Gurnigel mit ihrem Flysch keilt gegen SE nach der Tiefe aus. Die Lappen von Mesozoikum in der Sattelzone sind Schürffinge, steckend zwischen dem Niesenflysch und den Falten der „Hautes Alpes“; sie bilden vom Flysch angeworbene und eingewickelte Pakete, welche ursprünglich mit der Zone Voirons-Gurnigel in Verbindung waren. Die letztere Zone wurde durch die Bewegung der höheren Massen vorgeschürft. Die Breccien-D. wurde 1898 von Schar dt als etwas besonderes innerhalb der Zone Chablais-Stockhorn abgetrennt.

Schar dt erkannte zugleich den Zusammenhang der roten Molasse von Bouveret mit derjenigen von Val d'Illicz.

Durch die Entdeckung einer Wurzel eines Teiles der Préalpes in der Gegend von Sierre, und von zugehörigen Deckklappen am Tubang, Rohrbachstein und Laufbodenhorn in ganz helvetischer Region brachte (1900/01) M. Lugeon ein wichtiges neues Argument für die Abstammung der Préalpes aus dem S bei. Die genannten Lappen beweisen den Zusammenhang der unteren Schuppe der Zone des cols über die Hochalpenkette hinüber mit ihrer südlichen Wurzel. Daran knüpfte sich sofort Lugeon's Erweiterung des Problems, indem er (1902) zeigte: „Les Hautes-Alpes entrent en jeu au même titre que les Préalpes“ und dann auch im Gebiete der altkristallinen Gesteine den Baustil der Deckfalten als durchgreifend erkannte.

Lugeon unterschied nun in den Préalpes folgende tektonischen Stockwerke oder Einheiten von oben nach unten: 1. Die Breccien-D.; 2. Die „Préalpes médianes“; 3. eine Gürtelzone, gebildet aus der „Zone externe“ oder „Zone bordière“ und der „Zone interne“, die ursprünglich zusammenhängen. Er hebt hervor, daß die „Préalpes médianes“ unter der Breccien-D. laminiert und ausgeschürft worden sind, ähnlich wie die Gürtelzone unter den „Préalpes médianes“ weggeschürft wird. Die Wurzel der Decke der „Préalpes médianes“ wäre in der Zone von Ivrea zu suchen.

Seit dieser Zeit haben die Geologen dieses gegebene Schema nur noch zu ergänzen vermocht. Man hat die Beziehungen der einzelnen préalpinen Deckenteile untereinander genauer festgestellt und nach Wurzeln gesucht. An dieser Arbeit haben sich beteiligt: E. Argand, E. Haug, F. Jaccard, A. Jeannet, M. Lugeon, F. Rabowski, H. Schar dt. In dem teilweise symmetrischen Osten, in Graubünden, haben G. Steinmann und seine Schüler (Hoeck, Meyer,

v. Seidlitz, Welter usw.) und später besonders Zyndel, dann Cornelius, Trümpy, R. Staub, P. Arbenz und dessen Schüler (Leupold, Cadisch, Eugster, Brauchli) versucht, das Schema der Westalpen anzuwenden. Endlich ist noch eine neue höhere tektonische Einheit überall in den Préalpes erkannt worden, die „Rhätische Decke“ von Steinmann, Rabowski und Jeannet, die wir nun, um Verwechslungen auszuschalten, nach dem Vorschlag von Alb. Heim als Simmendecke bezeichnen.

Anmerkung (Alb. Heim): Der Name „Rhätisch“ ist leider in Verwirrungen verwickelt worden, so daß wir ihn nur noch stratigraphisch (Rhätische Stufe) und geographisch (Rhätikon-gebirge) festhalten, aber nicht mehr tektonisch (Rhätische Decke) verwenden können.

Rhätien ist ein alter Name, der in mehr poetischer Sprache auch jetzt noch für den Kanton Graubünden, Rhätier für sein Bewohner, gebraucht wird. Rhätikon ist das nördliche Randgebirge von Rhätien, das Gebirge zwischen der Landquart (Prättigau) und der Ill (Montafon), westlich vom Schlappinerjoch bis an den Rhein. Sein S-Abfall gehört zu Graubünden, der N-Abfall zu Vorarlberg. Als „Rhätische Schuppenzone“ haben Steinmann und seine Schule die tektonische Zone im Rhätikon bezeichnet, welche über dem Prättigauflsch und unter der oberostalpinen Vorarlberger — Trias liegt. Heute wissen wir, daß diese Zone vorherrschend aus Stürnstücken der unterostalpinen Decken besteht. Die Bezeichnung „Rhätische Decke“, „nappe rhétique“ ging von dort aus. Als vermeintlich gleichem Stockwerk angehörig wurde sie einerseits übertragen auf die „Schamersschuppen“ und die ophiolitreichen Zonen von Oberhalbstein und Oberengadin („Rhätische D. des Oberengadin“), die tiefer im Deckenbau (oberpenninisch) stehen, und der Margnadecke zuzurechnen sind, und andererseits auf die Vorkommnisse von Radiolarit und Ophioliten in den Préalpes, die höher (sogar oberostalpin) sind und von uns als Simmen-D. bezeichnet, zur Silvretta-D. gestellt wurden. Sodann hat die Zone des Canavese vielfach den Beinamen der Rhätischen Wurzelzone erhalten. Es war also wohl notwendig, die Bezeichnungen zu ändern. Wir halten sie fortan fest wie folgt:

Bisher z. T. gebrauchte Bezeichnung:	Jetzige Bezeichnung u. Zugehörigkeit:
Rhätische Stufe (<i>Avicula contorta</i>).	Rhätische Stufe, Rhät, Rhétien.
Rhätikon.	Rhätikon für das Gebirge zwischen Landquart und Ill.
Rhätische Schuppenzone.	Schuppenzone (unterostalpin) im Rhätikon und Arosagebiet.
Rhätische Schuppenzone des Schams.	Schamersschuppen der Margna-D. (penninisch).
Rhätische Decke im Oberengadin.	Margna-D. (penninisch).
Rhätische Decke in den Préalpes.	Simmen-D. (Oberostalpin).

Die Préalpes von der Arve bis zur Aare (Taf. XXVI und XXX).

Allgemeines.

Die Alpenstirn wird von der Arve bis zur Aare aus einem Bündel von Falten von 115 km Länge (von Môle bis Spiez) gebildet, das zwei nach N konvexe Bogen beschreibt, den kürzeren von der Arve bis ans Quertal der Rhone, den längeren von der Rhone bis an den Thunersee. Diese Gebirgsbogen schieben sich girlandenförmig, wie Balkone vor den Hochalpen weg, sichtlich das Molassevorland überdeckend. Die Sehne von Bonneville nach Spiez-Sigriswilergrat, welche die südlichsten Kontakte der helvetischen Alpen auf der Molasse an den Bogenenden miteinander verbindet, ergibt, daß die Ausbiegung der Kettenzonen (d. i. die Pfeillänge der Bogen) bis 18 km erreicht. Auf diese Breite etwa überbranden die Préalpes das Molassevorland. Der westliche Voralpenbogen von der Arve bis zur Rhone bildet im Chablais eine recht kompakte Gebirgsmasse von 42 km Länge und 25 km größter Breite. Der östliche Bogen der Waadtländer, Freiburger und Berner Préalpes von der Rhone bis an den Thunersee hat 68 km Sehnenlänge auf

ungefähr 21 km Breite. In beiden Gebirgsbögen nimmt deutlich die Auskrümmung der einzelnen Ketten von Innen nach Außen zu, ganz erinnernd an brandende Wellen auf flachem Ufer.

Die Préalpes internes und externes sind schon besprochen (S. 461—473) zusammen mit den geologischen Einheiten zu denen sie gehören.

Die Umgrenzung der Préalpes.

Wir gehen vom SW-Ende der Préalpes aus, dem N-Rande entlang an das NE-Ende am Thunersee; dann am Innenrande der sich durch das Zwischenmittel der Sattelzone und der Niesenzone an die Hochalpen anlehnt, zurück nach dem Ausgangspunkte. Die Préalpes W der Rhone gehören geologisch zum Chablais, so daß wir zum Verständnis gezwungen sind, auch das savoische Gebiet der Préalpes einigermaßen in unsere Betrachtung einzuschließen.

Das Talgebiet der Arve.

Die äußeren Faltenketten der Alpen bilden girlandenförmig aneinandergereihte, nach der Außenseite ausgekrümmte Bogen (S. 46—48). Ein solcher Bogen kommt von S, streicht quer durch den Lac d'Annecy und schmiegt sich dann der Arve taleinwärts an. Der folgende auf der N-Seite der Arve einsetzende, scharf mit 160° Wendung des Faltenstreichens gekrümmte, ist der Chablaisbogen. Der dritte mit ca. 70° Tangendrehung von der Rhone bis an den Thunersee ist der schweizerische Préalpesbogen. Die Arve benützt als Ausgangstor den spitz einspringenden Winkel zwischen dem Annecybogen und dem Chablaisbogen. Hier aber treffen wir auf die Besonderheit, daß der letztere nicht die Fortsetzung des ersteren ist, sondern anderen tektonischen Stockwerken der Alpen entspringt. Der erste streicht schief unter den zweiten fort. Die überliegenden Stirnen der Falten beider Bögen sind beiderseits der Arve gegen einander gerichtet. Der zweite hat mit dichtem Gedränge von Falten und Schuppen den ersten auf der N-Seite der Arve überwältigt, zur Tiefe gedrückt, überfahren und verschürft. Die ENE streichenden Falten S der Arve bestehen aus helvetischem Gebirge; der Chablaisbogen dagegen, der sich

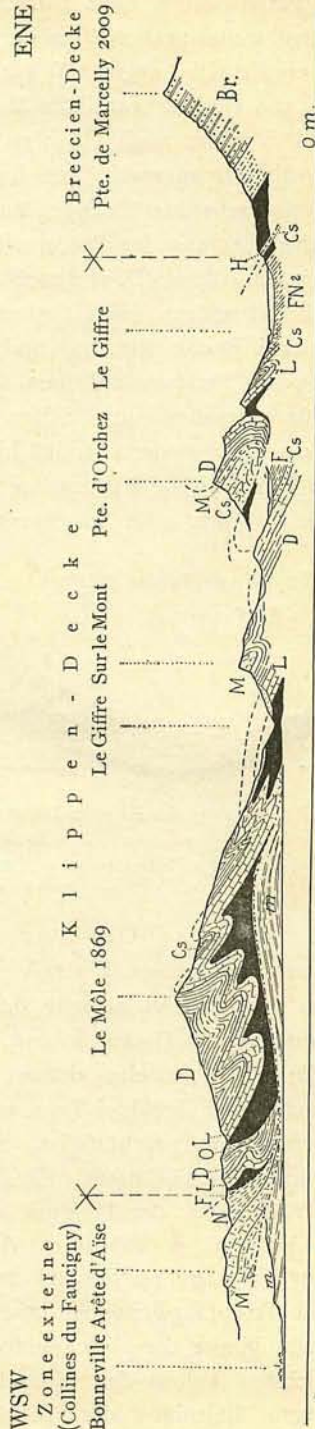


Fig. 198. Am SW-Ende der Préalpes, Profil nach M. Bertrand und M. Lugeon.
 m = rote Molasse, f = Flysch; Cs = Niesen-Flysch; FN = Niesen-Flysch; N = Neokom; M = Malm; O = Oxfordien; D = Zoophycos-Dogger;
 L = Lias; T (schwarz) = Trias; Br = Breccie der Breccien-Decke; H = Carbon.

beinahe den normalen Ketten entgegen darüberwölzt, streicht nördlich von Cluses erst nach W (Pointe d'Orchez), dann biegen seine zahlreichen Falten und Schuppen nach NW um im Môle, dann nach N im Grate von les Brasses (zwischen St. Jeoire und Voirons), weiter nach NE (an der Drance), und endlich nach E (Bouveret-Vouvry). Dabei überwölzt die gegen W gerichtete Ausbiegung der Préalpes im Môle N Bonneville die sichtbar entblößte Molasse auf 10 km Breite. Von ultrahelvetischen Zonen sind dort nur noch ein Flyschkeil am W-Fuß des Môle und die Hügel von Faucigny, die zur ausgeschürften Externzone gehören, zu finden.

Von Samoens bis Taninge läuft der Giffre dem S-Erosionsrande der Préalpes entlang, die hier aus der Breccien-D. mit Carbon in der Basis bestehen, während durch diese die Klippen-D. vorgeschürft ist. W von Taninge setzt die letztere wieder ein, und bildet sodann die Hauptmasse und den N-Rand der Préalpes.

Die zwei Profile Fig. 198 und 199 mögen die komplizierten Erscheinungen am S-Ende der Préalpes andeuten. M. Bertrand hatte erst beiderseits der Arve eine bloße Virgation mit Scharung der Falten zur Erklärung angenommen. M. Lugeon stellte später fest, daß hier die in verschiedenen Richtungen übereinander liegenden Flügel zweier Faltungsbogen verschiedener tektonischer Stockwerke in Kollision oder Superposition liegen.

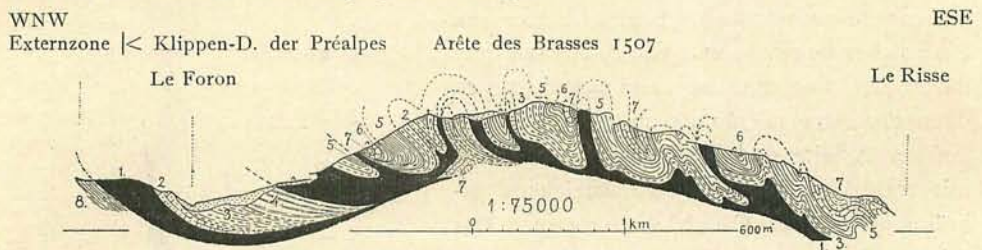


Fig. 199. Die Lagerung der Klippen-Decke am N-Rand der Préalpes, SE der Voirons (Hoch-Savoien), nach A. Chaix 1913.

1 (schwarz) = Trias, 2 = Infralias, 3 = Mittel- u. Unter-Lias, 4 = ob. Lias, 5 = Dogger, 6 = Malm, 7 = Couches rouges, Flysch.

Der Nordrand der Préalpes.

An mehreren Stellen E der Voirons und im Einschnitt der Drance bei Armoiy beobachtet man die Auflagerung der Trias der Préalpes auf den Flysch der Externzone. Zwischen St. Gingolph und Bouveret erscheint abermals die Molasse. An einer Stelle ist sogar eine dünne Lamelle von Flysch zwischen der Molasse und der überschobenen Préalpes-Trias zu sehen, während das Mesozoikum der Externzone vollständig weggeschürft ist. Erst auf der N-Seite des Lemensee in der Umgebung von Montreux-Clarens stellt sich wieder eine Externzone zwischen der Molasse und den Kalkketten der Préalpes ein. Weiter gegen N und NE (Cubly, l'Alliaz, Fuß des Moléson, S von Broc, Arsajoux, Schwarzsee, Langeneckgrat) findet man immer die Trias der Préalpes auf dem Flysch der Externzone überschoben. Freilich können die Trias-Lias-Schuppen im Streichen auskeilen und von neuen ersetzt werden. Dabei bleibt immer die Flyschrandzone gegen SE untertauchend unter die Préalpes. Die südlichsten Falten des Monsalvens (Bifé) in der Externzone sind schief gerichtet gegen diejenigen der Préalpes (bei Charmey) und stechen sichtbar unter

diese Letzteren. Längs des ganzen N-Randes sind weder Spuren eines verkehrten Mittelschenkels der romanischen Dn. auf dem Flysch der Externzone, noch Reste einer liegenden Gewölbeumbiegung, einer N-Stirn, vorhanden. Die Überschiebung sticht unter Abwitterungsrand mehr oder weniger steil nach NW oder N in die Höhe aus (Fig. 200).

SE

NW

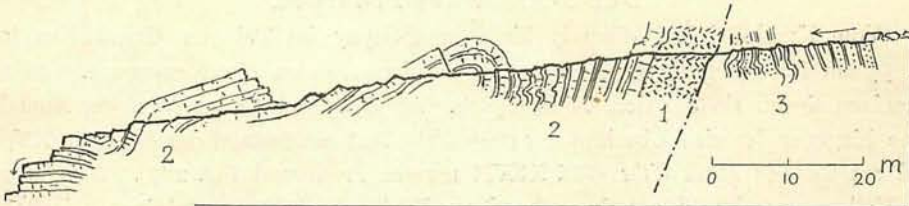


Fig. 200. Kontakt der Klippendecke mit dem Flysch der Externzone am Fallsbach, W Schwarzwald, aufgenommen von Arn. Heim 1919.

1 = Trias-Rauhacke; 2 = grauer dolomitischer Triaskalk, bankig; 3 = Flysch-Glimmersandstein und Schiefer.

Aaretal und Thunersee.

An den Ufern des Thunersee vollzieht sich ein symmetrisches Gegenstück zu den Erscheinungen im Arvetal. Die beiden Ufer des Thunersee sind völlig verschieden. Zur Erklärung dieses Rätsels wurden früher ungeheure Verwerfungen zu Hilfe gezogen. Wie schon vom Säntis an, so ruhen auch am rechten Ufer des Thunersee die gegen SW streichenden helvetischen Nordrand-Kreide- und Tertiärfalten auf der subalpinen Nagelfluh mit dem Zwischenmittel einer Flyschzone mit mesozoischen Trümmern (NW Fuß des Sigriswilergrates). Dem linken Ufer nähern sich dagegen von W her die romanischen Ketten des Simmentales, von Stockhorn, Ganterist und Langeneckgrat mit einem Außenwinkel von $135-140^\circ$ gegen die helvetischen Falten gerichtet. Als Gebirgsmasse sind sie unvermittelt und steil auf der WNW gerichteten Linie Wimmis—Blumenstein abgetragen. In der tief abgetragenen und von Moräne überschütteten Trias-Lias-Hügelregion von Glütsch—Spiez zeigt sich die Fortsetzung einiger der W-Antiklinalkerne. Der nördlichste Gewölbekern (Langeneckgrat), W-E bis E- 15° -SE streichend, ist durch den Zwieselberg (bis Spiez?) zu verfolgen. Gegen den Thunersee hin zeigt sich eine ausgesprochene Konvergenz (Schaarung) der Falten der Préalpes, wobei die beiden inneren und auch die ganze Flyschmasse des Simmentales axial ansteigen bis sie durch Abtrag verschwinden. Das E-Ende der Préalpes am Thunersee unterscheidet sich vom W-Ende am Môle darin, daß hier das konvergierende Faltenbündel geradlinig streicht, dort sich scharf umkrümmt. Am Fuß des Niesen bis in die Umgebung von Reichenbach finden sich noch Linsen von Lias und Trias. Dieselben gehören wie es scheint der Klippen-D. der Préalpes an. Im Kartenbilde täuschen sie eine Umkrümmung symmetrisch Môle vor. Allein die Streichrichtungen bleiben unverkrümmt, die Lage ist durch Einwicklung unter die Niesen-D. bedingt und eher den Erscheinungen am Abhang des Rhonetales zu vergleichen. Die nördlicheren helvetischen Falten sinken am rechten Ufer des Thunersee axial (S. 420) unter die Préalpes ein, sind aber dort zugleich abgerissen. Die direkte Berührung ist durch den See ver-

deckt. Ein kleiner Aufschluß von Flysch im W von Leissigen deutet den nahen Kontakt mit der Internzone an. Nur die südlichere helvetische Kreidekette (Harder—Morgenberghorn) streicht am E-Ende des Thunersee ungestört SW, hinter und unter den Préalpes und dem Niesen nach den Hochalpen weiter.

Der S-Rand der Préalpes.

Vom Kandertal bei Wimmis bis Ormont-Sépey im Tal der Grande-Eau (auf ca. 55 km Länge) grenzen die Préalpes südlich stets an die Niesenzone. Im allgemeinen liegen sie auf dem Niesenflysch. An den zwei Endpunkten der Kontaktzone hingegen ist eine Überkippung aufgeschlossen: am S-Rand der Burgfluh (XX, 7) und am SE des Mont d'Or (Taf. XXVII unteres Profil und Fig. 217). Der S-Rand der Kalkketten wird hier vorherrschend aus Diploporenkalken (ostalpinen Triasfazies) gebildet. Die Beziehungen zur Innzone sind im Gebiete der unteren Grande-Eau sehr verwickelt. Die Breccienkappe des Chamossaire liegt zum Teil auf Niesenflysch. Am rechtsseitigen Abhang des Rhonetales beobachtete man von Ollon bis gegen Bex eine harmonische Einwickelung von der Klippen-D. in die Internzone. Das gleiche gilt wohl auch für die Niesenbreccie. Im Val d'Illiez ist der Niesenflysch unbekannt. Die große Triasmasse des Trévèneusaz (XXI, 14) von Vionnaz bis gegen Morgins, homolog dem Mont d'Or und der Gummfluh, ruht mit Gips auf der roten Molasse, welche letztere ihrerseits den Flysch der autochthonen Falten von Monthey bedeckt. Der Flysch von Val d'Illiez und Morgins gegen den Col de Coux trägt überdies mesozoische Klippen, welche teils der Klippen-D., teils der Breccien-D. angehören. Die wichtigsten sind diejenigen der Pointes de l'Haut und du Culet. Der ganze Grat im NW des Val d'Illiez besteht aus der Serie der Breccien-D. mit Trias und Perm als Basis. Unter dieser Breccie verschwindet gegen W die Masse von Trévèneusaz. Die Bedeckung des Flysch von Val d'Illiez durch die Trias der Breccien-D. ist weiter vom Col de Coux über Col de la Golèze bis ins Tal des Giffre W Samoens zu verfolgen, gelegentlich begleitet von Lias oder Kreideschuppen am Kontakt. Das einzige Vorkommen von Niesenflysch (Niesenbreccie) im Chablais befindet sich bei Châtillon (E der Pointe d'Orchez, zwischen Cluses und Taninge).

Zusammenfassung.

Die Kalkketten der Préalpes endigen an der Arve und der Aare indem sie an diesen beiden Enden den helvetischen Falten mit abweichendem Streichen aufliegen. Im N, NW und W sind sie der Zone Voirons—Gurnigel aufgeschoben, die die Rolle von unter den Préalpes ausgeschürftem und vorgeschobenem tektonischem Schutt spielt. Im S und SE werden die Préalpes von der Niesenzone oder dem Flysch von Val d'Illiez oder den Trias-Liasschuppen der Innzone (Sattelzone) begrenzt. In der Regel sind sie auch diesen Gliedern aufgeschoben, indessen findet man Umkehr der Lagerung an zwei Stellen des S-Randes. Die tektonisch tiefste, sauber geschürfte Unterlage der Préalpes, die rote Molasse, ist an 3 Stellen sichtbar: unter dem Môle (N Bonneville, Savoien), zwischen Bouveret und St. Gingolph und in der unteren Val d'Illiez. Diese drei Punkte bilden ein Dreieck, das fast den ganzen westlichen Bogen der Préalpes enthält. Die Préalpes rechtsseitig der

Rhone sind so sehr die direkte Fortsetzung der linksseitigen, daß jeder Schluß in Beziehung auf die eine Seite auch für die andere gilt. Da nun überdies festgestellt ist, daß die Molasse überall längs des N-Randes der Préalpes, unter diese eindringend, sich fortsetzt, und daß die Préalpes in mechanischem Kontakt auf einer ganzen Reihe verschiedener tektonischer Einheiten (Externzone, Molassevorland, Niesenflysch, ultrahelvetische Sattelzone, helvetische Decken und helvetisches Parautochthon) mit Schubflächen, begleitet von Schürflingen aufsitzt, steht der Schluß unabänderlich fest, daß die Préalpes hier nicht heimisch, sondern fremder Abstammung, aus der Ferne eingewandert sind.

Die Faltenzüge der romanischen Decken in den Préalpes

(Taf. XX, XXI, XXVI, XXVII, XXX).

Die Gebirgsmasse, deren Ränder wir oben bezeichnet haben, ist nicht einheitlich oder einfach. Die romanischen Dn., aus welchen sie besteht, teilen sich in die im stratigraphischen Teil näher beschriebenen verschiedenen stratigraphischen Reihenfolgen, die einander in der Regel durch Flysch getrennt überlagern. In kurzer Zusammenfassung sei hier wiederholt:

I. Die unterste Schichtreihe, die wir als tektonische Einheit fast überall außer in der oberen Val d'Illeiez und im Tal der Giffre angetroffen haben, ist die weitaus mächtigste. Sie besteht aus sehr wechselndem Mesozoikum von der Trias bis und mit der oberen Kreide. Sie bildet die Hauptmasse der Kalkketten der Chablais-Stockhorn-Zonen sowie der mittelschweizerischen Klippen und des Genevois. Eine breite Muldeneinsenkung teilt sie in zwei ungleiche Teile; das kräftigere Kettenbündel ist das äußere, der südliche Zug fehlt z. T. W der Rhone, er setzt ein mit den Triasmassen in der Umgebung von Aigle im Rhonetal, streicht durch das Pays d'Enhaut und das Simmental bis ins Diemtigtal. Diese mächtigste unterste der romanischen Dn. ist die „nappe des Préalpes médianes“ (Lugeon), für die wir stets am unzweideutigsten nach Steinmann die Bezeichnung Klippen-D. benützen.

II. Eine andere, mittlere tektonische Einheit ruht auf dem Flysch der Klippen-D. und auf deren S-Falten oder aufgeschoben auf beiden und auf der Innenzonen zugleich. Sie setzt an ihrer Basis ein mit Permo-Carbon und Trias und besteht hauptsächlich aus mesozoischen Breccien. Dies ist die „nappe de la Brèche du Chablais et de la Hornfluh“ (Schardt-Lugeon), Hornfluh-D. oder nach Steinmann „Breccien-D.“.

III. Die obersten fremdartigen Gesteinsmassen schwimmen auf oder in dem Flysch der tieferen Dn. Im Chablais sind es basische Eruptiva, in den Synklinalen der Klippen-D., im E der Rhone (Ayerne, Vert-Champ, Untersimmental) sind es vorwiegend jurassische Tiefmeersedimente und Kreidebildungen ostalpiner Fazies, völlig verschieden von allem, was sich in den beiden tieferen Decken findet. Sie sind die gebliebenen Relikte der Simmen-D., ehemals „Rhätischen-D.“ (Steinmann) der Autoren über die Préalpes.

Die Klippen-D., die weitaus stärkste der drei romanischen Dn., bildet fast ringsum den Rand der Préalpes und beherrscht durch ihre Faltung den Gebirgsbau der schweizerischen Préalpes. Nur auf einem Stück SW-Rand und dann W der Rhone, wo die Klippen-D. von der dort übermächtigen Breccien-D. weggeschürft und durch sie im Gebirge ersetzt wird, bildet letztere den S- und SW-Rand.

Die romanischen Dn. sind in den Préalpes im allgemeinen sehr ähnlich in Kettenzonen gefaltet, wie die helvetischen Dn. im helvetischen Gebirge. Gegen den ausgebogenen N-Rand hat der Zusammenschub zu gedrängteren, in den inneren Ketten zu milderer Faltenformen geführt. Die Faltenwellen überschlagen mit wenigen

lokalen Ausnahmen gegen N. Die Mittelschenkel der einzelnen Falten sind oft, sei es durch die Sprödigkeit einzelner Gesteinsmassen, sei es durch die Intensität des Zusammenschubes zerrissen, wodurch Falten in Schuppen übergehen. Verkehrte Mittelschenkel sind oft und in verschiedenen Graden der Reduktion vorhanden. Verkehrte Mittelschenkel in den Deckenunterlagen dagegen sind bisher nur an 2 Stellen am S-Rand bekannt geworden: S der Burgfluh findet sich eine Schuppe mit knolligem Argovien, wie es sonst nur am Außenrande vorkommt, als Mittelschenkel gelagert (Rabowski); in Chalex SE Aigle findet sich in Form einer falschen Synklinale ein Kern Quarzit (untere Trias), umhüllt von Diploporenkalk, der nur als antiklinale Linsenkern der Klippen-D. angesehen werden kann. Fast durchweg ist der Aufschub der Klippen-D. in den Préalpes in das Stadium der Überschiebung („chevauchement“) vorgerückt, was einen auffallenden mechanischen Unterschied bildet gegenüber den helvetischen Dn., wo reduzierte Mittelschenkel sehr häufig mit Überschiebungsf lächen abwechseln, oder gar gegenüber den inneren penninischen Dn., wo laminierte verkehrte Mittelschenkel fast immer erhalten sind. Geringere Belastung und größerer Ferntransport machen das Vorherrschen der reinen Überschiebung und zudem auch die Geringfügigkeit der DM trotz der tektonischen Zerknitterung in den Préalpes verständlich.

Untergeordnete und mehr oder weniger unregelmäßige Brüche verschiedener Art und Anordnung als Ersatz von plastischer Faltung ist in den massigen spröden Schichtenkomplexen, besonders im Malmkalk in der Klippen-D. durchweg reichlich zu sehen. Solche Brüche verlieren sich rasch in den begleitenden plastischeren Gesteinen, meistens ohne eine ganze tektonische Einheit zu durchsetzen (Tours d'Ai, S-Schenkel der Tinière-Antiklinale, Gastlosen, Gummfluh usw.). Die Brüche zeichnen sich oft in der Gestalt dieser Berge ab, erinnernd an ähnliche Formen im Säntisgebirge (Fig. 219).

In den Préalpes fehlt vollständig das Analogon der Transversalverschiebungen des Säntisgebirges — vielleicht deshalb, weil die Préalpes auf und mit einem Kissen von Flysch mit Schürflingen, nicht aber, wie teilweise das Säntisgebirge, unvermittelt über ein höckrig durchtaltetes Nagelfluhgebirge vorgestoßen worden sind. Die einzige bekannte größere Querstörung (Nüschel) hat einen anderen Charakter.

Außerdem scheinen in den Préalpes die Erscheinungen der Längsstreckung und Längszerreißung (S. 48) nicht deutlich oder nur versteckt ausgebildet zu sein.

Über die einzelnen antiklinalen (1—5) und synklinalen (a—c) Faltungszüge der romanischen Dn. ist in Kürze folgendes zu berichten:

1. Nördlichster Antiklinalzug (Außenzone). Kern vorherrschend Lias in mehrfacher Abwechslung mit Trias; man hat wegen dem Vorherrschen des Lias diese Faltenzone schon kurzweg „Liaszone der Préalpes“ genannt. Der Dogger ist von Zoophycosfazies; Malm und Kreide an der Kante und im S-Flügel. Keine Gewölbeumbiegung erhalten. Mit dem ältesten (Trias) überschoben oder angepreßt am Flysch der Externzone. Mehrere Falten dicht gedrängt, im nördlichsten Teil oft vertikal isoklinal, mit Repetitionen nach N aufsteigend verschuppt (Cubly-Vilou, Arsajoux, Dosenrain, Schwarzsee, Langeneckgrat, wahrscheinlich Zwieselberg, Spiez). Klippen im Flysch können diese Zone begleiten (Gros-Plané W Fuß des Moléson).

Erstreckung: Beginnt am Lemensee von Montreux bis Chillon S—N streichend; die Kante des S-Flügels bildet den Grat der Dt. de Jaman, Verreaux, Cape au Moine, Dt. de Lys. Die Mulde (mit Kreide) zwischen einer Doppelung bildet den Synklinealgipfel des Moléson, Analoges findet sich S Meillerie; dann folgt Erosionsunterbruch durch die Kluse von Gruyère und durch Montélon und Jaun bis Charmey, Hohmättli, Wannels (?), Ganterist bis Reutigen.

a) Große Synklinealzone der Gruyère, Kreidemulde, einsetzend mit Teilmulden am Mt. Sonchaux—Rochers de Naye (Synklinealgipfel) und Dt. de Hautaudon, die große Gruyèremulde bildet dann, nach mehreren Quertaldurchschneidungen, im „Massif des Bruns“ 2116 m einen synklinealen Querkamm von 2 km SSE—NNW, teilt sich in drei Teilmulden und wird von der Denudation am Querpaß des Nüschel abgeschnitten. Erst nach über 10 km ist im Gebirge am Bürglen die Kreidemulde wieder erhalten. Sie zieht S Ganterist bis ins Glütschtal.

2. Der stärkste Antiklinealzug der äußeren Zone der Préalpes bildet Vanil-noir und Stockhorn. Es ist ein ziemlich aufrechtstehendes, an den Jura erinnerndes großes Gewölbe, hie und da mit Doppelung des Scheitels, mehrfach von Klusentälern quer durchschnitten. Sein Triaskern ist in Villeneuve entblößt und die Tinière schneidet seinen Scheitel ein, endigend mit schönem Erosionszirkus am Doggerquergrat von Rochers de Naye nach der Pointe d'Aveneyre. Die Malmkante des S-Flügel bildet Mt. Arvel, Pte. d'Aveneyre. Dann folgen Querklusen von Grand-Hongrin und Rossinière, Mt. Cray, Vanil-noir 2386 (Synklinealgipfel auf einer untergeordneten Scheitelteilung); das Gewölbe ist am Vanil-noir bis 6 km breit. Der Jaunbach schneidet die Kette in schieferm Winkel,

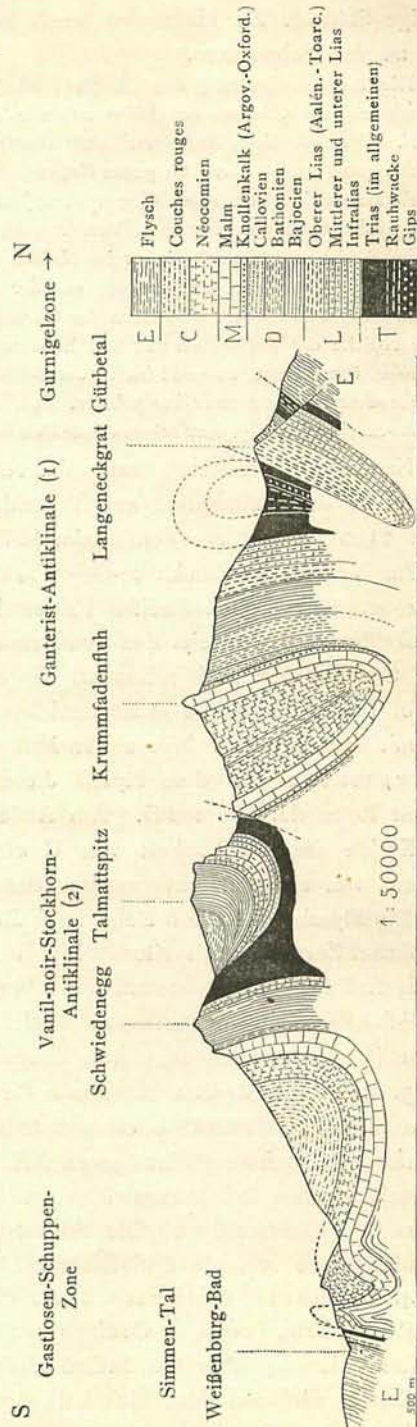


Fig. 201. Profil durch die bernischen Préalpes von Weissenburg über Langeneckgrat, nach Ed. Gerber 1919.

er fließt auf ca. 5 km beinahe im Streichen des Gewölbekernes. Nun folgt eine merkwürdige Störung. Sie bildet den S—N laufenden Querpaß, genannt Nüschel von Jaun an den Schwarzsee.

Die Transversalstörung des Nüschel scheint ganz Horizontalflexur, nicht Querbruch zu sein. Der aufgeschlossene, bisher aus SW streichende Triaskern wendet bei Jaun plötzlich sein Streichen nach N. Der NW Gewölbeschenkel stößt diskordant daran ab. Ein Paßsattel, der Nüschel, folgt der Schleppung schief durch die ganze Kettenzone von Jaun bis an den Schwarzsee. Die Schleppung des Triaskernes (in Form eines Klemmpaketes) in S—N-Richtung hält auf 5 km an. Dann wendet er sich wieder unter einer enormen Verschuppung von Lias mit Trias von Hohmättli gegen NE in normales Streichen. Merkwürdigerweise bleiben die von der Innenseite und Außenseite begleitenden Gewölbeketten geradlinig, unbeeinflusst von der Querschleppung des Kernes der zwischenliegenden Hauptkette. Die Differenz beiderseits der Querströmung vollzieht sich anscheinend dadurch, daß im W die N-Seite der Kette breit und von Nebenmulden begleitet ist, im E diese Erscheinung in den S-Schenkel überspringt, während im W der S-Schenkel, im E der N-Schenkel schuppig repetiert und steilstehend schmal und stark komprimiert sind. Diese Darstellung, der Kartierung von Gilliéron entnommen, wird bestätigt durch eine neueste Detailuntersuchung von cand. geolog. Hans Huber, Basel.

Nach der Querstörung setzt die Antiklinalzone fort über Wannels, Morgeten, Bachalp bis zur Amputation am Glütschbach (vor dem Thunersee). Das Stockhorn 2192 besteht aus dem Malm-S-Flügel des vertikal gepreßten Gewölbes.

Im Vanil-noir—Stockhorn-Gewölbe bilden Trias und Lias nur eine schmale Kernzone. Die breiten Streifen beiderseits werden aus Zoophycosdogger, nur die Schenkelkanten beiderseits des geöffneten Gewölbes aus Malm gebildet. Man hat diese Gewölbezone auch schon als die „Doggerzone“ bezeichnet (XX, 10).

b) Die zweite große zusammenhängende Synklinale weiter einwärts ist durchweg mit Flysch erfüllt. Wie a den Namen Kreidemulde verdiente, so b den Namen Flyschmulde. In dem Flysch dieser Mulde treffen wir auf die ersten eingefalteten Reste der Simmen-D. Am Außenrande liegt der Flysch meist regelmäßig der Kreide des S-Schenkels von Gewölbezone 2 auf, an der Innenseite ist er meistens von einer Faltenverwerfung der Antiklinalzone 3 überschoben.

Die Flyschsynklinale b zieht durch Château d'Oex, Vallée de Vert-Champ, dann in mehrfacher Zerteilung bis Klus Boltigen. Sie setzt sich mit einigen Wechsellagen in der Kreide fort über Rothenkasten, Schafberg, Harnisch, Scheibe, Widdergrund bis in den S-Rücken des Stockhorn und endigt zweiteilig am Nüschleten W Reutigen. Die Kreide ist durchweg Neokom mit eingelagerten Mulden von Couches rouges.

3. Am Rhonetal setzt das große Gewölbe der Tours d'Ai 2334 m mächtig mitten in die Flyschmulde b ein und teilt dieselbe in zwei Arme (Agites und Leysin). Es sinkt aber schon 10 km gegen NE bei ca. 1700 m wieder unter den Flysch. Das sehr schöne Zwischengewölbe ist im Mittelschenkel N Corbeyrier gebrochen und nach N überschoben. Die Fortsetzung ist am Monts Chevreuils (Gd. Hongrin) und bildet eine schmale Antiklinalzone NNE Château d'Oex—Vert-Champ.

4. Die Gastlosenkette bildet eine beiderseits von Flyschmulden begleitete schmale, scharfe, zackige Gebirgsrippe (Fig. 219). Ihre Gewölbeschuppe setzt als Überschiebung über das östlich absinkende Gewölbe der Tours d'Ai an. Der Gipfelkamm wird aus dem Malmkalk des Normalschenkels gebildet. In der Tiefe liegt Trias dem Flysch der Mulde b überschoben. In den beidseitigen Flanken der Kette ist die überliegende Gewölbeumbiegung öfter erhalten. Die Kette beginnt

am Rhonetal zwischen der Synclinale von Leysin und Grande-Eau. Ihr N-Schenkel biegt sich über die Synklinale von Leysin und das untertauchende E-Ende der Tours d'Ai, setzt fort als Linsen N Mont d'Or, Laitmaire, Dt. de Ruth 2244, Wandfluh 2136, Gastlosen 1953, in die Berge N Boltigen und am N-Rand der Simmentales bis in die Umgebung von Weißenburg. Die Kette ist achtmal durchbrochen, zweimal vielleicht tektonisch (Streckung?), die anderen Male durch Erosionsquertäler. In der Gastlosenkette und bis an den S-Rand der Préalpes ist der Dogger als Mytilusschichten entwickelt. E von Weißenburg ist die Fortsetzung eine große einfache Antiklinale („Klusiantiklinale“ v. Rabowski, „Heitiantiklinale“ v. Beck), deren N-Schenkel aber sehr kompliziert und mehrfach verschuppt ist (Fig. 202).

c) Einwärts der Gastlosen folgt eine weite Flyschzone: Rougemont, Rodomont, Hunsrück, Boltigen, Unter-Simmental. Der S-Flügel der Mulde steigt zum S-Rand der Préalpes an, der dem Niesenflysch auf- und anliegt (Spielgerten, Rothhorn, Abendberg). Über der Klippen-D. stellt sich hier noch die Breccien-D. und in engen abgefalteten Streifen die Simmen-D. ein. Die erstere bildet auf dem Flysch der Klippen-D. schwimmende Berge (Hornfluh, Kumigalm, Bunschlergrat).

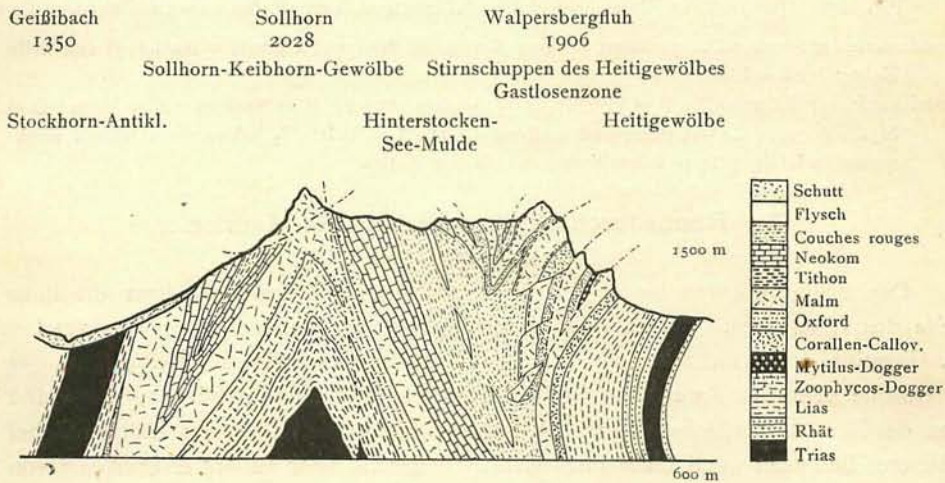


Fig. 202. Schematisches Sammelprofil durch das Ostende der Stockhornkette N Erlenbach, nach P. Beck, Okt. 1920, 1 : 40 000.

5. Im innern Teile der großen Flyschzone bäumen sich noch liegende Gewölbe auf. Die bedeutendsten bilden unter Rückbiegung die Rubli und die Gummfluh. Längsbrüche kombinieren sich mit der Faltung. Die Breccien-D. ist in die Mulden der Klippen-D. eingefaltet, allein ohne daß ein vollständig harmonisches Anschmiegen zustande gekommen wäre. In der Region der Spielgerten (Twirihorn) tritt eine untere Schuppe der Klippen-D. auf, von der Hauptmasse getrennt durch repetirte Schuppen von Flysch und Couches rouges. Im E der Hornfluh beschränkt sich die Spur der Klippen-D. auf eine Linse (Amselgrat), die in einer Triaslamelle sich fortsetzt. Die ganze Zone zwischen Zweisimmen und Diemtigen wird von einer Faltenverwerfung beherrscht, welche derjenigen von Trévenusaz entspricht. Die

Mächtigkeit und Sprödigkeit der Diploporenkalke beeinflusst in diesem Gebiete sichtlich die Faltenformen in der Klippen-D.

Die ganze große Flyschzone *c* mit den darin auftauchenden Gewölben *5* und den eingefalteten Streifen von Breccien- und Simmen-D. spitzt sich unter axialem Steigen gegen E aus, und endigt zwischen Simmenfluh und Niesen.

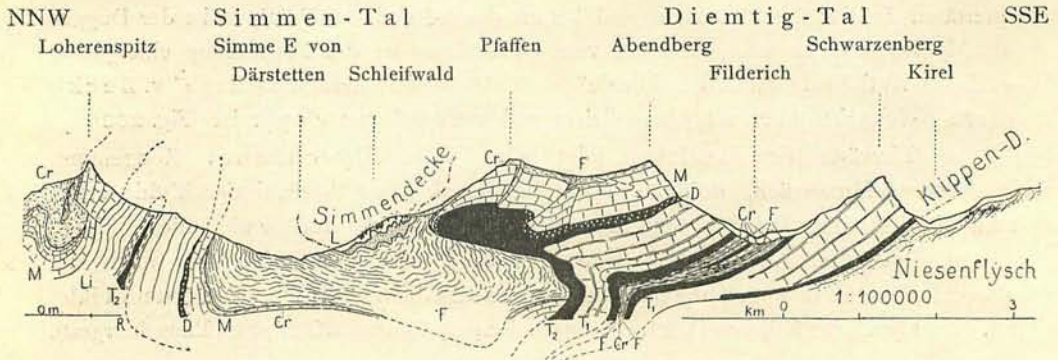


Fig. 203. Querprofil im Untersimmental und Diemtigtal, nach F. Rabowski, 1920.

Gesteinsserie der Simmen-D.: punktiert = obere Kreide als Schuppe; schwarz = Radiolarit und helle Kalke; weiß = Lias.

Gesteinsserie der Klippen-D.: F = Flysch; Cr = Couches rouges; N = Neokom; M = Malm; D = Mytilusdogger; Li = unterer und mittlerer Lias; R = Rhät; T₂ (schwarz) = Dolomit Rauh- wacke und Gips; T₁ = dolomitische und dunkle Kalke.

Der Rhonedurchschnitt unterhalb St. Maurice.

(Taf. XXI, 13 u. 14.)

Den maßgebendsten besten Durchschnitt durch die Préalpes bietet die linke Seite des Rhonetales. Sie entblößt als Unterlage der Préalpes vorne (Bouveret—St. Gingolph) und im innersten Teil (Val d'Illeiz) die Molasse. Keine Spur der Internzone oder der Externzone ist hier dazwischen erhalten geblieben, diese sind von der Molasseoberfläche vollständig weggeschürft. Die Falten der Klippen-D. bei Bouveret bedeuten noch nicht ihre Stirn. Wenigstens zwei weitere erscheinen S von Meillerie mit verkehrtem überschobenem Schenkel und Kreidemulden. Sehr wahrscheinlich war hier auch die Externzone einst vorhanden, sei es, daß sie durch Erosion weggenommen ist oder daß sie noch im See steckt. Die Triaskerne der einwärts folgenden Falten erscheinen im Grammont, dessen Bau viel komplizierter ist, als man bisher annahm, und weiter südlich (Col de la Vernaz, Col d'Outtanne). Diese letzteren Gewölbe sinken gegen W unter die Flyschzone S Abondance ein. Die Trias- und Malmmassen des Trévencusaz bilden den mit Gips auf der Molasse von Val d'Illeiz aufliegenden S-Rand der Préalpes. Sie sinken regelmäßig mit der gesamten tauchenden Überschiebungsfläche der Klippen-D. gegen N bis in den Talboden bei Vionnaz. Diese Zone von Trévencusaz—Vionnaz entspricht dem Abfall der Gummfluh gegen N und dem Ausstreichen der Klippen-D. im Diemtigtal. Nahe im Rhonetalboden wird die Klippen-D. von Trévencusaz dann wieder angekrümmt und abgeschnitten durch eine der kleineren Faltenüberschiebungen

innerhalb der Decke, welche hier die Trias gegen N über den Flysch aufstößt. Gegen W verbirgt sich auch diese Aufschiebung unter der Breccien-D., die hier den Grat am Innenrand der Préalpes bis in das Tal des Giffre bildet. Die Klippen-D. ist in diesem S-Teil völlig unter der Breccien-D. verquetscht. Nur noch einige kleine Klippen auf dem Flysch im Val d'Illicz und einige Spähne unter der Breccie (Col de la Golèze) sind ihre Zeugen. Die ganze Masse der Chablais-Préalpes hat im großen die Form einer länglichen Schüssel, ringsum am Rande sich aufbiegend. Daraus ergibt sich die Verquetschung am Innenrande, das Wiedererscheinen der Unterlage und das Aufsteigen des Außenrandes gegen die Voirons.

An der rechten Seite des Rhonetales folgen etwas abweichende Verhältnisse. Die Externzone erreicht das Seeufer bei Montreux (G. H e n n y). Die darüber geschobene Trias-Lias-Zone (Antiklinalzone 1) ist viel breiter und besteht aus einer Häufung von Schuppen, die erst nach N, dann nach NE streichen. Weiter S wird die Malmzone im Vergleich zur linken Talseite mächtig auf Kosten derjenigen des Flysch, in deren Mitte sich noch das große Gewölbe der Tours d'Ai mit gebrochenem Mittelschenkel einfügt. Der innere Rand der Klippen-D. entsprechend Trévèzeusaz—Vionnaz ist in der Vallée de la Grande-Eau überkippt mit umgekehrtem Kern und Verkehrtchenkel der Decke (Chalex S Aigle). Eine Flyschlamelle trennt ihn vom Gips der Internzone (XXI, 13). Dem Triaskern von Chalex entspricht ein langer Triaslappen, der sich fast im Niveau der Ebene über St. Triphon bis an die Gryonne hinzieht. Im Abhang des Chamossaire gegen W stecken zwischen der Trias der Klippen-D. und dem Niesenflysch Trias und Lias Pakete, die durch anormalen Kontakt auf diesem Triaslappen liegen. Der Niesenflysch aus der Unterlage des Chamossaire steigt ebenfalls zum Talboden hinab (La Pousaz—Antagne). Dadurch beobachtet man eine völlige Einschachtelung der Klippen- und der Niesen-D., sich tief in die Sattelzone, wie diese letztere unter die Diablerets-Morcles-Dn., einstülpend.

Keiner der vielen Versuche, die Falten auf beiden Seiten des Rhonetales in Zusammenhang zu ordnen, ist befriedigend ausgefallen. Die Zahl der Préalpesfalten und ihre Form beiderseits der Rhone sind ungleich. Die Stratigraphie ist ziemlich durchgehend, die Tektonik ist es nur im ganzen, nicht im einzelnen. Es scheint uns dies nicht verwunderlich, denn die beiden Rhonetalseiten gehören den einander zugekehrten Flügeln von zwei verschiedenen Faltenbögen an. Die Stellen der Knickung im Streichen und der Wechsel und Ablösungen in der Faltung sind durch das Rhonetal entfernt, so daß wir den gewiß recht kompliziert verwürgten oder gebrochenen Übergang von links nach rechts nicht mehr untersuchen können. Das Rhonetal ist mit dem Arvetal und dem Aaretal darin vergleichbar, daß es zum Austritt aus den Alpen die Querzone der Ketten-einknickung zwischen Kettenausbiegungen benützt hat.

Außerdem sinken deutlich zwei oder drei der Kreidesynklinalen (Chalavornaire, Cornettes de Bise—la Suche, Sonchoux—Rochers de Naye) beiderseits gegen das Rhonetal axial ein. M. L u g e o n (Recherches sur l'origine des Vallées des Alpes occidentales, Annales de Géogr. 1901) findet in dieser Erscheinung die Ursache für die Anlage des großen Quertales. Allein andere Faltenteile (Tours d'Ai, Dts. de Morcles) steigen umgekehrt gegen die Rhonetallinie empor.

Die Breccien-Decke.

Wie früher dargestellt, liegt mit mechanischem (anormalem) Kontakt über der Klippen-D. oder der Internzone (Niesen—Flysch des Val d'Illeiz) eine andere Schichtmasse, beginnend mit Permo-Carbon oder Trias und hauptsächlich gebildet aus zwei mächtigen mesozoischen Breccienkomplexen. Die Hauptausdehnung derselben liegt im mittleren Teil des Chablais. Die Breccien-D. erscheint wieder in abgetrennten Resten im Pays d'Enhaut und im mittleren Simmental, besonders an der Hornfluh. Für den schweizerischen Teil kann deshalb auch der Name Hornfluh-D. gleichbedeutend mit Chablais-D. oder Breccien-D. gebraucht werden.

Die Breccien-D. W der Rhone (XXI, 15).

Im Chablais bildet die „nappe de la Brèche du Chablais“ einen aufliegenden bis 2000 m mächtigen steifen Kuchen. Seine tektonische Gestaltung entspricht einer ruhigen breiten Mulde. Keine Überschiebungsflächen durchsetzen sie, keine Lamination, keine Fältelung kompliziert die Lagerung. Dagegen findet sich an ihrem N-Rand, der stets weit hinter dem N-Rand der Klippen-D. zurückbleibt, eine Abbiegung zu einer Tauchstirn, an der Unterseite begleitet von Fetzen eines verkehrten Mittelschenkels. Die N-Grenze der Breccien-D. ist also nicht durch Ero-

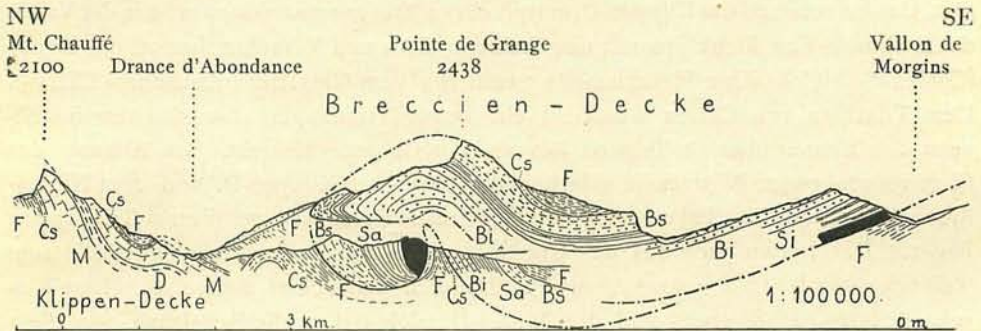


Fig. 204. Der Stirnrand der Breccien-D. zwischen der Drance du Biot und der Drance d'Abondance, nach M. Lugeon 1896.

F = Flysch; Cs = Couches rouges; M = Malm; D = Mytilusdogger.

In der Breccien-D.: Bs = obere Breccie (Malm); Sa = Dachschiefer (Dogger?); Bi = untere Breccie (Lias); Si = untere Schiefer; schwarz = Trias-Carbon.

sion, sondern durch die Tektonik gegeben. In der mittleren Depression trägt ihr Flyschdach Fetzen kristalliner Gesteine der Simmen-D. (les Gêts). An der Schweizergrenze ist die Tauchstirn nicht mehr so deutlich erhalten (XXI, 14). Vorgeschürfte Schuppen und Linsen (Kreide) der Klippen-D. liegen unter der Breccien-D. Zwischen Morgins und Val d'Illeiz zeugen kleine Breccienklippen von früher größerer Ausdehnung. Die Breccien-D. des Chablais hat axiale Aufwölbungen im Querprofil des Giffre, der Drance und der Rhone, mit zwei zwischenliegenden Depressionen. Das Rhonetal, dessen Lage als durch eine axiale Depression der Falten der Klippen-D. bestimmt angesehen werden soll, fällt auf eine axiale Antiklinale der Breccien-D.

Die Breccien-D. E der Rhone (XX, 10; XX, 11—13, XXVII und Fig 205).

Die Klippe des Chamossaire, die auf dem Niesenflysch liegt, ist zuerst von Ch. Sarasin zur Hornfluh-D. gestellt worden. In der Hauptmasse wird sie hier aus Echinodermenkalken gebildet, die auf der Trias liegen und erst gegen den

Gipfel in Breccie übergehen. In größeren Massen erscheint die Breccien-D. im Pays d'Enhaut, Gessenay und mittleren Simmental, und zwar längs des Innenrandes der Klippen-D., derselben aufliegend. Von der Verwitterung sehr zerstückelt setzt sie höhere Teile der Berge zusammen. Der tektonische Stil ist nicht so einfach wie im Chablais. Die Decke bildet zwei tauchende Hauptlappen. Die untere Zweig-D. wird durch folgende Punkte von SW nach NE begrenzt: Pointe de Widemann (Gumfluh), Hornfluh—Rinderberg—Kumigalm—Geißfluh. Die obere bildet eine Tauchstirn, welche die untere gegen NE weit überholt: Tête de Cananéen (NW Rubli)—Saanen, dann nach einem Unterbruch von $2\frac{1}{2}$ km Richenstein—Schönried. Im Schlündibach bei Richenstein zeigt diese Tauchstirn eine 3—4fache Digitation, und im Absinken gegen Zweisimmen ein Fenster, durch welches, wie durch ein Knopfloch, ein Stück eingeklemmte Klippen-D. zwischen zwei Rückfalten der Hornfluh-D. steckt. Zwischen der Rublikette und der Gumfluhkette tritt eine neue Abzweigung längs des S-Randes des Rubli auf, welche sich an der Pointe de Widemann dem ersten Teillappen anschließt.

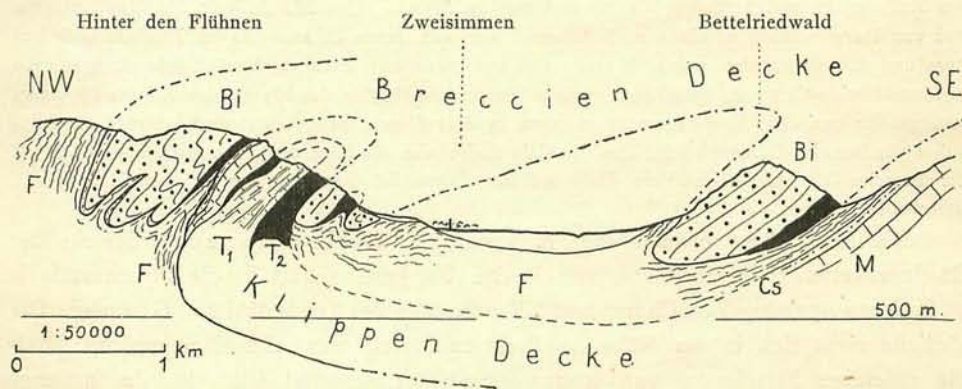


Fig. 205. Die Digitation an der Tauchstirn der Breccien-D. in der Umgebung von Zweisimmen (Simmental), nach F. Rabowski 1920.

Schichtbezeichnungen wie in Fig. 203 und 204.

E Zweisimmen nimmt die Hornfluh-D. eine weite Fläche in welliger gegen N abfallender Lagerung ein, die zwischen die beiden Hauptteillappen sich ordnet. Rabowski hat zwischen Bunschlergrat und Seeflüh eine Stelle gefunden, wo große Brüche zugleich die Klippen-D. und die Hornfluh-D. durchsetzen. Ein Stück Breccie füllt die Einsenkung zwischen den Verwerfungen. Dies beweist, daß die letzten Dislokationen auf der Unterlage jünger sind als die Überschiebung der Hornfluh-D. Am E-Ende ihrer heutigen Ausbreitung löst sich die Breccien-D. in zahlreiche Deckklippen (N und E von Niederhorn) auf, die alle auf dem Flysch der Klippen-D. schwimmen.

Während im Rubli—Gumfluh die Klippen-D. intensiv gefaltet und gebrochen ist, bildet die Breccien-D. darüber Tauchlappen von ruhiger Gestalt. E Zweisimmen zeigt sich eine auffallende Disharmonie zwischen der ausgelappten und gewellten Breccien-D. einerseits, und andererseits der unterliegenden wenig gestörten Malm-

platte der Klippen-D. Die Differenz in den Faltungsformen der Klippen-D. und der Breccien-D. ist nur erklärlich durch eine ursprünglich vollständige Unabhängigkeit während des Beginnes ihrer Faltung. Das eine gefaltete Gebirge wurde dann dem anderen gefalteten Gebirge überschoben und nur die letzten gemeinsam erlittenen ausklingenden Schubbewegungen erzeugten noch angenähert harmonische Faltungen und Einwicklungen (Gummfluh).

Die Simmen-D. zwischen Rhone und Aare.

(XX, 10; XXI, 11—13; XXVII und Fig. 206.)

Arnold Escher kannte eine Anzahl von Vorkommnissen von Diabasen, Spiliten, Melaphyren aus den Sihltalerbergen, besonders den Ibergerklippen. Er rechnete sie zum Flysch und dachte sich in genetischer Verbindung mit dem Taveyannazsandstein. B. Studer kannte die Hornsteine (Radiolarite) im Tal von Vert-Champ. A. Favre entdeckte entsprechende Vorkommnisse im Plateau von Gêts (Chablais). Auch Granite, Porphyrite fanden sich dort in ähnlicher Situation, wie basische Eruptiva (Kersantit, Variolith, Serpentin, Gabbro). 1894 vermutete W. Kilian, daß diese kristallinen Gesteine Reste einer höheren D. seien, welche die Breccien-D. überlagert habe. Steinmann erkannte 1895 im Gebiete der Préalpes den Zusammenhang mit den Vorkommnissen von Radiolariten und bestätigte die Einwicklung im Flysch. Den Muschelkalk des Giswilerstockes und von Iberg schrieb er einer noch höheren, der ostalpinen D. zu. In den Préalpes zwischen Aare und Rhone konnten später Rabowski und Jeannet ziemlich beträchtliche Lappen von Jura und Kreide-Gesteinen umgrenzen, welche hier in den Mulden des Flysch der Klippen-D. liegen, während die basischen Eruptivgesteine meistens in dem Flysch eingewickelt sind, welcher die Digitation der Breccien-D. umwickelt. Im Chablais findet sich ein Rest der Simmen-D. auch oben auf der Breccien-D., und ein anderer dicht auf der Überschiebungsfäche der Klippen-D. durch die Breccien-D.

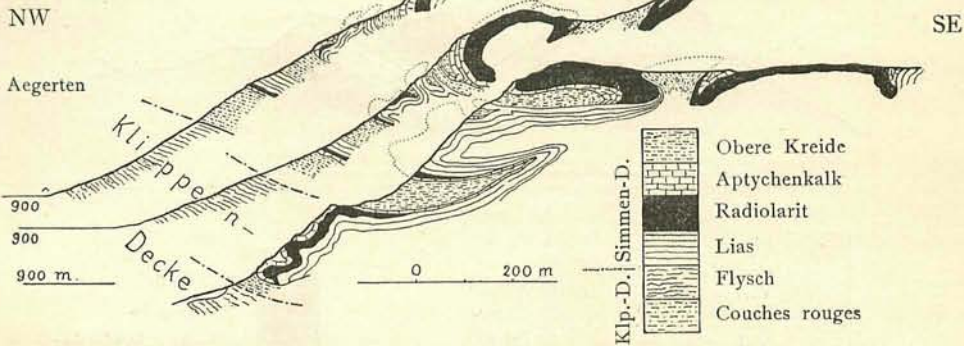
Die Aufschlüsse ordnen sich in zwei parallelen Zonen beiderseits der Gastlosenkette. Die nördliche von Roche bis Jaun gehört in die Flyschmulde b (S. 646) von Ayerne—Vert-Champ und NE außerhalb der Tours d'AI und Gastlosen. Die südliche zieht sich in der Nähe der Breccien-D. und unter derselben entlang durch die mächtige Flyschzone von Rodomont—Untersimmental (c). In der äußeren (nördlichen) Zone b kommen keine Eruptiva vor, dagegen ist die ganze Schichtreihe vom oberen Lias bis zur obersten Kreide an verschiedenen Stellen in der Simmen-D. zu finden. Hier findet sich das sandige Cenoman mit Orbitulinen, Breccien und Konglomeraten (Gosau-Schichten der Ostalpen). Die innere (südliche) Zone c enthält neben den Sedimenten basische Eruptiva (Porphyrite, Ophiolite, Gabbro). In der nördlicheren Zone ist die Auflagerung auf dem Flysch der Klippen-D. leicht zu sehen. Dagegen ist die innere Lagerung schrecklich kompliziert. Sie besteht aus lauter Lamellen eingekleilt in Mulden, deren Schichten zum äußersten zerknittert und verfaltet sind.

Die bis heute bekannten Vorkommnisse sind folgende: 1. in der nördlichen Zone, Synklinale b: Wildbach von Nairvaux, les Crêts, les Joux, la Coulaz-Hongrin. Synklinale Vert-Champ: Jeu de Quilles, la Gueyras, le Lappé, Brendelspitz.

2. In der südlichen Zone hat Rabowski wichtige Vorkommnisse zwischen dem Jaunpaß und Erlenbach gefunden. Die westlichen (Beret-Weissenbach) liegen außerhalb der Frontalteilung der Hornfluh-D., die von Boltigen E liegen außerhalb der Faltenverwerfung des Simmentales. SW Erlenbach (Beinbreche) gibt es zwei Pakete, die intensiv zusammengefaltet sind. In der sehr verwickelten Tektonik gibt es nur Streckungen, Auswäzungen, Linsen, Fächerbündel von dicht gedrängten Falten und dergleichen. Nur durch große Geduld konnte es gelingen, tektonische Zonen und Bänder auf ziemlich große Distanzen zu verfolgen. In der Hauptsache liegt über einer Kreidelamelle wieder eine Normalreihe von Lias bis Oberkreide (Fig. 203 u. 206).

Mit Ausnahme von zwei kleinen Vorkommnissen S des Jaunpasses sind die Eruptiva dicht an den Rand der Breccien-D. gebunden. Besonders in der Zone zwischen Gstad und Zweisimmen erscheinen sie vereinzelt wie in Reihen im Flysch, der die unteren Zerteilungen der Breccie begleitet. Der berühmte Block von Porphyrit von les Fenils, SW Saanen, liegt in der Nähe der oberen Digitation. Andere sind eingeschlossen im Flysch, welcher diese beiden Tauchstirnen teilt. Diese Blöcke sind als Linsen zu betrachten, welche auf der Überschiebungsfläche der Simmen-D. zerstreut geblieben sind und Stirnfalten der Breccien-D. umwickeln. Die Vorkommnisse von les Gêts in der ruhigen Mulde der Breccien-D. liegend, gehören wohl der südlichen Zone an.

Fig. 206. Profile durch die Simmen-Decke im SE von Boltigen (Simmental), nach F. Rabowski 1920.



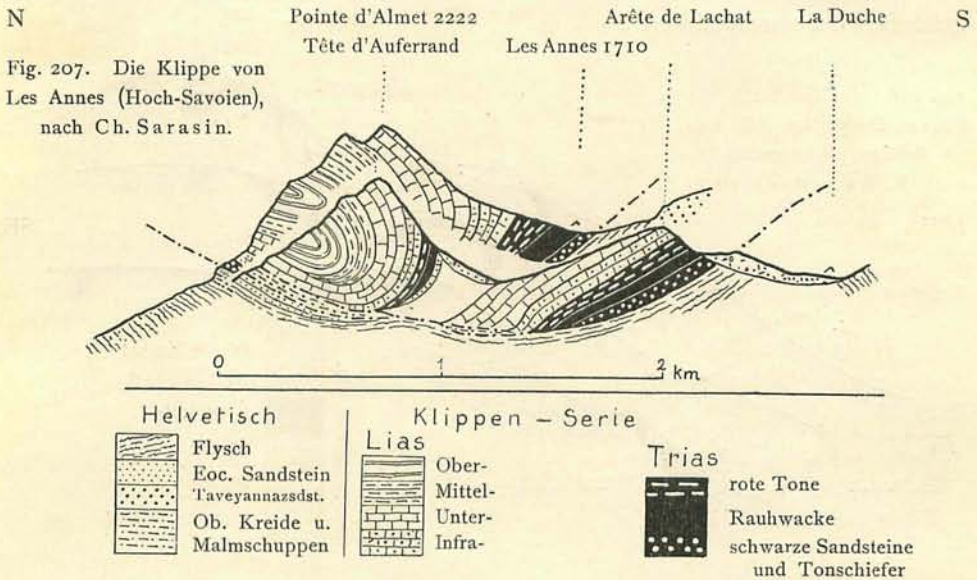
Zusammengefaßt: Es gibt in den Préalpes zwei Zonen von Ausbissen der Simmen-D., die südlichere, über, vor oder unter der Breccien-D, enthält ohne Ausnahme die Eruptiva und die Echinodermenkalke des Cenoman; das ist die Ophiolitzone. Die andere, weiter nach außen liegende von der Rhone bis Jaunbach ist die Zone der Radiolarite.

Die Klippen (Taf. XXVI).

Literatur S. 592.

Beiderseits der zusammenhängenden Préalpes, SW der Arve wie NE des Thunersee findet man isolierte Fetzen mesozoischer Gesteine, aufgesetzt in den Muldenzonen des helvetischen Flysch oder Wildflysch. Dies sind die „Klippen“. Sie sind die Zeugen einst viel größerer Ausdehnung der sie bildenden romanischen Decken. Die savoischen Klippen haben z. T. ultrahelvetische oder Niesenflysch-Unterlage (Fig. 207). Diejenigen von Les Annes liegen in der Synklinale von Reposoir, diejenigen von Sulens in derjenigen von Serraval (A. Favre, G. Maillard, Ch. Sarasin, E. Haug, M. Lugeon). Die Klippen der Mittelschweiz gehören alle dem Vierwaldstätterseegebiete an (betr. Geschichte ihrer Entdeckung vergl. S. II usw.).

Man findet ferner E des Thunersee zwischen der helvetischen Randkette und der Molasse in der Zone des subalpinen Flysch, also auch in der Fortsetzung der Préalpes, eine Reihe von Blöcken und Schürflingen der Klippen-D. im Flysch eingebettet. Diese höchstens 1 km breite Zone enthält in dieser Art Trias, Lias, Dogger, Argovien, Malm, Neokom und Couches rouges in Einzelstücken oder kleinen Paketen. Es stellt sich die Frage, ob dies eigentliche Klippen oder nur im Wildflysch eingewickelte Trümmer seien. Der Vergleich mit den Erscheinungen in Iberg spricht für die letztere Auffassung: In der Unterlage des Roggenstockes und im



Wildflysch von Gschwend erscheinen ebenso Blöcke von Gesteinen der romanischen Dn., während die romanischen Decken doch nur über Wildflysch in zusammenhängender Art als Klippenberge aufgeschoben auftreten. Alle Klippen werden ganz oder zur Hauptsache aus der Klippen-D. gebildet. Sichere Reste der Breccien-D. sind bisher gar nicht gefunden, und Stücke aus der Simmen-D. kommen allein in der Umgebung von Iberg vor.

Die Giswilerstöcke (XX, 7).

E. Hugi, „Klippenregion von Giswil“. Denkschr. S. N. G. 1899.

P. Christ, „Beiträge“ n. F. Lfg. 12, 1920.

Unser Profil XX, 7 nach Hugi, Lugeon und Niethammer ist älter als die neue Revision durch P. Christ, an welcher letztere wir uns nun vorherrschend halten.

Zwischen dem Briener- und dem Vierwaldstätterseegebiete, NW Brünig, am S-Rande der großen Mulde des Schlierenflysch befindet sich die sehr komplizierte Klippe der Giswilerstöcke. Sie besteht (M. Lugeon 1902) aus 3 Hauptlappen, die verschiedenen Zonen der Klippen-D. angehören. Im SE-Teil bilden 2—3 Tauchfalten aus ostalpiner Trias die eigentlichen Giswilerstöcke (Roßfluh-Schafnase); sie entsprechen dem S-Rand der Klippen-D. in den Préalpes. NW schließt sich daran der Jänzimattberg aus einem nordwärts überliegendem Gewölbe mit S anschließ-

der Mulde, gebildet aus Triasdolomit, mittlerem und oberem Lias und Zoophycos-dogger. Der NWlichste Gipfel (Rotspitz) wird aus einer im SE normalen, im NW verkehrten Schichtfolge von Jura und Kreide aufgebaut, der Dogger besteht dabei aus einer Dolomitreccie, erinnernd an die Rämsibreccie der Mithen. Zwischen Jänzimattberg und Rotspitz befindet sich eine Anhäufung von aus SE nach NW überstoßenen Schuppen, so daß die genannten beiden Berge als die äußeren Lamellen dieser Anstauung erscheinen (Christ).

Die Klippen an der S-Seite des Vierwaldstättersee (XIX).

(Stanserhorn—Arvirat, Buochserhorn—Musenalp—Kleven.)

A. Tobler, Vorl. Mitt. Klippen am Vierwaldstättersee, Eclogae 1899.

A. Tobler und A. Buxtorf, Exkursionsprogramm, Eclogae 1905. Geolog. Vierwaldstätterseekarte, „Beiträge“ Sp.-Karte 66a und Prof. 66b, 1916.

P. Christ, Klippengeb. Stanserhorn—Arvirat, „Beiträge“ n. F. Lfg. 12, 1920.

Der die Teillappen der Drusberg-D. umwickelnde und überlagernde Wildflysch enthält selbst Linsen und Keile von helvetischer Oberkreide (Wangschichten). Ihm sitzen mit 15 km Länge die drei Hauptklippen: Stanserhorn, Buochserhorn und Kleven auf. Alle drei bestehen aus einer großen gegen N offenen Mulde, deren Kern mit gedrängt gefalteter Kreide gefüllt ist, Neokom am Stanserhorn, Neokom und Couches rouges in den beiden anderen.

Der normale (N oder untere) Schenkel der Mulde fällt sanft gegen S, der S-Schenkel

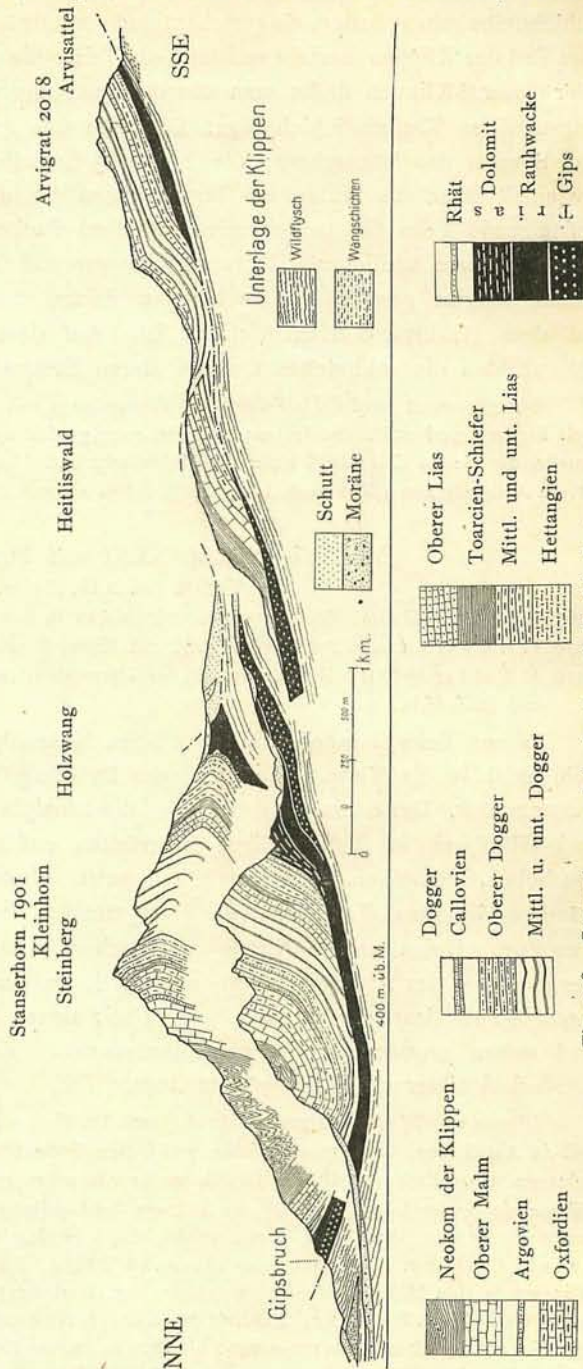


Fig. 208. Stanserhorn und Arvirat, nach P. Christ 1920, 1 : 40,000.

bäumt sich wellig vertikal empor (Stanserhorn) oder liegt völlig flach über (Buochserhorn—Kleven). Die Mulde wird von W nach E tiefer und liegender. Am W-Ende ist die Schichtreihe sehr reduziert, sie verschärft und vervollständigt sich im verkehrten Schenkel. Der Fuß der Klippen besteht meistens aus Trias, hie und da aus Malm. Am S-Rande aller dieser S-Klippen findet man überdies ein oder mehrere laminierte Pakete einer selbständigen Klippen-Schichtfolge: Diejenige des Arvigrat dringt unter Auswulzung von S unter das Stanserhorn; die 2 oder 3 Lamellen an der Musenalp greifen im Gegenteil über die Mulde am Buochserhorn hinauf. Am Klevenstock bildet die aufsteigende Trias des begleitenden südlichen Packetes anscheinend den Kern einer neuen höheren südlicheren Falte mit Dogger und Malm. Ein Mantel von Schutthalden umgibt gewöhnlich die Klippen derart, daß die unmittelbare Auflagerung auf dem Wildflysch selten sichtbar ist. Auf dem letzteren erscheinen aus den Schutthalden die zahlreichen Quellen, deren Sammelgebiet die Klippen sind.

Bemerkenswert ist die Ähnlichkeit des Stanserhorns mit der Klippe von les Annes in Savoien (vgl. Fig. 207 und 208). Beide bestehen aus einer großen nach N offenen Mulde und einer Basislamelle, die wie ein Keil von S unter die Mulde tritt und darunter laminiert wird. Am Stanserhorn ist die Arvigratplatte selbst noch kompliziert, indem sie aus 2—3 Schuppen besteht (P. Christ).

Mithen (XIX, 4, XXXI und Fig. 209—213).

Verfaßt von Alb. Heim.

1867—1920 Alb. Heim, Beobachtungen und Skizzen in den Tagebüchern.

1877 F. J. Kaufmann, „Beiträge“ 14 Lfg. mit Karte, Profil und Ansicht.

1916 A. Tobler und G. Niethammer in der Vierwaldstättersee Karte, Spezialkarte („Beiträge“) 66 a und Prof. 66 b.

W vor Schwyz taucht die helvetische N-Randkette (mit Urmiberg—Zinggelenfluh) axial in die Tiefe. Die Front der Drusberg-D. (Giebel und Fallenfluh) bleibt weiter zurück. Der Raum darüber bis auf die subalpine Molasse wird von helvetischem und Wildflysch in sanft welligen Bergrücken erfüllt. Auf diese Flyschberge vorgeschoben, denselben unvermittelt aufgesetzt, erheben sich als überraschend selbständige Gestalten die gewaltigen Felspyramiden der Mithen oder Schwyzergaggen. Keine andere Klippe zeigt schon in der äußeren Form und Lage die Besonderheit der Abstammung so auffallend, so auffordernd, wie die Mithen. Auf ihrem S-Fuß liegt der Flecken Schwyz mit seinen herrlichen Häusern und Gärten und seinen großen historischen Erinnerungen. Es ist eines der ergreifendsten Landschaftsbilder der Schweiz (Fig. 209).

Die erste Besteigung der großen Mithe (vergl. Dr. Hugo Müller, „Die Mythen“ Schwyz 1919) soll in Ausführung eines vom Gerichte verhängten Gottesurteiles einem vermeintlichen Verbrecher gelungen sein. Er kam heil vom Gipfel, wo er von unten gesehen worden war, zurück. 1790 errichtete ein junger Joseph Betschart im Auftrage des Landrates ein Kreuz auf dem Gipfel, das später immer wieder unterhalten oder ersetzt wurde. 1816 bestieg W. Hirzel-Escher aus Zürich, 1836 Arnold Escher v. d. L., 1839 Pater Meinrad Kälin, dann G. Hofmann aus Basel, den Berg. 1863 wurde eine Mithengesellschaft gegründet zur Herstellung eines gangbaren Weges auf die steile stolze Warte (Prof. Bommer, Ratscherr Weber, J. Nauer). Im September 1864 war der Weg ungefähr auf der alten Route: von 1400 bis 1800 m an der E-Seite, oben an der N-Seite, die auch die früheren Besteiger benützt hatten, gangbar fertig gestellt. Ein Freudenfeuer brachte am 19. Oktober die Kunde in die Lande bis nach Zürich hinaus. 1867 wurde von Alb. Heim das Panorama vom Gipfel der großen Mithe aufgenommen.

Arnold Escher v. d. Linth war 1836 und 1840 wohl der erste geologische Beobachter an den Mithen. Er setzte seine Untersuchungen fort 1849 und 1868. Er war am Griggeli zwischen den Gipfeln der kleinen Mithen, fand in Zwischenmithen dichten und rauhwackenartigen Dolomit, bunte Mergel mit Pflanzenresten „erinnernd an Keuper“ und Kieselkalk mit Knollen und Belemniten. Er kletterte vom Geißberg unter dem „weißen Nollen“ durch nach der Mithenmatt. Escher hielt den Kieselkalk mit Belemniten für Neokom, die weißen Kalkwände für Schrattenkalk, den roten Gipfelkalk ganz bestimmt für roten Seewerkalk. In dessen Basis fand er an der Mithenmatt viele aber unbestimmbare Ammoniten, an der E-Seite eine Bank dicht voll Bruchstücke von *Inoceramus*-schalen. Überall sonst blieben ihm Unsicherheiten und Zweifel.

Renevier, der 1868 nur rasch die Mithen streifte, wies auf die Ähnlichkeit des hellen Mithenkalkes mit dem Châtelkalk (Malm bei Châtel St. Denis, Externzone) hin.

Kaufmann brachte einen großen Fortschritt durch seine klassisch gründliche Untersuchung. Er bestimmte 1874 in Zwischenmithen Keuperkohlenletten mit Pflanzen (*Equisetum*), erkannte darin Quartenschiefer. Er suchte und fand Petrefakten, welche den belemnitenführenden Kieselkalk zum Dogger, den weißen Mithenkalk zum Malm wiesen. Den roten Gipfelkalk aber hielt er für eine rote Abänderung des Malm. Das Eindringen der roten Färbung in den Malm, die karrige Transgression mit späterer Quetschung, sowie das Vorkommen weißer Linsen und Pakete innerhalb der vorherrschend roten „couches rouges“ löschte in seiner Auffassung die Grenze. Kaufmann verfolgte den Dogger an der kleinen Mithe, die symmetrische Doppellagerung an den Zwischenmithen und Dogger und Trias ringsum als durchgehende muldenförmige Sockelplatte unter der großen Mithe, aufgeschoben auf Flysch. Freilich die Überschiebungsfäche selbst konnte bisher nirgends gesehen werden, Gehängeschutt und Wald halten sie verborgen.

Spätere Begehungen von Gilliéron mit Alb. Heim 1894 bestätigten die Seewerkalknatur (= Couches rouges-Fazies) des Gipfelgesteines. C. Schmidt, A. Tobler und Niethammer vervollständigten einzelnes und versuchten das Bekannte in Profilen zu fassen. Dem letzteren ist unsere Darstellung auf Taf. XIX, 4 ohne Änderungen entnommen. Meine Untersuchungen (Alb. Heim) zur Grundlage für ein projektiertes Mithenrelief begonnen, sind unvollendet geblieben. Dieselben brachten aber einige neue Einsichten. Der Malmkalk ist oft sehr massig, Klüftung und Schichtung oft kaum zu unterscheiden, Falten in der Nähe oft schwer, bei guter Beleuchtung eher aus der Ferne zu sehen. So erkannte ich 1900 die Muldenumbiegungen in den Couches rouges und 1918 die liegende Mulde im Malmkalk unter dem Hauptgipfel der kleinen Mithe zwischen der Antiklinale von Griggeli und derjenigen von Zwischenmithen die Kaufmann und Niethammer verborgen geblieben waren. Erst diese macht die kleinen Mithen verständlicher, das Profil wird anders. In dieser Beziehung ist Taf. XXXI die Korrektur von XIX 4. Im Sommer 1918 und 1919 hat cand. geol. Smit Sibinga eine eingehende neue Detailuntersuchung der Mithen durchgeführt. Wir erwarten von ihr weitere Ergänzungen und Korrekturen.

Im Bau der Mithen-Gruppe sind zwei Regionen zu unterscheiden: Im N, kleine und große Mithen, bestehen 3—4 scharf N überliegende Gewölbe mit Triaskernen; im S, Rotefluh, folgt eine ziemlich flache Platte mit normaler, zuerst von Gilliéron bestimmter romanischer Schichtfolge von Malm, fossilführendem Neokom, Couches rouges und Flysch, auf dem wieder eine kleine Trias-Juraklippe sitzt.

Die kleinen Mithen bilden in ihrem Nordgipfel eine gegen N offene Malmmulde, die Nordmulde M. a auf Taf. XXXI. Der S-Schenkel der letzteren biegt am Griggeli in N-Fall über (Kaufmann) und zeigt dort unter N-fallendem Malm Oxfordien (dunkle Belemnitenkalke), Callovien, Breccie mit kristallinen Geröllen („Rämsibreccie“) und bunte Triasmergel mit Dolomiten. Der Gewölbekern am Griggeli ist nur in seiner N-Hälfte erhalten, die Trias wird an ihrer S-Seite senkrecht abgeschnitten von einer Rutschfläche an Malm, der vielleicht den S-Schenkel des Griggeligerwölbes, d. i. des Gewölbes G. I., vertritt. Vielleicht aber ist hier die obere Hälfte des Griggeligerwölbes verdrängt durch ein Zwischen-

gewölbe, dessen Kern vom Dogger an der Rämseite der kleinen Mithe gebildet wird. Darüber folgt eine liegende Muldenumbiegung im Malmkalk senkrecht unter dem Hauptgipfel der kleinen Mithen. Ich habe sie an der E-Seite deutlich gesehen, gezeichnet und auch in Photographie festhalten können. Auch an der W-Seite ist sie erkennbar. Bezeichnen wir diese Mulde mit M. b, Mulde unter dem Hauptgipfel der kleinen Mithen. Der Hauptgipfel der kleinen Mithe (1815 m) wird vom überkippten Malmschenkel dieser Mulde, der zugleich der Mittelschenkel des größten nach N überliegenden Gewölbes der Mithen ist, gebildet. Der Gewölbekern ist in Zwischenmithen aufgeschlossen, der Gewölbeschenkel bildet den Hauptstock der großen Mithe. Wir bezeichnen dieses Gewölbe als Zwischenmithengewölbe oder G. II. Der verkehrte Malm von G. II sinkt vom höchsten Gipfel der kleinen Mithe gegen S ab und endet, von Gehängeschutt verdeckt, am Fuße des Westgrates, der von der Mithenmatt abfällt bei zirka 1200 m. Er muß hier als liegende Mulde umbiegen und sich wieder normal gegen N wenden. Bei diffuser Beleuchtung kann man wirklich die zerknitterte Umbiegung in der Wand über Günterigs sehen.

Daß er sich gegen S ausspitze oder gar als Verkehrtchenkel der ganzen Klippendecke unter der S-Ecke der großen Mithe durch sich ausdünne, und nach dem Köpfl ziehe, wie vor der Entdeckung von M. b angenommen schien, war schon deshalb unwahrscheinlich, weil Kaufmann einen solchen verkehrten Malmschenkel nirgends mehr südlich um den Fuß der großen Mithe herum finden konnte, und auch weil es dem Mittelschenkel einer Hauptdecke nicht wohl anstünde, zugleich in den untergeordneten Gewölbekern II hinaufzusteigen (Taf. XXXI korrigiert XIX, 4 in dieser Beziehung).

Über diesem verkehrten Malmschenkel von G. II folgt das merkwürdige Gewölbekernprofil von Zwischenmithen. Escher, Kaufmann, Stutz, Tobler und Niethammer, und Christ haben dasselbe untersucht.

Es wird von oben nach unten angegeben:

Malmkalkwand der großen Mithe 300 m;

18 m Dogger, davon 12 m dunkler Kalk mit Kieselknollen, 1 m rötlicher Sandkalk, dann dunkelgraue Sandsteine; Belemniten in allen Teilen nicht selten;

Auch Lias wird von Christ im untersten Teil dieser Serie angegeben.

Trias-Dolomite z. T. zellig z. T. ganz wie echter Röhthidolomit, zirka 10 m (oberer Keuper);

„Kohlenletten“ (Keuper): Sandige weiche Tonschiefer vorwiegend grauviolett, ähnlich den Quartarschiefern, enthaltend Pflanzenreste (*Equisetum triphyllum*, *E. Mytharum* und ein Insektenflügel von O. Heer bestimmt) 50 bis 60 m.

Darunter folgt wieder Dogger wie oben, aber nur etwa $\frac{1}{4}$ so mächtig, aufliegend auf der Malmwand der kleinen Mithe.

Die stratigraphische Symmetrie in der isoklinalen liegenden Mulde und dabei die starke Reduktion des Verkehrtchenkels sind deutlich ausgesprochen. Am Paß von Zwischenmithen stehen wir nahe der abgetragenen Gewölbeumbiegung des Triaskernes von G. II.

An der E-Seite der kleinen Mithe („Rämseite“) stellt sich eine weitere, auf der W-Seite nicht sichtbare Komplikation ein, indem getrennt vom Dogger des Griggeli ein höherer Doggerkeil von unten in die Malmmasse eintritt, ohne den Grat zu erreichen (Kaufmann). Und noch weitere derartige Komplikationen können der Beobachtung bisher entgangen sein.

Während die Hauptwand der kleinen Mithe aus dem Mittelschenkel von G. II geschnitten ist, besteht die Hauptwand der großen Mithe aus zirka 300 m Malmriffkalk des Gewölbeschenkels derselben. Dieser normale Schenkel fällt ca. 20° gegen

S, biegt dann aber an der S-Ecke fast plötzlich scharf zu einem neuen Mittelschenkel auf. Der Gipfel der großen Mithe mit seiner Masse von Couches rouges ist eine liegende Muldenfüllung im Malm-Riffkalk. Die ganze große Mithe ist darnach eine Mulde, die Großmithenmulde M. c. Viel besser als in dem wenig geschichteten Riffkalk ist die WSW—ENE streichende Muldenumbiegung an der E-Wand und an der SW-Wand in den Schichten der Couches rouges zu sehen (Taf. XXXI und Fig. 210). An der S-Kante der Mithe von 1550—1620 m wird ein weißer Erker, der Geiß-Stock, von einem Zipfel des zum Mittelschenkel über die liegende Couches rouges-Mulde überkippten Malmkalk gebildet. Der von S gesehen scheinbar im roten Gipfel steckende „weiße Nollen“ ist ein im Streichen etwas verdrehtes, gegen N eingedrücktes, durch die Verwitterungsmodellierung ringsum abgetrenntes Stück des gleichen verkehrten Malmschenkels wie der Geisstockklappen. Der „weiße Nollen“ liegt vor der roten Muldenfüllung fast wie ein an eine Wand gelehnter Schild. Seine N-Einpressung gegen die Couches rouges-Mulde hat ihn noch vor Absturz gerettet.

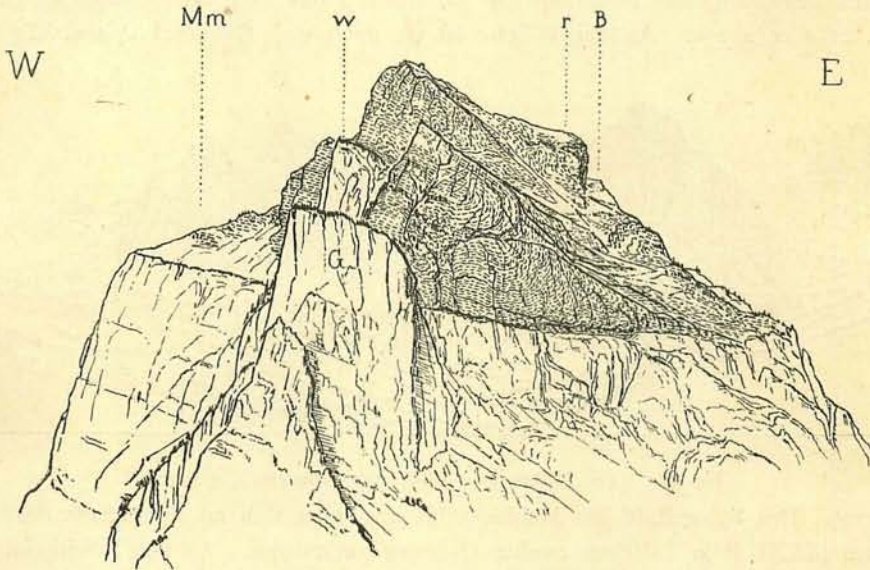


Fig. 210. Gipfel der großen Mithe, gesehen von S (Abhang der Rothenfluh).

Mm = Mithenmatt, die übrigen Bezeichnungen wie Tafel XXXI.

1840 beobachtet Escher, daß der weiße Nollen an seiner Rückseite am roten Gipfelgestein abstößt, ohne sich tiefer in den Gipfel fortzusetzen (mündl. Mitt.). 1867 bestätige ich dies bei Gelegenheit einer Kletterei vom Mithengipfel nach Mithenmatt. In mehreren späteren Jahren, besonders 1870, 1900 und 1902 zeichnete ich bei guten Beleuchtungen, z. T. auch im Winter, von verschiedenen Standpunkten durchs Fernglas die Faltungen und Fältelungen im roten Gipfelgestein. Daraus ergab sich noch mehr Einblick in den Bau der Mithengipfelmulde:

Die Struktur der Couches rouges-Mulde zeigt mechanisch intensive Quälung. Die Seewerkalkähnliche, knollig dünn-schichtige Textur des von Tonhäuten durchzogenen Gesteines kombiniert sich mit Stauungsfältelung und Transversalschieferung partiellweise zu einer verworrenen Knetttextur. An der NE-Kante bei ca. 1800 m geht der

Weg am „Bändli“ über einen Grat aus weißen bis grünlichgrauen Couches rouges, die einen nach N offenen, ca. 40 m dicken nach S etwa 200 m tief in die Mulde der Couches rouges eintretenden, dort mit scharfer sichtbarer Umbiegung abschließenden Muldenkernkeil bilden. Die gleiche Erscheinung wiederholt sich an der NW-Kante bei 1820 m Höhe, freilich in den Farben viel weniger auffallend. An der N-Wand (Fig. 211) sieht man in durchgehender Schichtung diese beiden Ausbisse der nicht roten jüngsten Couches rouges von der NE-Kante zur NW-Kante parallel unter dem Gipfelgrate sich miteinander verbinden. Sie bilden den Kern der nach N und oben offenen Kreidemulde. Der darüberliegende Verkehrtshenkel der Couches rouges bildet am NE-Grat über dem weißen „Bändli“ in kleinfälteliger Zerknitterung den „roten Nollen“ und von da weg die ganze westlich ansteigende Gipfelkante. Die oberste Partie der großen Mithe besteht also aus dem ca. 40° SSE fallenden Verkehrtshenkel der Kreidemulde. Am „weißen Nollen“ verkrümmt sich das Streichen in NW—SE, am Geisstock dreht es wieder in W—E. Die Muldenumbiegung in den Couches rouges ist nördlich vor dem weißen Nollen, teilweise auch unter und südlich desselben, und besonders am SW-Abhang des nach SSE abfallenden Grates (Fig. 210) zu sehen. An der W-Seite ist sie unter dem Geisstock spitzwinklig ver-

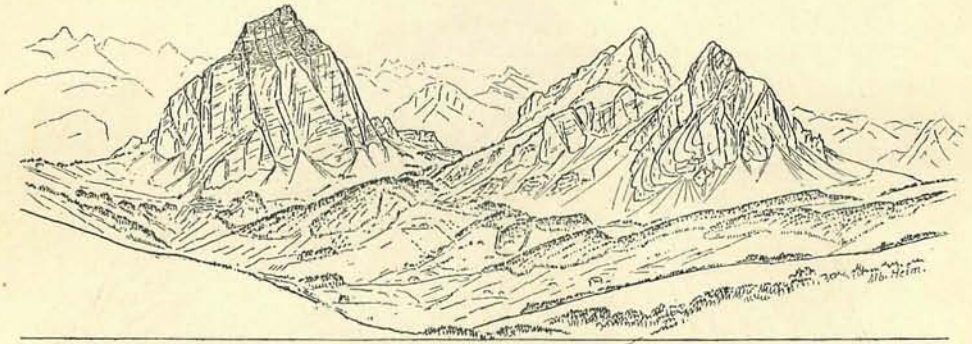


Fig. 211. Die Mithen von NNE, vom Amselstock, gesehen.

klemmt. Das Spiegelbild der Muldenumbiegung zeigt sich an der E-Seite des SSE-Grates (XXXI. a) in Fältchen zweiter Ordnung verkräuselt. An der E-Seite ist der Anschluß der roten Schichten am Malm ziemlich konkordant. An der W-Seite zeigen sich an der zackigen Unterfläche des Geisstocklappens wie am „weißen Nollen“ Diskordanzen, wie sie bei gequetschten Mulden zwischen Muldenkern und Verkehrtshenkel bei mechanisch so differenten Gesteinen auftreten müssen. Im roten Gestein wechselt das Streichen oft auf kurze Entfernung von E, NE bis fast nach N. Das Fallen, oben und unten meistens 25 bis 45° SSE, wird in der Kernregion vielfach senkrecht, oder die Schichten sind verworren gefältelt. Innerhalb der roten Masse kommen oft kleinere oder größere hellgraue bis weißliche Flecken, Linsen oder Schichtpakete von „Couches rouges“ vor, die stratigraphisch, nicht tektonisch bedingt sind, wie auch ausgesprochene Schieferung stellenweise ursprünglich ist.

Im Dezember 1900 konnte ich bei eben wegschmelzendem Schnee die Muldenkernumbiegung, oben umfassend die weißen Couches rouges am Bändli und von

dort in einem Streifen bis unter den oberen Geisstockmalm sich stets konzentrisch wiederholend, deutlich sehen (XXXI a). Der Felsweg berührt und durchschneidet diese Muldenkernzone im Aufstieg von der 17. bis zur 19. Kehre. Auf der Strecke von dem obern Bruch bis an den Weg bezeichnet eine Reihe von Tannen diesen Synklinalkern. In der Nähe ist er nur an senkrechten und verbogenen Schichten erkennbar.

Am Fuß der E-Ecke der vierkantigen Felspyramide bei Holzegg ist ein scharfer Malmzahn der Hauptmasse des Mithenmalm vorgesetzt, das „Köpfli“. Ein geklemmtes, vertikal gestelltes, SSW—NNE streichendes Paket von Malm mit etwas Trias und Dogger trennt es vom großen Bergklotz ab. Der Zusammenhang dieser Dogger-Trias-Schichten als die aufgefaltete Fortsetzung von Zwischenmithen ist von Kaufmann, Tobler und Niethammer angenommen worden. Das „Köpfli“ erschien dann als irgend ein verschleppter und hier in abweichendem Streichen aufgestülpter Malmfetzen oder gar als verkehrter Schenkel von G. II.

Meine eigenen Untersuchungen haben dagegen ergeben, daß das „Köpfli“ ein Rest der direkten östlichen Fortsetzung der großen Mithe ist, die hier an einem bisher nicht erkannten Transversalbruch verschoben worden ist.

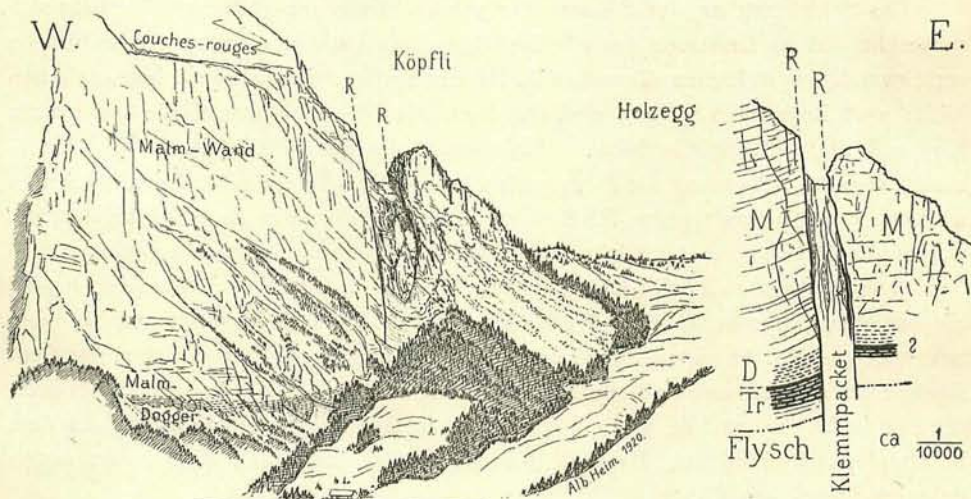


Fig. 212. Der Transversalbruch am E-Rande der großen Mithe.

R = Rutschflächen mit horizontalen Transversalstreifen.

Die Schichtung im Malmkalk ist nur selten sicher feststellbar. Meistens streicht sie hier nach ENE mit 30—40° Fall nach NNW, d. h. muldeneinwärts. Klüftungen herrschen vor. Am Fuß der E-Ecke ist der Riffkalk der großen Mithe durch eine Transversalrutschfläche plötzlich glatt abgeschert. Dieselbe trifft den Mithenweg zwischen seiner 2. und 3. Kehre. Sie steht senkrecht und ist ca. 700 m lang hinab gegen SSW entblößt, bis sie unter Schuttkegeln verschwindet. Sie streicht N—15°—18°NE und schneidet das Faltenstreichen unter 50—60°. Die Bewegung hat sich wunderschön auf der ganzen gewaltigen Fläche in Rutschstreifen abgezeichnet, die alle etwas wechselnd, aber annähernd horizontal verlaufen. Etwas weiter zurück und höher an der Mithenwand folgen noch weitere begleitende Rutschflächen, deren große Hohlkehlen stärker gegen S fallen. Die Hauptrutschfläche schneidet die Schichten der großen Mithe quer ab. Am Köpfli ist die mechanisch notwendige Gegenfläche entblößt, ebenfalls mit flachen oder wenig S fallenden Rutsch-

streifen versehen. Das Rutschflächenpaar hat oben 35 m, weiter S unten gegen 45 m Abstand. Das klüftige Gestein dazwischen ist zu einem steilen, aber begehbaren Kamin ausgewittert, das etwas über 100 m Höhe hat. Die Füllung zwischen dem Rutschflächenpaar hat nicht den Charakter einer regelmäßigen Schichtfolge, wie etwa die Sockelschichten der Mithenpyramide auf der N-, W-, S- und teilweise der E-Seite, sondern denjenigen eines Klemmpaketes in einer Transversalverschiebung: Sie besteht zum weitaus größten Teil aus Malmkalk, ohne erkennbare Schichtlage, durchsetzt von vielen steilen Rutschflächen. In der unteren Hälfte des Kamines liegt der E-Fläche ein vertikal gepreßtes, unten etwa 4 m mächtiges Paket von Trias (Dolomit und bunte Mergel) an, an einigen Stellen westlich von Doggerfetzen begleitet. In der Mittelhöhe des Kamines keilen Trias und Dogger zwischen Malm aus. Im oberen Teil fand ich eine andere senkrechte Platte von Dogger, deren senkrechte Rutschfläche etwa 1 m von der westlichen Hauptrutschfläche absteht. Es mögen noch mehr solche eingeklemmte Doggerfetzen in der Malmfüllung stecken. Alles hat den Charakter von unregelmäßig eingeschleppten und vertikal gepreßten Schürflingen.

Die Fortsetzung der Mithe E der Transversalverschiebung, das Köpfli, ist innerlich furchtbar zersplittert — eine letzte Ruine. Im 16. Jahrhundert brach an seiner S-Seite ein Bergsturz ab, der eine Sente verschüttet haben soll. Der dadurch entstandene großblockige hellgraue Kalkschuttkegel ist noch heute kahl, und von Zeit zu Zeit stürzen weitere Massen darauf nieder, während das Köpfli immer dünner wird.

Die Schichtung an der S-Kante der großen Mithe am „Adlerspitz“ erhebt sich senkrecht und im Geisstock nach N überliegend als Verkehrtchenkel des im übrigen verschwundenen südlichen Gewölbes G. III der Mithen, das sich einst hoch zwischen Mithe und Rothenfluh wölbte, und das auch die Überschiebungsfläche der ganzen Klippendecke mit ergriffen hatte. Von der S-Ecke der großen Mithe ist in flachausstreichender Schichtung die Doggersohle in kieselig schwarz gebänderten Schichten noch über 400 m weit gegen NNE zu verfolgen, bis sie unter die Schuttkegel taucht worauf die Transversalschubfläche am Malmkalk den Fuß der Wand bildet.

Auch am Fuße der NE-Kante findet sich in normaler Folge Trias und Dogger. Sie streichen ringsum im Fuß der Kalkpyramide überall da sichtbar aus, wo kein Schutt sie verhüllt. Darunter liegt Flysch. Wie das Matterhorn, aus den Falten der Dent Blanche-D. als Vierkanter geschnitten, auf einem Teppich von Trias und Bündnerschiefer steht, so ist die große Mithe eine vierkantig pyramidale Ruine aus dem N überliegend verfalteten Material der Klippen-D., aufgetürmt über einem ausge dehnten Sockel aus Flysch.

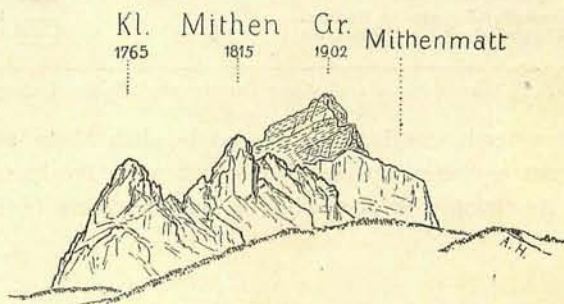
Kleine Mithen, große Mithe und Rothenfluh bilden einen riesenhaften Querkamm aus Material der Klippendecke über der Flyschmulde. Alle drei Gipfel der Mithen sind Synclinalgipfel, bei allen dreien bildet der Verkehrtchenkel der Mulde den Gipfel. Alle drei Sättel, Griggeli, Zwischenmithen, Holzegg, sind Antiklinal-sättel. Alle drei Gewölbe liegen stark nach N über. Sie nehmen von S nach N an Kraft ab, wie es den Wellen entspricht, die sich von S über ein flaches nördliches Ufer wälzen.

Der bescheidene Begleiter der Mithen im SW, die Rothenfluh, unterscheidet sich von den Mithen teils durch die flache Lagerung, ganz besonders aber durch das Vorkommen von Neokom. Die Mithen stammen wohl aus einer ursprünglich südlicheren Zone der romanischen Dn. (S. 623—628), und haben die Rothenfluh überfahren. Die Trias-Jura-Käppchen auf der Rothenfluh sind die davon gebliebene Spur. Gegen

NW endigt die Rotenfluh in unbekannter Weise, ohne sich unter die Mithe fortzusetzen. An ihrem SW-Abhang finden sich einige Wiederholungen ihrer Schichtfolge, die vielleicht nur von Abrutschungen herrühren. Die Rotenfluh ist wohl eine ähnliche tektonische Erscheinung hinter dem Muldengipfel der großen Mithe, wie der Arvirat hinter dem Stanserhorn, und die südliche Partie von Les Annes. Von Rickenbach bis N der obersten Ecke der Rotenfluh finden sich mehrere Gipsvorkommnisse, die zeitweise ausgebeutet worden sind. Die beiden obersten sind nach Tobler und Niethammer von Lias begleitet. Man ist versucht, sie als Basischichten der Rotenfluhklippe zu deuten, allein wahrscheinlicher sind sie nur Wildflyscheinschlüsse.

Wer an den Mithen die Couches rouges, oder an den Ibergerstöcken den roten Radiolarit, die Diabase und den hellen Bianconealk, oder gleiche Gesteine als Gerölle in der Nagelfluh betrachtet und bedenkt, daß die Fortsetzung dieser typischen Gesteine anstehend heute erst 75 km weiter SE und ihre Herkunft 125 km weiter S zu finden sind, und daß die zwischenliegenden Alpen nichts Derartiges enthalten, der wird ergriffen sein von der Größe von Kraft und Zeit, von Erdrindenbewegung und Abwitterung, von der gerade diese Klippen uns Zeugnis geben.

Fig. 213. Die Mithen vom Uetliberg bei Zürich, Fernrohrzeichnung von Alb. Heim.



Klippen von Iberg.

1875 Geol. Karte 1:100 000 Bl. IX. SW-Teil von Fr. J. Kaufmann.

1893 E. Quereau, Die Klippen von Iberg, „Beiträge“ n. F. Lfg. 3 mit Karte.

1906 H. Hoeck, Deckenbau der Iberger-Klippen, Centralbl. f. Min.

1913 und 1919 Neueste Revision durch A. Jeannet (noch nicht publ.).

Arnold Escher und F. Kaufmann kannten die fremdartigen Gesteine im Gebiet von Iberg, überlagernd den normalen helvetischen Flysch und nannten sie vorläufig „Ibergerschichten“. Zur richtigen Einordnung stratigraphisch wie tektonisch ergab sich lange keine Möglichkeit. Man vermutete sie jünger als die Wangschichten.

Die Ibergerklippen E der Mithen enthalten unzweifelhafte Reste auch der Simmen-D. in Verbindung mit der Klippen-D. Sie sind in 3 Hauptmassen, die einige unscheinbare Gipfel bilden, ohne orographisch den Mithen ähnlich sein zu wollen, erhalten: im W Schienberg, in der Mitte Mördergrube, im E Roggenstock. Zwischen Schienberg und Mördergrube und zwischen den Mithen und den Iberger Klippen erstreckt sich ein Schwarm von Blöcken in Wildflysch gehüllt besonders E der Zweckenalp.

Der typisch aufgebaute Roggenstock 1781 m besteht aus wenigstens zwei übereinander geschobenen Einheiten. Eine Sockelplatte aus echten Gesteinen der

Klippen-D. (Malm, Tithon und Neokom, graue und rote Couches rouges) liegt auf Wildflysch. Diese Unterlage ist nicht ganz zusammenhängend, sondern in Linsen geteilt durch Zerreißen. Sie kann sogar (SE-Seite) aus 2—3 übereinandergeschobenen Schuppen bestehen. Der Gewölbekerncharakter dieses Gebirgspaketes wird

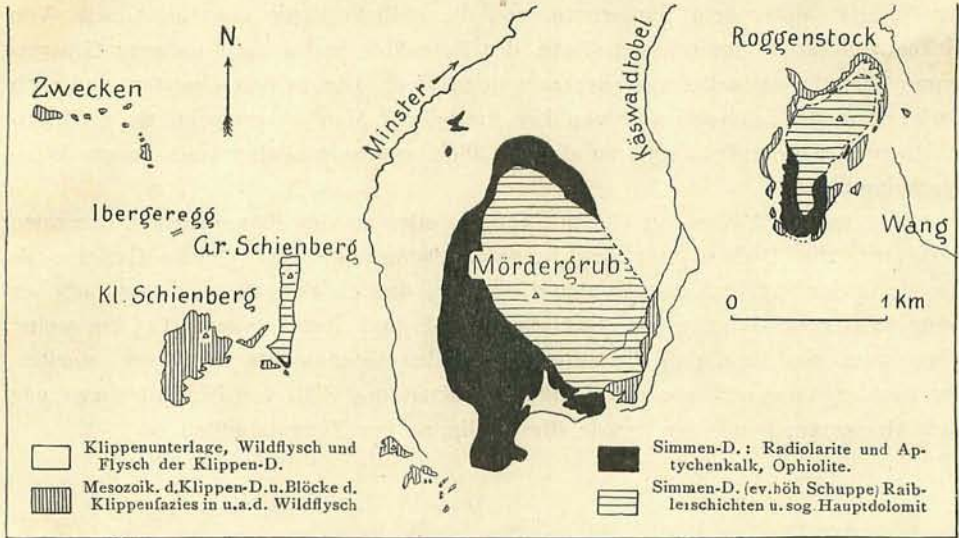


Fig. 214. Tektonische Kartenskizze der Iberger Klippen (Schwyz), von A. Jeannet 1920.

angedeutet durch Couches rouges, welche dem Malm sowohl unterliegen wie aufliegen. An mehreren Stellen glaubte ich auch Préalpesflysch darüber gefunden zu haben. Am häufigsten aber wird die in ihrer Mitte leicht eingesenkte Schichtplatte

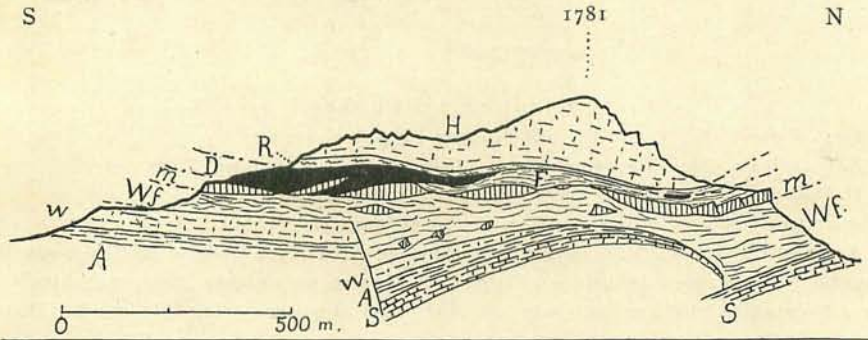


Fig. 215. Schema der Tektonik des Roggenstockes bei Ober-Iberg, von A. Jeannet 1920.

Klippenunterlage: S = Seewerkalk; A = Amdenerschichten; W = Wangschichten; Wf = Wildflysch mit Blöcken von Klippenfazies.

Klippendecke; F = Flysch?; m = Mesozoikum.

Simmendeecke: D (schwarz) = ophiolitische Eruptiva und Mesozoikum.

?Simmen-D., obere Schuppe: H = „Hauptdolomit“; R = Raiblerschichten.

überlagert von dunklen Schiefen mit Dolomitbänken, anscheinend Raiblerschichten. Die Diabase sind in großer Masse in der S-Hälfte der Roggenstockklippe auf deren E- und W-Seite sichtbar. An der W-Flanke fand ich nur Radiolarite und Neokom-

kalke von im ganzen 20 cm. Über den Diabaslagern folgen dunkle Schiefer, wie sie im obersten Dach der Klippen-D. vorkommen, wohl Trias und endlich die rauchgrauen Kalke des Gipfels, die man stets dem Hauptdolomit zuschreibt.

Ganz gleiche Verhältnisse bestehen an der Mördergrube, allein die Klippen-D. erscheint dort nur längs des SE-Randes (Laucherenstöckli-Steinboden). Die Diabase sind besonders an der S-Spitze (auf der Laucheren) zu finden, wo auch ein Gabbroblock liegt, und ferner im SW-Zirkus. Die Radiolarite, roter Tiefseeton und rot- und weißgefleckte Kalksteine von Tithon bis Neokom streichen besonders im Buoffenwald an der N- u. NW-Seite der Klippe aus. Über diesem Komplex liegen dunkle Tonschiefer und Mergel mit dolomitischen Einlagerungen (auch Rauhucke), die sicher größtenteils Trias sind. Eine vielfach gebrochene Platte dolomitischer Rauckalke bildet die N abfallende Platte wie am Roggenstock.

Diese gleichen Gesteine bilden die ganze Masse des großen Schienberg und seinen über 500 m langen S-Grat. Unter der S-Spitze dieses Grates haben H. Hoeck und F. Heritsch weitere Diabas- und Radiolaritfunde gemacht. Darunter finden sich im Flysch Lamellen und Fetzen von Malm und Neokom, mehr oder weniger zusammenhängend bis zum kleinen Schienberg. Die Couches rouges sieht man im S-Abhang des letzteren. Der kleine Schienberg ist ganz nur der Klippen-D. zuzuschreiben, der große der Simmen-D. Mördergrube und Roggenstock sind unten aus Klippen-D., oben aus Simmen-D. gebildet.

Wir stellen provisorisch die oberste triasische Schichtreihe zur Simmen-D., allein wir anerkennen, daß es nicht unmöglich wäre, daß dieselbe zwei verschiedenen tektonischen Einheiten angehört, wie G. Steinmann, H. Hoeck und C. Schmidt es angenommen haben. Die oberen dolomitischen Kalksteine und die sogenannten Raiblerschichten könnten eine höhere Schuppe der Simmen-Decke sein. Diese Frage kann noch nicht entschieden werden.

Die Grabserklippe (Rheintal).

1907 Arnold Heim, Berglitenstein und Grabserklippe, *Eclogae*.

1916 D. Trümpy in Rhätikon, „Beiträge“ n. F. Lfg. 46.

1917 Arnold Heim und J. Oberholzer, Alvierkarte 1:25 000, Spezialkarte Nr. 80.

In der Flyschmulde von Wildhaus liegt E über Grabs bei 750—1070 m eine Klippe von 1 km², die weder mit den Gesteinen der Klippen-D. noch denjenigen der Simmen-D. faziell genau übereinstimmt, eher mit der Falknis-D., welche die Basis des Rhätikon über dem Prättigauflysch bildet. Sie ist vermutlich eine tiefere Abzweigung derselben. Wir kommen darauf bei der Frage der Beziehungen der Klippen zu Graubünden zurück.

Arnold Escher hatte den „Berglitenstein“, wie die hervorragendste Kante heißt, schon vor ca. 60 Jahren entdeckt und als Tithonkalk erkannt. Rothpletz erklärte ihn zuerst als Relikt einer größeren Decke. Arnold Heim wies die größere Ausdehnung nach, kartierte die „Grabserklippe“

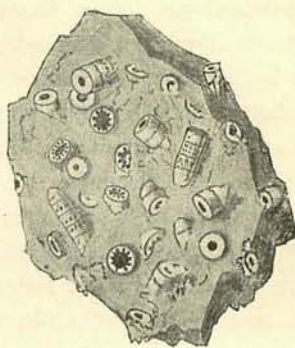


Fig. 216. Diploporenkalk (verkiezelte Physoporella) von der Zweckenalp bei Iberg (Gr. $\frac{1}{2}$); etwas links unterhalb der Mitte d. Fig: (?) *Diploporella helvetica*, Pia; rechts d. Mitte: (?) *Physoporella minutula*, Gumb.

und unterschied dabei schwarze Tonglimmerschiefer, schwarzgrauer Radiolarienkalk, Klippenkalk (Tithon und Falknismalm), Fleckenkalk der Unterkreide, und echte Couches rouges. Genauere Faziesvergleiche mit W und E werden erst die fazielle und tektonische Stellung dieser Klippe völlig aufklären können.

Allgemeine Betrachtungen über Préalpes und Klippen.

Wir wollen im folgenden einige der charakteristischen Erscheinungen im Bau der Préalpes hervorheben, die Frage der Übereinanderfolge ihrer Glieder und deren Herkunft prüfen.

Einfluß der Unterlage. Die Préalpes als Ganzes bilden ein weites langes Becken, dessen Ränder aufgebogen sind. Im großen besteht also eine transversale Einsattelung in der mittleren Zone. Zwischen Vionnaz und Aigle zwar findet sich auch im Innern noch eine quere Aufwölbung, die sich aber nicht bis an den N-Rand erstreckt. Das Becken ist hier in seiner Längsausdehnung zweigeteilt (Fig. 217). Inwieweit diese Gestaltung der Unterlage schon vor dem Aufschieben der Préalpes bereitstand und deren Gestalt bedingt hat, oder ob sie umgekehrt erst durch Eindrücken durch die aufgeschobene zusammengestaute Last erzeugt worden ist, können wir noch nicht entscheiden. Die Lücke zwischen Aar- und Montblanc-M. war das Ausfalltor für die Deckenflut, die sich aus dem Wallis ergoß und im Vorlande in Faltenbogen ausbreitete. Warum aber auf der Rhonetallinie eine Teilung in zwei Faltenbogen entstanden ist, und warum der mächtige, ausgedehnte Kuchen der Breccien-D. im Chablais unmittelbar gerade vor dem Montblanc-M. liegt, bleiben noch Rätsel. Die relativ geringe Höhe, in welche die Préalpes sich schließlich von der Aare bis zur Arve eingestellt hatten, rettete sie zugleich vor zu viel Abtrag und ließ sie im Gegensatz zu den Klippen der Mittelschweiz als zusammenhängendes Deckengebirge bestehen.

Einfluß der helvetischen Zonen. Die Untersuchung hat ergeben, daß die ganze Internzone sowie der penninische Niesenflysch und der S-Rand der Klippen-D. harmonisch in die Stirnlappen der Morcles- und der Diablerets-D. eingefaltet sind. Diese Erscheinung ist deutlich am rechten Gehänge des Rhonequertales (XXVII) und angedeutet am N—E-Fuß des Niesen. Sie beweist, daß noch nach der Überschiebung der Deckenfolge Faltungsbewegungen, das Ganze ergreifend, stattgefunden haben (Fig. 218).

Einfluß der stratigraphischen Verhältnisse. Im Gebiete der Préalpes trifft man häufig auf eine Abhängigkeit der Faltungsformen von der stratigraphischen Beschaffenheit, in dem Sinne, daß in einer zusammengeschobenen Decke die Stellen mit großer Mächtigkeit der Schichtenkomplexe und mit Steifheit der Gesteine dazu neigen, weite Synklinalzonen oder breite Antiklinalrücken zu bilden, während die Zonen mit geringen Mächtigkeiten der ganzen Massen wie der einzelnen Schichten leichter in kleine Falten und Fältchen sich legen.

Herkunft. Heute nimmt man allgemein an, daß die romanischen Dn. im ganzen aus S, nicht aus N („Vindelisches Gebirge“) stammen. Warum? Die verschiedenen helvetischen und ultrahelvetischen Massen der Internzone, auf welchen die romanischen Dn. aufliegen, wurzeln, wie man unmittelbar verfolgen kann, an der S-Seite der großen helvetischen Faltenmassen in der Zone Sierre—Saxon. Die Niesen-D. stammt ab von penninischen Dn. In der Klippen-D. zeigt schon die Gestalt der Falten, daß der Schub im ganzen aus SE gekommen ist. Das gleiche gilt für die Hornfluh-D. mit ihrer Stirnabiegung oder ihren Stirndigitationen. Die Simmen-D. weist durch die Fazies ihrer Gesteine weit nach S und in das südost-

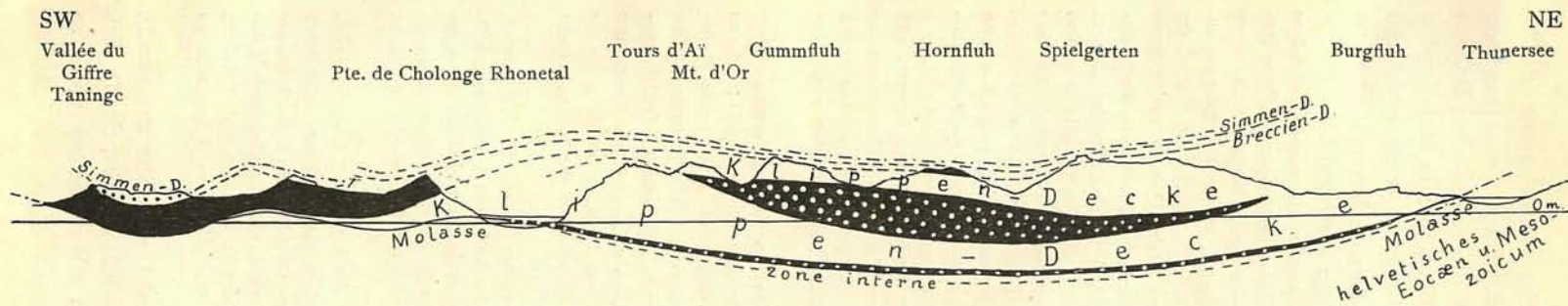


Fig. 217. Längsprofil entlang dem S-Rande der Préalpes vom Giffre bis zur Aare, Länge ca. 1:550 000, Höhe ca. 1:275 000.
 (Durch die Einwicklung der Klippen-D. durch die Niesen-D. erscheinen im Längsprofil am S-Rand beide zweimal.)

Schwarz = Chablais-Hornfluh-(Breccien)-D.; schwarz mit weißen Punkten = Niesen-D.

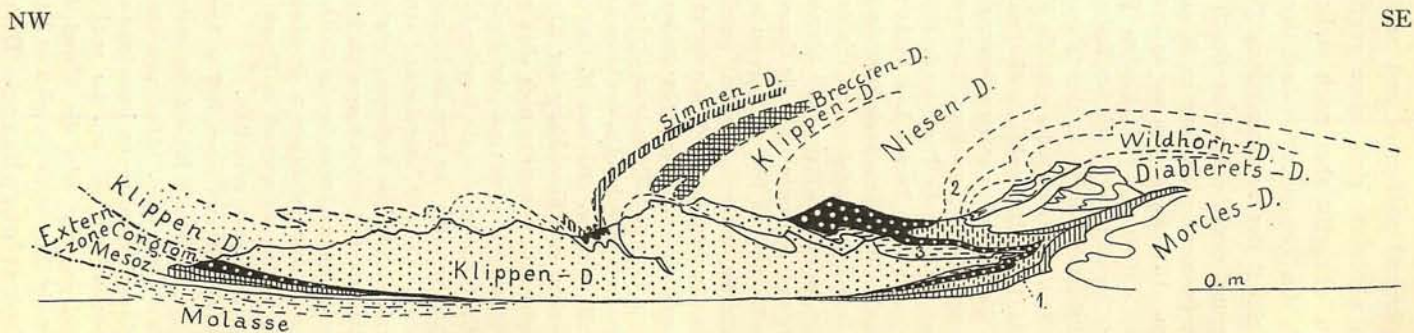


Fig. 218. Schematischer Querschnitt durch die waadtländischen Préalpes, nach A. Jeannet 1920.

Zeigt die Entwicklung der romanischen Decken, der Niesen-D. und der ultrahelvetischen Decken unter die helvetischen Decken.

1 = Néocomien à Céphalopodes; 2 = Mesozoikum der Internzone; 3 = Mesozoisches Zwischenpaket (= Falknis-D.).

alpine Gebiet. In der Klippen-D. zeigen sich in der Trias vom N gegen den S-Rand zunehmend südlichere und südöstlichere Charaktere. Diese Gesamtheit von Tatsachen würde für sich schon genügend beweisen, daß die romanischen Dn. aus S kommen. Es gibt aber noch mehr Beweise. Im Rhätikon und in Mittelbünden findet sich das genaue Äquivalent der Klippen-D. Diese besitzt dort als kristallinen Kern ein Stück der unterostalpinen Decken, deren Wurzelregion bekannt ist. Die S-Abstammung der Préalpes ist durch diese Zusammenhänge festgestellt.

In der Bestimmung der Zone im S, aus welcher sie stammen, treffen wir noch verschiedene Auffassungen. H. Schardt sah vor 25—30 Jahren die Zone des Briançonnais ohne nähere Präzision als die Wurzelzone der Préalpes an. W. Kilian knüpft die Klippen-D. hauptsächlich wegen der Analogie des dortigen nerithischen Bathonien mit dem Mytilusdogger an das Briançonnais an. Allein die Briançonnaiszone geht über in den N-Rand der St. Bernhards-D., welche die Wurzel der Niesen-D. bildet. In Graubünden geht die Klippen-D. in eine höhere Decke über als die St. Bernhards—Adula-D. Es ist unmöglich, die Préalpes an zwei verschiedene kristalline Deckenkerne anzuknüpfen. Sie müssen von höheren Decken als von der penninischen D. IV abgeleitet werden können. D. V kann wegen ihrer Tauchform, über welche D. IV sich rückfaltet, nicht in Betracht kommen. Es kann also nur noch die Dent Blanche-D. VI oder eine noch höhere weiter S wurzelnde zur Ableitung der romanischen Decken in Betracht fallen. Wurzelzone der Dent Blanche-D. ist die Sesiazone. S daneben liegt die schmale Zone des Canavese und dann die Ivreazone. Erst suchte Lugeon die Wurzel der Klippen- und Breccien-D. in der Ivreazone. Jetzt nimmt er an, daß D. VI die Breccien-D. geliefert habe, während Klippen- und Simmen-D. aus der Canavesezone gekommen seien.

E. Argand bestimmte 1910 die Canavesezone als Wurzel der Simmen-D. und betonte, daß noch andere Decken von hier ausgegangen sein könnten, indem diese Zone aus vielen enorm zusammengedrängten, annähernd vertikal gestellten Falten gebildet wird. Nach Beobachtungen von R. Staub in Graubünden und Tessin ist eher die Ivreazone oder die Übergangsregion von Canavese- und Ivreazone das Wurzelgebiet der romanischen Dn.

Reihenfolge der Übereinanderlagerung. Bis 1914 war die allgemein angenommene Übereinanderfolge der romanischen Dn. von unten nach oben: Klippen-D., Breccien-D., Simmen-D.; denn so ist es überall zu sehen. Da kam M. Lugeon (C. R. Acad. 7. 12. 1914) mit einer neuen Hypothese: Es bestehe eine Einwicklung der Klippen-D. unter die Breccien-D., und die ursprüngliche Übereinanderlagerung von unten nach oben sei: Breccien-D., Klippen-D., Simmen-D. Die Begründung in den Préalpes beruhte auf der einzigen Tatsache, daß es Couches rouges im Flysch der Pointe de Grange gebe, die die Breccien-D. übersteigen. Durch diese Deutung wurde auch die Wurzelordnung verstellt; die Breccien-D. müßte dann an die Dent Blanche-D., die beiden andern an die „Zone du Canavese“ angebunden werden.

So verführerisch diese Auffassung gewirkt hat, sie wird doch manchen Tatsachen nicht gerecht. Im Simmental sind die Couches rouges ein integrierender Bestandteil der Schichtreihe der Breccien-D. Es wäre sehr befremdend, wenn dem im Chablais anders wäre. Dann aber sind auch die Couches rouges der Pointe de Grange als ein durch die Simmen-D. von der Breccien-D. abgerissenes Stück erklärbar. Ob diese „Couches rouges“ im Flysch der Pointe de Grange wirklich Kreide oder nur roter Flysch sind, bleibt noch zweifelhaft.

In Summe muß man sagen, daß es Argumente für und gegen die Hypothese Lugeon gibt. Die Fazies der Breccien-D. hat auf den ersten Blick mehr penninischen als ostalpinen oder noch weiter südlichen Charakter. Aber auch ihre Abstammung von der Dent-Blanche-Zone hebt die Schwierigkeiten nicht auf — im besonderen erklärt sie die Tatsache nicht, daß die Chablais—Hornfluh-D Carbon in ihrer Basis hat, das wohl der D. IV, aber nicht der D. VI eigen ist. Vorläufig wird es wohl angezeigt sein, die Wurzel der Breccien-D. hinter derjenigen der Klippen-D. zu suchen, aber die Frage noch als offen zu betrachten.

Dislokationsphasen. Daraus, daß im Simmental stets die Breccien-D. umwickelt ist von der Simmen-D., muß man schließen, daß die Breccien-D. sich erst an ihren Ort bewegt hat, als sie von der Simmen-D. schon überlagert war, so

daß beide zusammen sich weiter überfalteten. Für die Klippen-D. fehlen bestimmte Anzeichen des relativen Alters ihrer Bewegung. Indessen spricht doch etwelches Abmähnen ihrer Falten unter der Breccien-D. und ihr Wegschürfen im Chablais dafür, daß auch die Klippen-D. älter überschoben sei als die Breccien-D. Der Tauchkopf der Breccien-D. erinnert an die Mte. Rosa-D. und spricht durch diese Analogie auch dafür, daß sie von den dreien in ihrer Bewegung die jüngste sei.

Die verschiedenen Phasen der orogenetischen Bewegungen, wie sie Argand in den Westalpen abgeleitet hat, beziehen sich auch auf das Gesamte der Préalpes.

Argand unterscheidet:

1. St. Bernhard-Phase: Sie machte die „Préalpes inférieures“ (ultrahelvetisches, Zone des cols) aus dem penninischen Sturgebiet hervorkommen und erzeugte die Niesenzone; Beginn des Ausreißen und der Bewegung der Préalpes-Decken.

2. Dent Blanche-Phase: Verfrachten der höheren (romanischen) Decken auf dem Rücken der Dent Blanche-D. und Abladen derselben nach vorn.

3. Mte. Rosa-Phase: Bildung der Wildhorn- und Diablerets-D., Einwicklung der Internzone und der Préalpes.

4. Insubrische Phase: Diese betrifft hauptsächlich nur die Wurzelzonen.

Wahrscheinlich hat sich die Hornfluh-D. in die Simmen-D. während der Mte. Rosa-Phase eingewickelt. Aus alledem geht hervor, daß die Préalpes sehr bald passiv geworden sind, und daß ihre Verfrachtung auf so große Entfernung von der Wurzel durch die Dazwischenkunft von penninischen und helvetischen Decken bewerkstelligt worden ist nach Maßgabe von deren Auftauchen.

Die Préalpes ruhen auf der roten, wahrscheinlich oligocänen Molasse. Sie sind also am N-Rand der Alpen erst nach der Molasseablagerung, also im Miocän angekommen. Argand setzt den „orogenetischen Paroxysmus“ der Alpen ins Mitteloligocän. An nachträglichen Bewegungen hat es sicher nicht gefehlt. Hierher gehören die Brüche, welche die Klippen-D. und Hornfluh-D. gemeinsam betreffen (Rabowski).

Die exotischen und die Klippen- und Simmenblöcke im Wildfysch (Iberg) stammen wohl von Steilufererosion an den Stirnteilen der beginnenden, in die helvetischen Tertiärmeere vorrückenden Decken. Sie sind mehr stratigraphischer Einbettung als tektonischer Verschleppung zu verdanken.

Die Fortsetzung der Préalpes in Graubünden.

Vor 1915: Steinmann, Seidlitz, Welters, Meyer usw. Neueste Lit.:

1916 D. Trümpy, Rhätikon, „Beiträge“ n. F. Lfg. 46,2 mit Karte 1:25 000.

1917 R. Staub, Faziesverteilung und Orogenese . . . „Beiträge“ n. F. Lfg. 46,3.

1919 J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster, R. Brauchli, Geol. Unters. Mittelbünden, Viertel. N. G. Zürich, Festschrift Alb. Heim.

1920 R. Staub, Eclogae.

Nach meiner Überzeugung ist es unrichtig, überall auf großen Distanzen die gleichen tektonischen Einheiten wieder finden zu wollen, gibt es doch Fälle von ursprünglichem streichendem Ausgehen einer Deckfalte, von Wechsel oder Ersatz der einen durch eine andere, von Lamination bis zum Verschwinden auch in streichender Richtung. Die Parallelisierung ist andererseits manchmal erschwert durch ausnahmsweise Gleichartigkeit gewisser Sedimente quer durch mehrere Decken hin-

durch oder auch durch Fazieswechsel einer Schichtgruppe innerhalb der gleichen tektonischen Einheit. Diese Bemerkungen beziehen sich besonders auf die bisherigen Versuche, die romanischen Dn. im einzelnen mit denen im E des Rheins parallelisieren zu wollen. Die verschiedenen Autoren sind darüber nur ausnahmsweise gleicher Ansicht.

Rhätikon und Plessurgebirge.

Man unterscheidet im Rhätikon und Plessurgebirge die folgenden Einheiten:

Rhätikon (D. Trümpy)	Mittelbünden (J. Cadisch)
Silvretta-D.	Silvretta-D.
	Aroser und Bergüner Dolomit
Rhätische-D.	Rhätische-D.
Bettlerjoch-Breccie	Aroser Schuppenzone
Sulzfluh-D.	Sulzfluh-D.
Falknis-D. und Grabserklippe	Falknis-D.
Prättigauflysch	Lenzer- und Oberhalbsteiner Flysch
Bündnerschiefer	Bündnerschiefer
Südliche Fläscherbergschuppe	
Fläscherberg (Säntis-D.)	

Alle Autoren sind darin einig, daß die Rhätische-D. im E der Simmen-D. im W, und die Klippen-D. der Sulzfluh-D. gleich ist. Auf dieser unbestrittenen Grundlinie beruhen alle Versuche, die anderen Decken auch zu parallelisieren. Während aber Trümpy, der Hypothese von Lugeon folgend, in der Falknis-D. die Hornfluh-D. in normaler Lage sieht, macht J. Cadisch aus derselben eine besondere Stamm-D. zusammen mit der Sulzfluh-D. Da wir der Hypothese Lugeon nicht beistimmen können, sind wir zu dem Gedanken geführt, die Falknis-D. sei etwas anderes als die Breccien-D., sie liege unter der Sulzfluh-D., gehöre also unter die Klippen-D. und die Breccien-D. Für uns hat die Falknis-D. kein besonderes Analogon in den Préalpes, es sei denn, daß man ihr das mesozoische Schichtpaket (nicht ohne Breccien) zuschreiben wolle, das zwischen Niesen-D. und Klippen-D. im unteren Teil des Tales der Grande-Eau und zwischen Ollon und Antagne eingeklemmt liegt. Der Prättigauflysch vertritt den Niesenflysch und dazu noch einen Teil der Bündnerschiefer. Die S-Falknisschuppe könnte mit einer der Schuppen der Internzonen gleichgestellt werden.

Die Breccien-D., von der schon in den mittelschweizerischen Klippen keine Spur mehr zu finden ist, könnte sehr wohl auskeilen, ohne den Rhätikon noch zu erreichen oder vielleicht dort noch durch die Breccien des Bettlerjoches vertreten sein. Letzteres würde uns dann der Deutung von Steinmann und seiner Schule nähern. Falls für die Klippen von Iberg die Zusammensetzung der Simmen-D. aus zwei verschiedenen Schuppen sich bestätigt, müßte man notgedrungen in der Silvretta-D. und der Rhätischen-D. des Rhätikon die Homologen der beiden oberen Einheiten der Umgebungen von Iberg sehen. Durch das Vorhandensein von Gosauschichten in der Simmen-D. und von Couches rouges in der Synklinale von Salsalbo (Bernina—Campo), also sehr nahe an der Grenze der ostalpinen Dn., bin ich am ehesten geneigt, in der Silvretta-D. das entsprechende der Simmen-D. anzu-

nehmen. Diese Hypothese wäre noch annehmbarer, wenn man dazu gelangen würde, die obersten Triaskappen der Klippen von Iberg zur Simmen-D. zu rechnen.

Ostalpine Decken des Ober-Engadin.

Die Sedimente des Rhätikongebirges hängen gegen SE mit den kristallinen Kernen der Decken im Oberengadin zusammen. Dabei bietet die Sulzfluh-D. dank ihrer mitgeschleppten kristallinen Unterlage die Basis, auf der das Gebäude der Homologien errichtet werden kann. D. Trümpy hat im Sulzfluhgranit den Juliergranit erkannt. J. Cadisch macht (mündl. Mittl.) folgende Homologien: Sulzfluhgranit (Rhätikongeb.) = Tasnagranit (Unterengadin) = Juliergranit (Oberengadin) = Errgranit (Errdecke, Oberhalbstein E-Seite). Nach Cadisch ist der Sulzfluhgranit sicher kein Berninagestein, die Sulzfluh-D. also der Err-D. als Stirnregion anzugliedern. Nach R. Staub vereinigt sich die Err-D. nach S mit der Sella-D. zu einer einzigen Stamm-D., welche zusammen die unterste der ostalpinen Dn. bilden. Die Falknis-D. kann wohl auch ein unvollständiges Machwerk der Sella-D. sein.

Nach R. Staub (1920) ist der Sulzfluhgranit eher Berninagranit und somit die Klippen-D. eher der Bernina-D., nicht der Err-D. anzugliedern. Die Bernina-D. könnte auch der Klippen-D. kristallines Material (Gerölle im Dogger und den Couches rouges) geliefert haben. Ein Deckengebiet kann ein benachbartes mit Trümmernaterial bedacht haben. So finden sich dann auch Gerölle des Sulzfluhgranites in verschiedenen Niveaux der Falknis-D. Rabowski vermutete neuestens, daß die Campo-D. das wurzelnahe Gebiet der Breccien-D. sei, wofür auch die Beobachtungen am Sassalbo sprechen (R. Staub, Sassalbo, Eclogae 1919). Wenn dort auch fast die ganze stratigraphische Serie vom Verrucano zur Kreide aus verschiedenen Breccien und Konglomeraten besteht, enthalten die Muldenkerne doch noch typische Couches rouges. Hat Rabowski das richtige getroffen, so wäre es einleuchtend, daß die Simmen-D. zur Silvretta-D. gehört. Dadurch würde sie oberostalpin, was vortrefflich mit einem Teil ihrer Oberkreide stimmt (Cenomanbreccien und Konglomerate = Basis der Gosauschichten). Malm, Dogger und Lias würden sich dieser Auffassung gut, die Trias unvollkommen fügen.

Nach diesen Hypothesen hätten Bernina- und Languard-D. keine Abkömmlinge an die Klippen und Préalpes geliefert. Sie bleiben auch schon in Graubünden zurück hinter den drei anderen: Err, Campo und Silvretta (R. Staub, Längsprofil Graubünden, Viertelj. N. G. Zürich 1919).

Wenn zurzeit noch verschiedene Parallelisierungen angenommen werden, so steht doch fest, daß die Klippen-D. durch die Sulzfluh-D. mit dem kristallinen Kern der Err- oder Bernina-D. verbunden ist. Diese Tatsache beweist, daß die Klippen-D. nicht penninischer, sondern unterostalpiner Herkunft ist, und selbstverständlich gilt dies mit vermehrter Bestimmtheit für die sie überlagernden Decken. Manche Anzeichen sprechen für die Abkunft der Simmen-D. vom unteren Teil der oberostalpinen Dn., d. h. von der Silvretta-D.

Wenn wir also die Wurzeln der Graubündner Dn. am S-Abhang der Alpen gegen SW verfolgen, so gelangen wir auf einen etwas anderen Zusammenhang der Préalpes mit den Wurzelzonen, als wir ihn früher (S. 668) versucht hatten: Die Klippen-D.

und die Breccien-D. entstammen S der Canavesezone aus der Ivreazone, die Simmen-D. wurzelt wohl noch südlicher im N-Rand der insubrischen (dinarischen) Zone.

Ursprüngliche Ausdehnung der Préalpes-Decken.

Die Klippen-D. hat jedenfalls das ganze Gebiet der Alpen zwischen Serraval bei Annecy im SW bis Graubünden im E bedeckt. Ihre N-Grenze lag nahe außerhalb des äußeren Randes der Préalpes und der Klippen. Wahrscheinlich war die Ausdehnung der Simmen-D. ähnlich. Die Breccien-D., die heute nur vom Giffre bis gegen die Aare reicht, bietet keinerlei Anzeichen einst viel größerer Ausbreitung. Wenn sie auch vielleicht in Graubünden noch vertreten war, so blieb sie doch weit im Rückstand gegenüber den beiden andern.

Aus den gebliebenen Resten läßt sich die Bedeutung der romanischen Dn. im alpinen Systeme bemessen. Ein Blick auf die Profile (XX, XXI und XXVII) lehrt sofort, wie ungeheuer im Vergleich zu den helvetischen Dn. besonders die Klippen-D. war. Dadurch werden uns die ungeheueren Massen der subalpinen Nagelfluh begreiflich, deren Material größtenteils aus der Simmen-D. und der Klippen-D. stammen, und es ist ferner verständlich, daß die Nagelfluhentwicklung vor der Front der erst angegriffenen, noch nicht zerstörten Préalpes von der Arve bis an die Aare viel geringer ist, als E davon, wo sie einer bis auf geringe Relikte aufgelösten Préalpeszone vorliegt (vergl. Bd. I Taf. VI).

Der Eingriff der Erosionsmodellierung in die Gebirge der helvetischen Dn. und der helvetisch-autochthonen Zonen war erst möglich nach dem Durchbruch und dem unregelmäßigen Wegräumen dieser ostalpinen Dn.! Es soll aber nicht gesagt sein, daß diese Dn. jemals zusammenhängend von der Wurzelzone bis zum N-Rand ihrer heutigen Reste bestanden haben. Vielmehr sind sie in verschiedenen Bewegungsphasen zerrissen und z. T. in abgetrennten Stücken passiv im Sinne der allgemeinen Dislokationsbewegung an ihren heutigen Standort verschleppt worden.

Technische Notizen.

Thermen und Mineralquellen.

Die einzige Thermalquelle der Préalpes ist diejenige von Weissenburg (Simmental) Temp.: 27,5°. Sie ist ein Gips-Magnesia-Wasser ($\text{CaSO}_4 = 1,0488$; $\text{MgSO}_4 = 0,3464$) ähnlich derjenigen von Leuckerbad.

Die meisten Mineralquellen sind Schwefelquellen. Sie entspringen den Gipsmassen der Internzone oder der Externzone, oder der Basis der Klippen-D. Es gibt solche im Val d'Illicz, Rhonetal, Tal von Alliaz, in den Umgebungen von Bulle und Charmey (Montbarry, Rio du Mont, Schwarzsee), Klein-Ganterist, Schwefelberg, Gurnigel, Leissigen, L'Etivaz. Alkalische Schwefelquellen haben Leissigen (Trinkquelle) und Heustrich (Niesen). Schwefelsaure Erden hat Vallée de Charmey (Fribourg).

Eisensäuerlinge finden sich in Morgins (Montagne de l'Haut zwischen Val d'Illicz und Val Morgins), Schwarzsee und Gurnigel, Blumenstein, Rotbad am E-Fuß des Niesen, Diemtigtal.

Leicht alkalisch sind die Quellen von Montreux und Evian.

In der Zone von Bex gab es einige Salzquellen (Salins und Panex). Die bedeutendsten haben die Salzlager verraten und sind mit der bergmännischen Ausbeute des Steinsalzes verschwunden.

Kalktuff wird ausgebeutet bei les Avants über Montreux, wo Zähne von *Ursus spelaeus* gefunden worden sind.

Gasquellen.

Sumpfgas entwickelt sich aus einer Schwefelquelle, die aus den Alluvionen der Rhoneebene zwischen Roche und Vers-Vey hervortritt. Während einer gewissen Zeit konnten die Salinen von Bex mit natürlichem, darin entspringendem Gas erleuchtet werden. Im Flysch der Externzone (Burgerwald, Kt. Fribourg) ist seit über 100 Jahren eine Quelle brennbaren Gases bekannt. Bei Châtillon im Arvetal kommt aus dem Flysch eine Gasquelle, die zur Beleuchtung verwendet worden ist.

Zur Oberflächengestaltung der Préalpes.

Verfaßt von Alb. Heim.

Die große Gesamtform der Préalpes ist durch ihre Aufstauung und Überschiebung bedingt. Diese hat eine Kettenschar als Faltenzone gebildet, hat dieselbe in Guirlandenbogen über die Molasse vorgeschoben, hat die zwei Bogenzonen zwischen Arve und Aare besonders stark und kräftig, weil ungehemmt auf der Lücke zwischen Aar- und Montblanc-M. vorquellend — eingedrückt in das Niveau des zusammenhängenden Abtragschutzes. Gegen SW und NE lagen die romanischen Decken zu hoch, um zusammenhängend erhalten zu bleiben. Während N-Rand, SW-Ende wie NE-Ende der Préalpes mit der ursprünglichen tektonischen Hauptstirn des Vorschubes der ganzen Deckengruppe nahe zusammenfallen und somit direkt orogenetisch gegeben sind, ist dagegen der jetzige S-Rand ganz bedingt durch den Erosions- und Verwitterungsabtrag, der dort sämtliche romanischen Dn., die im Mittel 2000 bis 3000 m dick waren, hinab bis auf den Niesenflysch oder die helvetischen Glieder weggenommen hat. Der Außenrand der Préalpes ist tektonisch gegeben, der Innenrand durch den Abtrag mit seinen Beziehungen zur Meerhöhe.

In ihrer äußeren Gestalt fügen sich die Préalpes ihrer allgemeinen geographischen Lage ein. Die Verwitterung hat die Formen besonders schön in ihrem nördlichen Teile nach ihrem inneren Bau anatomisch herauspräpariert, ähnlich wie am Pilatus oder am Säntis. Die Synklinalen sind vorherrschend Längstäler, die Antiklinalen Kämme geworden, unter stetem Herauspräparieren des Resistenten. Die Rücksichtslosigkeit der Talbildung zeigt sich indessen auch hier schon kräftig in den Quartälern, von denen einige mehrere Antiklinalen in gewaltigen Klusen durchschneiden: Der Grand Hongrin durchschneidet die Fortsetzung der Ai-Antiklinale zwischen Mont-d'Or und les Tessailles, die große Antiklinale der Vanil-noir-Kette, die kleinere der Dent de Jaman, und vereinigt sich dann mit der Saane zum Muldenlauf und nachher zum Querdurchbruch der Antiklinalzone von Gruyères samt der Externzone. Die Saane selbst, aus den großen Talschlußkesseln von Wildhorn und Diablerets kommend, durchquert die Sattelzone und Niesenzone, dann die Gummfluh-Hornfluh-Kette, die Rublikette, die Gastlosenkette, und sodann in großartigem Durchbruch die Vanil-noir-Kette (prachtvolle Kluse von Rossinière, 5 km breit durch 1200 m überragendes Gewölbe mit Trias und Lias im Kern, beidseitig breite Zoo-phycosdoggerzonen und symmetrische Durchpässe durch den steil antiklinal fallenden Malm). Wasserscheidesättel, die auf gegenseitigen Ablenkungen von schon stark ausgebildeten Tälern beruhen, begrenzen Saane und Hongrin unter sich (la Mosetta) und gegen die Rhone (Ayerne zwischen Malatraix und Tours d'Ai, Pierre du Moëllé, les Mosses). Der Jaunbach, im Flysch der Gastlosen (Abläntschen) beginnend, durchquert die Préalpes in einer Aneinanderreihung von Klusen durch wenigstens

vier Antiklinalen und ebensoviele Mulden, und dazu noch die Externzone. Die Simme ist Quertal im Oberlauf (Hautes-Alpes calcaires und Sattelzone), als Quertal durchschneidet sie den Niesenflysch, dann die Préalpes in der Hornfluhzone mit der mittleren großen Flyschzone, dann schmiegt sie sich dem N-Rand der letzteren gegen E an, bis sie an der Burgfluh in relativ junger Epigenese die Flyschzone verläßt, und sich zu dem großen Querabschnitt am E-Ende entschließt, den sie mit der Kander gemeinsam in Richtung nach N zur Mündung in den Thunersee durchführt.

Dem Schälen der Verwitterung nach dem inneren Bau verdanken wir folgende charakteristische Gestaltungen: In allen Zonen der Préalpes ist der steile oft senkrechte Absturz der Gräte und Gipfel nach dem Vorlande gerichtet. Darin spricht sich das nördliche Überliegen der Falten aus. Beispiele: Cornettes de Bise, les Verreaux, Kaiseregg, Ganterist, Tours d'Al, Stockhorn, Mont d'Or etc. Auch die Ausnahmen davon sind tektonisch bedingt: Rochers de Naye, Moléson, Vanil-noir sind Synklinalgipfel; bei Stockenfluh—Brämenfluh N Erlenbach verbindet sich Schuppenstruktur mit Synklinalgipfel. Der klüftige Klippenmalm bildet besonders steile scharf gezähnte Gräte (Gastlosen).



Fig. 219. Die Kette der Gastlosen, NW-Seite, nach V. Gillieron.

1 = Rauhacke; 2 = Mytilus-Dogger; 3 = Malmkalk (ganze Gratkette); 4 = Flysch.

Im Gebiet der Préalpes sind somit die Bergkämme in ihrer Anordnung und Gestalt vorherrschend tektonischer Bau, in der feineren Form Verwitterungsmodellierung. Dagegen sind bei den Tälern die streichenden zu Nebentälern geworden, die Quertäler, die Überwinder der Tektonik, sind die endgültigen Wege zur Abfuhr des Wassers aus dem Gebirge geworden — Quertäler sind hydrologisch die Haupttäler. Meistens sind die Quertalstücke noch Stromschnellen. Das ist gleich Typus 1—2 in der Abtragsskala (S. 69). Der Abtrag nimmt sodann, ganz wie im östlichen Gebiete der helvetischen Dn., alpeneinwärts mit der allgemeinen Erhebung der Unterlage stark zu. Bald erlangt er gegen innen die volle Präponderanz und der SE-Rand der Préalpes ist ein Erosionsrand etwa vergleichbar dem S-Rand der Axen-D. im Reußgebiete. Immerhin war das Abtragswerk im Préalpesgebiete leichter, als im größten Teil der helvetischen Deckengebiete E der Aare, denn hier mußten nicht erst noch höhere Decken weggenommen werden.

Die Erscheinungen der Gipfelflur stimmen damit überein. Ihre Höhe von 2100 m ist auch hier um 1000—2500 m geringer als ihre ergänzte Auffaltungshöhe, die 3000—4000 m beträgt.

Zone:	Höhe der Gipfelflur:	Extreme, höchster Gipfel:
Villeneuve-Stockhorn	2100	2386 Vanil-noir
Hornfluhzone	2100	2479 Spielgerten
Westlich der Rhone	2200	2435 Cornettes de Bise 2438 Pointe de Grange

Wir treffen wiederum auf die allgemeine Erscheinung: Die isostatische Einsenkung und die Abwitterung beherrschen im ganzen ausgleichend die Gipfelhöhen zonenweise. Im Gebiete der Préalpes N-Zone sollten die Gipfel um mehr als die Dicke der romanischen Dn. höher sein als die Gipfel der Zone Pilatus—Säntis. Sie sind aber gleich hoch.

Bergstürze.

Das Gebiet der Préalpes hat wohl viele kleinere, aber wenig große Bergstürze. Die mächtigsten gehören in die geologische Geschichte der Erweiterung des beherrschenden Quertales der Rhone.

Am W-Abhang des unteren Rhonetales ragt ein Bergsturzhaufe mit seinen vom Grammont stammenden großen eckigen Felsblöcken noch einige Meter aus den jungen Rhonealluvionen hervor. Die Rhone drängt sich zwischen den anstehenden Felsen von Porte du Sex und dem Trümmerhaufen durch, welcher letzterer noch einige Kilometer weit in die Alluvialebene hinaus bis nach Noville sichtbar ist. Nach Form und Lage kann es sich nur um einen großen Bergsturz aus der E-Nische des Grammont durch die steile Talfurche von les Evouettes in den damals noch hier heraufreichenden Lemensee gehandelt haben. An dieser Stelle soll zur Römerzeit das Castrum Tauretunum — eine Sage spricht von einer ganzen Hafenstadt — gestanden haben. Andere Berichte erzählen, daß im Jahre 563 Tauretunum zerstört und eine gewaltige Welle im See die Ufer verwüstet habe. Manche (A. Favre) wollen die Welle von einem Bergsturz zwischen Bouveret und Meillerie ableiten, weil der See 563 nicht mehr bis Tauretunum gereicht haben könne, und halten die Verbindung des Bergsturzes von Tauretunum und der Welle von 563 für irrtümlich und zwei verschiedenen Ereignissen angehörig. Indessen hat sich seither ergeben (Hilaire Gay, Histoire du Valais), daß der Bergsturz erst eine Stauung der Rhone bis weit hinauf erzeugt hatte, worauf dann ein plötzlicher Durchbruch die Überschwemmung in den See übertrug.

Zwischen Roche und Aigle liegt ein bogenförmiger Bergsturzwall in der Rhoneebene, auf welchem der Weiler von Vers-Vey steht. Der Bergsturzwall ist gegen den Berg hin mit Torfmoor und einem Tümpel mit Seekreide hinterfüllt, während am Gehänge der ihm zugehörige Trümmerstrom hinauf bis an die Felsen des Sex de-la-Sarse zu verfolgen ist. Zeit unbekannt, prähistorisch.

Der größte Bergsturz des unteren Rhonetales zerstörte 1584 Corbeyrier und Yvorne. Er bildet einen Trümmerstrom, der den lokalen Eigennamen „l'Ovaille“ führt. Aus einer genauen Prüfung der alten Berichte, insbesondere des Briefes von J. J. Bullinger, der 1 Monat nach dem Ereignis dort war, an von Wittenbach (abgedruckt von J. J. Scheuchzer, 1716) zusammen mit den Beobachtungen im Gebiete kommt A. Jeannet zu folgendem Bilde des Vorganges:

Im Hintergrunde des großen Antiklinalzirkus, der gegen die Tours d'Al hinaufreicht, beobachtete man aus der Entfernung Veränderungen in dem dort furchtbar zerrissenen Felsen. Am 1. März 1854 11 Uhr vormittags brach dort eine Felsmasse aus. Alle Berichte bestehen darauf, daß der Abbruch durch ein heftiges Erdbeben am 1. März veranlaßt worden sei. Die durch den Ausbruch entstandene Nische von Plan Falcon (1550 m) hinauf bis an den Steilrand des Zirkus (2000—2100 m) ist etwa 375 m breit und besteht hauptsächlich aus unterem Lias. Der Bergsturz blieb zum größten Teil auf der Terrasse En-Luan bei 1200 m Höhe auf den dort mächtig angehäuften Moränen liegen. Die Tage vom 2. bis 4. März brachten viel Schnee und Regen. Der Bergsturzhaufe bewegte sich nicht. Da zeigte sich plötzlich der Boden unterhalb En-Luan in Spalten aufgerissen. Am 4. März kurz vor Mittagszeit begann eine zweite gewaltige Bewegung. Unter dem Einfluß der Durchnässung und durch den Druck der neuaufliegenden Bergsturzmasse war der Untergrund gewichen und mehr und mehr sich mengend strömten Bergsturztrümmer und Moränenschutt erst langsam, dann mit der

starken Gefällszunahme E Corbeyrier mit großer Geschwindigkeit zu Tale. Das alte Dorf Corbeyrier (ca. 900 m) wurde bis auf ein Haus gänzlich zerstört.

Einzelne der größten Blöcke blieben am scharf markierten Rande liegen. Der Trümmerstrom ergoß sich zerstörend über Yvorne (ca. 450 m), und breitete sich dort als Muhre, später noch verschwemmt durch den Wildbach der gleichen Talfurche, kegelförmig aus. Durch Ausschürfen von Schuttboden (Gehängeschutt und Moräne) vergrößerte sich die bewegte Masse während ihrer Talfahrt.

Der Trümmerstrom hat im Ganzen 10 km Grundrißlänge, 200—700 m Breite, die Höhe der Bewegung beträgt 1100—1600 m. An vielen Orten ist der Trümmerstrom fast abgeflossen, die zurückgebliebene Schüttung gering; an anderen Stellen ist der Schutt mächtig gehäuft, und in der Rinne ist er oft vom Bach wieder ausgespült.

An der Triasfelsrippe, die von Trévéneusaz gegen Vionnaz absteigt, findet sich bei Châble-Croix eine Felsnische, aus der ein Felssturz sich bis an den Talboden ergoß. Ein prachtvoller Sturzkegel „la Palaz“, liegt unterhalb Trévéneusaz, ohne den Talboden erreicht zu haben.

Der Schwarzsee 1056 m liegt z. T. im Trias—Lias-Nordrand der Préalpes. Er ist gestaut durch das Flysch-„Gekrieche“, das in ausgedehnten Bewegungen an beiden Talseiten der warmen Sense bis 2 km unterhalb des Sees stattfindet.

(Manuskript zu Abschnitt F abgeschlossen teils im August, teils im Oktober 1920.)



Fig. 220 (zu Textseite 698). Piz Tremoggia 3452 m, der SW-Eckpfeiler der Berninagruppe, zugleich der höchste aus Margna-Decke bestehende Sockelstein derselben, gesehen von Villa R. Staub, Fexstal.

1 = Fedozserie, 2 = Malojagneis, 3 = Triasdolomit und Marmor, 4 = Liasbreccie (Typus Mont Dolin), 5 = Lias-Bündnerschiefer.

G. Die schweizerischen Ostalpen.

(Hierzu die Tafeln XXVI, XXVII, XXXII mit A und B, XXXIII und XXXV.)

I. Einleitung und Überblick.

Deckenbau der Ostalpen. Besonderer Stil: a) viele Überschiebungen, aber auch verkehrte Mittelschenkel, b) wechselnde Streichrichtung der Falten und ihre Ursachen, c) transportierte hercynische Diskordanz, d) Einwickelungen. Erkenntnisgeschichte. Ampferers Theorie der Einsaugung abgewiesen durch die tektonischen Tatsachen, abgewiesen als falsche Spekulation. Verhältnis der E-Alpen zu den W-Alpen. Ausbreitung und Fenster in den ostalpinen Dn. Teilung: unterostalpine Dn., mittelostalpine Dn., oberostalpine D., vereinbarte Benennungen, der Zusammenhang mit den romanischen Dn.

Die schweizerischen Ostalpen, das ist Graubünden östlich der Querlinie Maloja—Septimer—Chur—Bodensee, sind stratigraphisch und tektonisch der westlichste Teil der Ostalpen überhaupt. Die Ergebnisse, zu denen hier die Beobachtung führt, greifen auch weit nach E hinaus. Daß auch in den E-Alpen der Deckenbau in großartigster Weise alles beherrscht und der durchschlagende Baustil der Alpen bleibt, hat sich für uns unwiderruflich um so bestimmter herausgestellt, je tiefer die Beobachtung eingedrungen ist. Auch hier sind wiederum die folgenden Tatsachen durchschlagend für unser Erfassen:

1. Es gibt eine Menge von wurzellosen, sedimentären, wie besonders auch gewaltigen kristallinen Gebirgsmassen in den mittleren und nördlichen Zonen des Gebirges. Sie liegen aufgeschoben auf jüngeren Gebirgsgliedern, ihrerseits bald mehr oder weniger unabhängig vom unterliegenden Gebirge, bald mit demselben zusammengefaltet und geschuppt.

2. „Fenster“ (S. 21) in den größeren Überschiebungsplatten, sowie „Klippen“ (Überschiebungsklippen S. 21) in deren Umgebung oder zwischen denselben zeigen, daß die jüngeren Glieder tieferer tektonischer Stockwerke unter den Decken durchgehen.

3. Verfolgt man die Dn. gegen S, so kommt man endlich an eine Zone, wo sie rasch steil, vertikal oder gar überkippt, in die Tiefe stechen — ihre Wurzelzone. Dies ist in Graubünden der Fall im südlichsten Teil des Puschlav und sodann längs im Veltlin und durch das südliche Tessin beiderseits des Joriopasses, Locarno, Domodossola usw.

4. Daß es sich auch hier nicht um reine Brüche oder Bruchüberschiebungen, sondern um Deckfalten handelt, beweisen die Relikte verwalzter verkehrter Mittelschenkel, die in großen oder kleinen Linsen oder Klemmpaketen an den Überschiebungsflächen tieferer wie auch der höchsten ostalpinen Dn. kleben und dadurch die liegende Falte als Jugendform der Überschiebung proklamieren.

An der Bernina-D. scheinen verkehrte Mittelschenkel ganz zu fehlen. In der Err-D. sind sie, wenigstens durch Triaslamellen vertreten, längs des ganzen westlichen Erosionsrandes von der Fuorcla Tschitta bis ins Oberengadin zu sehen. Hie und da sind verkehrte Mittelschenkel sogar sehr gut in fast vollständiger Schichtreihe entwickelt, während dafür der Gewölbeschenkel der unterliegenden

D. ausgequetscht ist. Dies trifft zu für die Languard-D. am Piz Alv und im V. del Fain (Heutal), für die Campo-D. am Salsalbo (R. Staub). Solche Mittelschenkelverdickungen scheinen besonders durch Anstauung der wurzelnahen Muldensäcke und in den Winkeln hinter rückläufigen verschleppten Sekundärfaltungen bedingt. Die Weißfluh bei Davos besteht sogar nur aus einem gewaltigen Fetzen eines verkehrten Mittelschenkels, welchem direkt der vielleicht (?) zur Margna-D. gehörende mesozoische Serpentin (Todtalp) aufgeschoben ist. Hier hätten die Verschleppungen ein Stück Mittelschenkel der unterostalpinen Languard- oder Campo-D. der oberpenninischen Margna-D. unterschoben! Die oberostalpine Silvretta-D. ist dann ihrerseits dem penninischen Serpentin aufgeschoben (R. Staub, J. Cadisch). Selbst die größte bisher in den Alpen überhaupt festgestellte Überschiebung, diejenige der Silvretta-D., wird an ihrer Unterseite von der Fuorclä Pischa durch Val Tisch bis Bergün von ihrem verkehrten Mittelschenkel begleitet (Cadisch, Eugster usw., 1919).

5. Die Falten der tieferen Dn., sowie diejenigen der aufliegenden Dn. streichen mehr oder weniger alpin (d. h. nach NE—ENE—E), und damit sehr oft mehr oder weniger quer zum Erosionsrand der Dn. An solchen Stellen zeigt sich dann sehr deutlich, daß die unterliegenden Falten am Erosionsrand einer Decke unter deren Aufschubfläche tauchen, die überliegenden auch ihrerseits ganz unabhängig vom wechsellvollen Erosionsrande geradlinig deckeneinwärts verlaufen.

Diese Erscheinungen sind sehr schön zu sehen am W-Rand der Campo-D. in der Aelagruppe, längs des ganzen W-Randes der Err-D., ferner am W-Rand des Unterengadinerfenster von der Region von Ardez bis unter das Fluchthorn, und ebenso östlich der Schweizergrenze, wo die Falten der Unterengadiner-Dolomiten gegen ENE unter den NS streichenden Rand der Schlinigüberschiebung tauchen.

6. Eine genaue Prüfung der Faziesfolgen hat auch hier überall ergeben, daß langsame Übergänge innerhalb einer Decke, sprunghafte Wechsel von einer Decke zur andern, Anschluß der südlichsten Fazies der jeweiligen tieferen Decke an diejenige des Nordrandes der aufliegenden vorhanden sind.

Diese Tatsachen sind genau die gleichen, welche die W-Alpen und die Zentralalpen beherrschen. Sie beweisen, daß der Alpenkörper aus einem System von im S herausgepreßten, von S nach N überschobenen, liegenden Falten- und Überschiebungs-Dn. besteht (Taf. XXVII). Die Ostalpen zeigen indessen in ihren höheren und höchsten Teilen in mehreren Erscheinungen eine allmähliche Stilveränderung nach oben gegenüber den westlichen. Dieselbe besteht in folgenden Erscheinungen:

a) An Stelle der zusammenhängenden liegenden Falten mit schön erhaltenen Umbiegungen und laminierten Mittelschenkeln tritt häufig die Faltenüberschiebung mit Ausschürfen, Zuspitzen oder Abreißen am äußeren Ende statt der Stirnumbiegung.

Abbrechen an den Umbiegungsstellen, Aufschieben ganz ohne verkehrte Mittelschenkel, Schuppenbau ohne Umbiegungsknie „Gleitbretter“ (Spitz), werden gegen die obersten tektonischen Glieder immer häufiger, und zuletzt zur Regel. Die rein plastischen Formen der Dislokation gehen in die Bruchformen über. Da die hier oberste ostalpine D. während der Bewegung die höchste und deshalb am wenigsten belastete war, mußte dort diese Auslösungsform der Bewegungen überhandnehmen.

Ausnahmsweise kommen aber auch mitten im ostalpinen Gebiete noch prachtvolle Systeme bruchloser liegender Falten mit erhaltenen Umbiegungen und Mittelschenkeln, selbst in festen Kalksteinschichten und kristallinen Gesteinen vor. Wähner (Sonnwendgebirge 1903) hat solche in Lias und Malmkalk aus den Wänden des Sonnwendjoches vorzüglich abgebildet. Spitz und Dyhrenfurth haben sie reichlich in der Quatervalsgruppe gefunden. Gewaltige Falten zeigt der Gneis am P. Buin. Am P. di Sena (V. di Campo) ist das kristalline Gebirge in herrlicher Art bruchlos gefaltet. Bei genauerem Nachsehen werden deren noch in manchen Zonen zu finden sein. Die Bruchtektonik wird erst in den oberen Teilen der Silvretta-D. häufig. Die Plastizität, die in den tieferen

Dn. und im autochthon-helvetischen Gebirge allgemein ist, konnte in den oberen Dn. nur unter besonders günstigen Bedingungen der Schichtung, des Belastungseinschlusses und der Lage im ganzen bewegten System entstehen.

b) Die Streichrichtung der einzelnen Falten und Überschiebungen unterliegt größeren und häufigeren Schwankungen und Kreuzungen als im W. Zunächst ist das Streichen der unterostalpinen Dn. vorherrschend W—E. Alle die Einzelfalten im unterostalpinen Gebiete S von Tiefencastel—Bergün—Ponte bis ins Puschlav streichen annähernd W—E. Darüber geht im Oberostalpinen das Streichen der Falten mehr SW—NE. Außerdem kommen schiefe und quere Zerrungen vor, welche sich in mehr oder weniger S—N streichenden Falten auslösen. Mit Axengefällen kombiniert, können sie zu völligen Querfalten führen.

Oft sind lokale Pressungen entstanden, welche seitliche Überschuppungen erzeugten. Ferner sind wahrscheinlich auch ältere, abweichend oft NW—SE gerichtete Falten vorhanden, die, ohne ihre Richtung zu ändern, mit der ganzen Rindenplatte, zu der sie gehörten, in neuer alpiner Richtung (gegen NW, NNW oder N) transportiert und eingefaltet worden sind (Arbenz). Endlich kann bei einer Erdrinde von so wechselnder Zusammensetzung und in den Flanken wie in der Unterlage örtlich und zeitlich so wechselnden Widerständen die Faltung und Überschiebung unmöglich immer senkrecht zur Hauptschubrichtung streichen, sie kann schief zur Schubrichtung entstehen (Arbenz). Plötzliche Knickungen im Streichen (Hammer) sind überhaupt häufige Begleiterscheinungen.

Wir müssen ferner anerkennen, daß eine exakte örtliche Konstanz in der Schubrichtung von vornherein eine falsche Erwartung ist. Sie ist unmöglich schon deswegen, weil die verschiedenen Auslösungsphasen zeitlich verändernd auf die Bewegungsrichtung, die strichweise und lokal stets durch den geringsten Widerstand gelenkt wird, einwirken müssen, selbst wenn der tangentielle Rindendruck konstante Richtung gehabt hätte.

Es ist also irrtümlich aus lokal anders streichenden Falten oder Überschiebungen mitten in einem großen Kettengebirge sofort auf eine abweichende Richtung der ganzen erzeugenden Bewegung zu schließen. Wenn ein Stück Erdrinde stärker vorgeschoben wird als ein benachbartes, sei es, daß das letztere nicht entsprechend vorgepreßt, oder daß es durch stärkere Widerstände zurückgehalten werde, so müssen am Rande des stärker bewegten gegen das schwächer bewegte kleinere schiefe Überschiebungen und Schuppen in Menge sich bilden, und dies um so mehr, wenn die beiden ungleich bewegten Stücke nicht in gleichem Niveau liegen, fast erinnernd an die randlichen Überschiebungen der Schollen eines Eisganges. So finden wir denn auch am W-Rande der ostalpinen Dn. in der Zone der Querflexur zwischen E-Alpen und W-Alpen, in den ersteren vom Septimer bis in den Rhätikon, solche mehr oder weniger quer gerichtete W—E Überschiebungsschuppen in großer Zahl. Manche Forscher (Rothpletz, Heritsch, Spitz und Dyhrenfurt) haben sich durch die häufigen Abweichungen im lokalen Streichen verführen lassen, in weiter Ausdehnung hauptsächlich E—W-Schub anzunehmen mitten in dem Gebiete drin, dessen Veltlinerschürflinge in der Überschiebungsfäche bei Hindelang in Bayern zum Vorschein kommen! Spürt man diesen Abweichungen in der lokalen Bewegung genauer nach, so muß man viele derselben, z. B. am Berninapäß, als W—E-Überschiebung deuten. Alle diese Abweichungen aber haben uns bisher bei genauerer Betrachtung die Süßsche Auffassung von der großen Einheitlichkeit des einseitigen Schubes aus S bis SE für die Zentral- und Ostalpen nur bestärkt. Sie bedeuten nicht Abweichungen in der ursächlichen Schubrichtung der jetzigen Alpen, sondern nur Unregelmäßigkeiten in der Reaktion einer unregelmäßig zusammengesetzten und unregelmäßig gehemmten Erdrinde, z. T. können sie Reste einer abweichend gerichteten älteren, nun in den Alpenbau hinein verschluckten Faltung sein. In Mittel- und Ost-Bünden gruppieren sich manchmal die Streichrichtungen verschiedener Art zu dreieckig umgrenzten Gebirgsstücken. (Näheres im betr. Kapitel.)

c) Bisher fanden wir hercynische Diskordanz im autochthonen Gebirge, dann konkordante Lagerung und harmonische Faltung der ganzen entblößten Erdrinde im

penninischen Deckengebiete. Aber Perm und Mesozoikum liegen im Seengebirge (Dinariden) den kristallinen Schiefen wieder mit Diskordanztransgression auf (Abschnitt H). Der ostalpine Deckenschub hat durch seine Verschleppungen gewiß manche solche primäre Diskordanz mehr oder weniger verwischt, er hat aber auch viele Stücke derselben in guter Erhaltung transportiert. Damit tritt uns in den Ostalpen, und zwar in der oberostalpinen D. wie auch hinabgreifend in den unterostalpinen Dn. eine neue Architektur entgegen: die transportierte und in den ostalpinen Deckenbau eingeschleppte hercynische Diskordanz.

Beispiele transportierter hercynischer Diskordanzen im ostalpinen Gebiet:

1. Innerhalb des unter- und mittelostalpinen Dn.-Baues: An der N-Seite von Val del Fain (Bernina) transgredieren flach N geneigter Verrucano und Trias auf einer Erosionsfläche steil S fallender Gneise und Berninagranite (R. Staub). Bei Celerina (Theobald) und ob Samaden (Profil von Cornelius) liegt die Trias in primärer Diskordanz auf steiler gestelltem Augengneis. Ähnlich verhält es sich unter la Pischa und an der Diavolezza (R. Staub). In Val Muranza Münstertal kann man das Altkristallin der Campo-D. in wechselnden Gesteinen steilfallend oben aberodiert und von der flach N fallenden Trias des P. Umbrail überlagert beobachten.

2. In der Silvretta-D. trifft man auf hercynische Diskordanz sowohl im Rücken, wo flache Basiskonglomerate und Trias die Schichtenköpfe von steiler gestelltem Altkristallin überdecken, wie auch auf die Umkehr davon in der Unterlage der D., wo steiles Altkristallin auf Resten flacher verkehrter Mittelschenkel aus Mesozoikum oder Perm oder mehr oder weniger diskordant auf der großen Überschiebungsfäche steht. Beispiele der ersteren Art sind unter der Hochdugangruppe, im Gebiete von Bühlenhorn (hier vielleicht nur teilweise voralpin?), an der Stulseralp usw. zu sehen. Solche der zweiten Art am Bergünstein (Stuls), wo Altkristallin senkrecht auf horizontalen Platten von Porphyry und Werfenschichten steht, am Parpaner-Rothorn, besonders schön aber am NW-Rand des Engadinerfensters, wo am P. Cotschen, Fluchthorn bis Krone, P. Clavigliades oben das Altkristallin steil geschichtet und geschiefert auf der großen Überschiebungsfäche oder deren Mittelschenkel-schürflingen steht, während ganz anders gefaltetes und abweichend streichendes unterostalpinen Mesozoikum den Raum unter der großen Überschiebung erfüllt und quer unter deren Rand hinein streicht. Zwischen P. Nuna und P. Laschadurella im Val Laschadura gegen den Stragliavitapaß ist der Kontakt zwischen der gewaltigen triasischen Stirnbiegung der Campo-D. und dem überschobenen und darunter eingewickelten Silvrettakristallin zu beobachten. Letzteres, aus wechselnden Zonen von Granitgneis, Zweiglimmergneis und Amphibolit bestehend, stößt, mit samt seiner Diskordanz überwältigt, schief an der gobogenen Überschiebungsfäche ab. Die ausgezeichnet schönen Silvrettakappen auf den aus der Campo-D. geschnittenen Bergen im Münstertal sind so sehr mylonitisiert, daß eine transportierte Diskordanz an denselben nicht mehr sicher festgestellt werden kann.

Wie in den autochthonen Zentralmassiven oft die hercynische Faltung etwas abweichend streicht von der tertiär-alpinen, so auch in den ostalpinen Dn. Im S-Teil der Silvretta-D. z. B. streichen ihre tiefen Falten im Sedimentrücken (Ducan-gebirge) gegen NE, hie und da gegen ENE. Das älter angelegte Streichen in der kristallinen Unterlage weicht davon etwa 10° — 15° mehr gegen E ab. In anderen Teilen des Silvrettakristallin gibt es z. T. anders gerichtete Abweichungen.

Sehr oft hat die alpin-tertiäre Bewegung alte Transgressionsflächen als Gleitflächen benützt. Diese mechanisch sehr begreifliche Erscheinung hat aber vielfach das typische Bild der alten Transgression mehr oder weniger verwischt.

d) Noch eine weitere tektonische Erscheinung legt dem Verständnis des östlichen Graubündnergebirges besondere Schwierigkeiten in den Weg: das sind die vielen Einwicklungen. Unsere Graubündnerforscher der letzten zehn

Jahre haben deutlich feststellen können, daß meistens die aktiven Bewegungsphasen der tieferen Dn. diejenigen der höheren überdauern — wahrscheinlich deshalb, weil die oberen jeweilen früher durch Verwitterungsangriff unterbrochen, zerstückelt und dadurch für die Fortleitung des Schubes tot gelegt werden, während die tieferen mit ihren Stirnen in die Unterseite der bedeckenden oder in ihre Lücken einstoßen und sie dadurch einwickeln oder in Stücken verschleppen. So finden wir z. B. die Silvretta-D. am N-Rand der Unterengadiner-Dolomiten und Arosler-Dolomiten eingewickelt unter die Campo-D. Es scheint, daß diese Verfaltung auch in die E-Alpen hinaus anhält (Tribulaun, R. Staub). Dadurch ist in den Einwicklungs-zonen die normale Übereinanderfolge der Dn. umgekehrt worden. Es gibt nicht nur verkehrte Schichtfolgen im Mittelschenkel liegender Falten, es gibt auch verkehrte, reduzierte Deckenfolgen in den liegenden Synklinalen der Einwicklungen (S. 28, 29).

Von der Fuorcla Tschitta über den Albulapass und in dessen östlicher Fortsetzung liegen Languard- und Campo-D. von der Err-D. eingewickelt. An Motta Palousa (NW-Fuß des P. Michèl) ist die Campo-D. in die unterostalpinen Dn. und die Margna-D. eingewickelt. Manche der genannten Einwicklungen sind nach R. Staub wahrscheinlich Folge des „Einwicklungsstoßes“, den die Serpentine der Suretta-D. in Malenco auf die Margna-D. und, durch diese übertragen, auf die Unterseite der ostalpinen Dn. überhaupt ausgeübt haben. Diese Einwicklung, sichtbar beginnend mit der Suretta-D., dringt danach durch die oberen penninischen Dn. hindurch. Kleinere Einwicklungen finden sich im ostalpinen Graubünden in Menge.

Notizen zur Erkenntnisgeschichte von E-Graubünden.

Die ersten Geologen, welche auch in die E-Graubündnerberge reisten, waren wohl H. C. Escher von der Linth und J. G. Ebel. Letzterer hat die dolomitischen Sedimente am P. Alv 1806 gesehen. Dadurch aufmerksam gemacht, besuchte Leop. v. Buch das Gebiet (Abh. Berlin. Ak. 1814). Für ihn waren die Granite der Berninagruppe das Jüngste, der aktive Gebirgsbildner, und die weißen Dolomite am P. Alv gelten ihm als Beweis für die von ihm aufgestellte metamorphe Kontaktumwandlung von Kalkstein in Dolomit durch vulkanische Chlormagnesiumdämpfe. Studer und Escher erwähnen und zeichnen 1839 in Profilen den Granit als überlagernd die Kalk- und Ton-schiefer in Oberengadin (Silsersee) und Oberhalbstein (P. d'Err) und vermuten große Überschiebungen. Studer vergleicht (1851 „Geol. d. Schweiz“) den Landschaftscharakter der Unterengadiner-Dolomiten mit demjenigen der E-Alpen und stellt ihn demjenigen der helvetischen Zonen gegenüber. Escher durchquert das Silvrettakristallin und charakterisiert es vortrefflich. Er kennt die Überschiebung der Silvrettagneise und der Engadinertrias über die Belemniten-führenden Bündnerschiefer des Unterengadins. Studer erwähnt auch die Braulioüberschiebung am Stillserjoch und nach Eschers Notizen die Schlinigüberschiebung. In ihrem Profil (S. 273) zeichnen die beiden die N gewendete große Stirn- und Dyhrenfurth) in seiner durchschlagenden Kraft und Bedeutung erkannt worden ist. Wahrhaft klassisch waren Eschers und Richthofens Arbeiten über das Vorarlberg. Eschers „Vorarlberg“ (1853, Denkschriften) ist eine Fundgrube von Beobachtungen und Gedanken. Aber beide genannten Arbeiten reichen nur an den N-Rand von Graubünden. Daß in der Bernina für Studer der Granit „der Hebel war, der diese Massen in so ungewöhnliche Höhe emporgetrieben hat“, kann uns nicht wundern. G. vom Rath untersuchte und beschrieb 1857 einige Granite, Syenite und Diorite aus dem Berninagebirge, allein auch ohne sich zu einem Zweifel an altplutonischer Auffassung der Gebirgsbildung zu erheben.

1860—1866 folgte als erste Frucht der Organisation der geologischen Beobachtungen in der Schweiz durch die geologische Kommission die geologische Kartierung von E-Bünden (Bl. X, XV und XX in 1:100000) durch G. Theobald (vgl. Bd. I S. 18—21). Man betrachte die genannten

drei Kartenblätter mit ihren Texten und staune über die ungeheure Beobachterarbeit, die in unglaublich kurzer Zeit geleistet und darin niedergelegt ist. Unaufzählbar sind die vorher unbekannt gewesenen, hier zuerst deponierten Tatsachen über die topographische Verteilung und Begrenzung der Gesteine und der stratigraphischen Abteilungen; unaufzählbar sind die neu entdeckten Einzelheiten und die richtigen Beobachtungen und objektiven Darstellungen auch von vielen der damals noch ganz unbegreiflichen Tatsachen. Um nur einige Beispiele zu nennen: Theobald hat zuerst die Gliederung der Vorarlbergertrias durch Graubünden aufgesucht und an vielen Stellen bis in Einzelheiten richtig erkannt. Er hat zwischen Verrucano und Gneis den „Casannaschiefer“ unterschieden. In der Umgebung von Bergün und Davos hat er durchweg den Überlagerungsrand des mittel- oder unterostalpinen Mesozoikums durch das Altkristallin der Silvretta-D. richtig kartiert. Er hat bis ins Tirol das Altkristalline über Bündnerschiefer liegend, und dazwischen stellenweise eine auf bloß 4 m reduzierte Kalkmasse von Art des Lochseitenkalkes beachtet. Ebenso bewundernswert ist seine Darstellung im Unterengadin rechtsseitig des Inn, wo er den oberen Gneiszug mit dem Kristallin des P. Nuna und dadurch des Silvrettagebirges verbindet, die untere Gneiszone hingegen mit den unterostalpinen Graniten von Bernina-Typus zusammen gegen W unter den Silvrettarand tauchen läßt. Er hat kristalline Klippen im Scarl- und Umbrailgebiet erkannt, die Rhätikon- und Arosler-Schuppenzone und die kristalline Überlagerung der Trias von Klosters über Madrishorn richtig verfolgt usw. usw. Wie sonderbar! Escher hatte die Erkenntnis von der ungeheuren durchschlagenden Bedeutung der Überschiebungen im Bau der Alpen angebahnt (S. 13), aber er war zu bescheiden, seinen Freund Theobald damit zu beeinflussen. Theobald kartierte die Überschiebungsränder, blieb aber selbst auf der alten Erklärung des Durchbruches von unten mit bloß randlichem Überguß stehen, und hielt deshalb die Granite z. B. des Oberengadines für jünger als Lias. Die Wissenschaft stand dicht vor einem großen Fortschritt. Etwas weniger Zweifel, etwas mehr Vertrauen von Escher, und die Erkenntnis des Deckenbaues hätte 40 Jahre früher durchgeschlagen! Es sollte nicht sein, es mußten weitere Umwege betreten werden. E-Bünden blieb für den Geologen trotz der Theobaldschen Karten, und nu nerst recht, ein unverständliches launenhaftes Chaos (vgl. S. 540/41) — immer unbegreiflicher, je mehr sich die Beobachtungen anhäufeten. Von einem Berg zum andern wechselt scheinbar regellos in ungezählten Sprüngen die Fazies der Sedimente, und regellos mischen sich Eruptiva dazwischen.

Aus der Periode 1865—1900 ist nur sehr wenig und nur vereinzelt zu nennen. Dalmer gab einen „Beitrag zur Kenntnis der Granitmassen des Oberengadins“; das Kreidekonglomerat mit Granitgeröllen am P. Nair (Val Saluver) hielt er für paläozoisch. C. W. v. Gümbel verglich die Deckschollen im Lischannagebiet mit den Verfaltungen von Kristallin und Mesozoikum am Gstellihorn (Berneroberland). Er unterschied eine Bündnerprovinz der Trias, verfolgte den Radiolarit bei Scans, hielt aber den Bündnerschiefer für paläozoisch, die Belemniten-führenden Komplexe desselben für jüngere Einfaltungen und nannte das Inntal eine Längsspalte. Koch (Wien), der den überflüssigen Namen „Antirhätikon“ schuf, kartierte im Silvrettaggebiet und Engadinerfenster. Grammann fand 1899 prachtvolle Andalusite im Silvretta (Vierteljahrsschr. N. G. Z. 1900). Ihre weitere Verbreitung hat uns heute gelehrt, daß sie durch die alte RM vor der Dn.-Bewegung entstanden sind, welche letztere hier kaum mehr Epi-DM geschaffen hat, und daß dann die altkatametamorphen Andalusitgesteine den sehr wenig Epi-met. Gesteinen überschoben worden sind. In diese Zeit hinein (1891) fallen auch C. Dieners „Westalpen“, reich an Irrtümern aller Art. Da wird eine scharfe Grenze eigener Art und Erfindung zwischen E-Alpen und W-Alpen gezogen (Kritik in A. Heim, Beitr. 1891 S. 312—316 u. 373—376). 1895 setzen die ersten Beobachtungen von G. Steinmann ein. Die mutige Absicht, nicht nur wie es seit Theobald geschehen, an Graubündens Geologie zu nippen, sondern nach großzügigem Plane einzudringen, liegt sichtlich vor und wird festgehalten. Allein der Schlüssel ist noch nicht gefunden. Böse (Schichtfolge im Engadin Z. d. g. Ges. 1899) nimmt noch 1896 den Bündnerschiefer für paläozoisch, die Überschiebungen für nachher wieder bewegte Verwerfungen, und sieht überall Brüche. Blaas endlich hatte 1902 die Frage aufgeworfen, ob nicht die Bündnerschiefer des Unterengadin unter die altkristallinen Gesteine von Silvretta-Ötztaleralpen sich fortsetzend zu denken seien. Heute müssen wir dieselbe bejahen.

Endlich, über 60 Jahre nach Studer und Escher und über 30 Jahre nach Theobald blitzt ein erlösender Lichtstrahl der Einsicht und des Verständnisses durch das E-alpine Gebirge.

Als die ersten erkennen den Deckenbau der Ostalpen und stellen den Begriff einer „nappe des Alpes Orientales“ mit S-N-Überschichtung auf: 1901 Lugeon und 1903 Termier.

Rothpletz (1904 und 1905) dagegen stolpert auch an dieser neuen Auffassung und stürzt sich wiederum in reichliche Verwirrung. Er nimmt den jurassischen roten Radiolarit bald für Perm, bald, wenn er etwas laminiert ist, für Quartenschiefer und verstellt, davon ausgehend, auch die triasische Stratigraphie nach seinen jeweiligen, ihm lokal auftauchenden Bedürfnissen. Er konstruiert zwei mächtige Längsbrüche, zwischen welchen der ganze mittlere Teil der E-Alpen von E nach W überschoben worden sein soll!

In diese Zeit fallen Entdeckungen, die leider fruchtlos waren für den Fortschritt der Erkenntnis, weil sie nicht zur rechten Zeit kundgegeben worden sind. 1903 nämlich arbeitete R. Helbling über die Erzvorkommnisse in Mittelbünden (Oberhalbstein, Bergün usw.) und trug seine Beobachtungen in Kartenblätter und Profile zusammen. 1908 sandte er aus den Bergwerken von Südamerika in Briefform einen Text dazu. Diese Manuskripte kamen mir durch glücklichen Zufall Mitte Dezember 1920 in die Hand, und nachher vernehme ich durch Prof. C. Schmidt, daß er die Originale aufbewahre. Helbling hatte schon 1903 die ostalpinen Dn. gegliedert. Er unterschied: 1. die „ostalpine D.“ (= unsere Silvretta-D.) und stellte zu derselben das Kristallin des P. Kesch, Parpaner Rothorn, Lenzerhorn, Ducan und die Trias am Landwasser; 2. die „Aela-D.“, überall an einer Überschiebungsfäche überlagert von Nr. 1. Der Ausstich der Überschiebungsfäche in der Umgebung von Bergün wurde in der Karte eingetragen und die Einwicklung der Silvretta-D. unter die Aela-D. W Bergün, sowie die gegen S dort stumpfe Endigung (Einwicklungsknie der Silvretta-D.), von Verrucano und Porphy S umgrenzt, und am NW-Fuß des P. Michèl (bei Motta Palousa) auch die Einwicklung des Bündnerschiefer in die Aela-D. beobachtet. 3. Die „Err-D.“ fand schon Helbling mit ihrem kristallinen Kern in ausgezacktem Knie endigend in der Hauptsache an der Fuorcla Tschitta und dort kleine Klippen bildend, „eventuell sind Teile von ihr überschoben bis Gürgaletsch“.

„Aela-D. und ostalpine D.“ (wir müßten nach unserer Nomenklatur sagen: mittelostalpine D. und oberostalpine D.) „sind faziell verschieden“. Das Errkristallin geht nicht in das Parpaner Rothorn über, vielmehr entspricht letzteres dem P. Kesch (Silvretta-D.). An der Muchetta und N P. Uertsch zeichnet Helbling den verkehrten Mittelschenkel unter dem Silvrettakristallin. Seine Dn.-Grenzen sind richtig beobachtet. Er hat vieles von dem erkannt, was einige Jahre nachher Hoek, Zyndel und Cornelius auch wieder gefunden haben. Es schien mir eine schöne Pflicht, durch diese Mitteilungen die verborgene weitblickende Forschung — wenn auch verspätet — aus der Verborgenheit zu ziehen.

G. Steinmann führte 1905 den Namen der „ostalpinen Decke“ in die geol. Literatur ein, der dann auch von Suez für sein „Antlitz der Erde“ angenommen worden und geblieben ist. Steinmann und seinen Spezialschülern gebührt das große Verdienst, als die ersten sich an eine eingehende Entwirrung des E Graubündner Gebirgschaos gewagt und eine solche in die Wege geleitet zu haben (S. 15). Ihre Arbeiten stammen in der Hauptsache aus dem ersten Jahrzehnt (1900—1910). Es beteiligten sich daran für das Engadin W. Schiller, K. Zöpplitz, W. Paulcke, O. Schlagintweit, Lorenz, für den Rhätikon W. Seidlitz, für das Arosengebirge H. Hoek. Andere (Herm. Meyer, Welter, Wilkens) arbeiteten weiter W. Wichtige Anbahnungen wurden erreicht, allein selbstverständlich konnte Endgültiges nicht schon aus dem ersten Schlage hervorgehen. Nach 1910 arbeiten in Mittelbünden aus der Geologieschule von Basel F. Zyndel, aus derjenigen von Zürich: D. Trümpy (Rhätikon), H. P. Cornelius (Oberengadin), Rud. Staub (Bergell, Bernina, Oberhalbstein) und F. Escher, Von E her kamen ins Unterengadin die geologischen Forscher A. Spitz, G. Dyhrenfurth, O. Ampferer und W. Hammer, von München Mylius, und gegen Ende des zweiten Jahrzehntes arbeiten in Mittelbünden die Spezialschüler von P. Arbenz (Bern): J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster, R. Brauchli, später noch Fr. Frey und Emil Ott.

1909 war erschienen Grubenmann und Tarnutzer „Beiträge zur Geologie des Unterengadins“ (Beitr. Lfg. 23) mit wertvollen neuen petrographischen Untersuchungen, 1914 die Monographie der Engadiner-Dolomiten von A. Spitz und G. Dyhrenfurth (Beitr. Lfg. 44) mit geolog. Karte und Profilen 1:50 000. Ein großes und vielfach vorzügliches Beobachtungsmaterial über das

ganze Gebiet ist hierin gegeben. Es ist die erste eingehende und ganz zusammenhängende geolog. Kartierung und Profilierung eines größeren Teiles von E-Graubünden. Bei etwas weniger theoretischen Tendenzen wäre die große Arbeit wohl noch fruchtbarer geworden, reiner geblieben, und hätte klarere Resultate gefördert. Kleinere Kartenstücke hatten schon früher Hoek, Welter, Schiller, Zöppritz, Schlagintweit und, anschließend gegen E, Hammer gegeben.

Etwas zurückgreifend ist festzustellen, daß (einige Jahre nach Helbling) zuerst 1906 Hoek im Gebirge von Parpan dazu gelangte, die E-alpine D. in eine untere und eine obere zu teilen. Als oberostalpine D. bezeichnete er die Silvretta und deren mesozoische Bedeckung am Lenzerhorn, als unterostalpine die unterliegenden Trias- und Juramassen am Parpaner Weißhorn. Zündel nannte wie Hoek die Silvretta oberostalpin, und nahm dazu noch die Massen des P. Languard. Die unterostalpine D. konnte er weiter gliedern in Err- und Bernina-Dn. und rechnete hierzu auch die Bergüner- und Unterengadiner-Dolomiten. Trümpy bestätigte Zündels Einwicklung der oberostalpinen D. im rechtsseitigen Unterengadin unter die Dolomiten. Cornelius verfolgte zuerst die „rhätische“ D. bis in ihre Wurzeln im Veltlin (V. Malenco).

Am bahnbrechendsten für die gesamte endgültige Auffassung waren zunächst, weiter bauend auf den Arbeiten der Steinmannschen Schule, die Untersuchungen von Zündel, Trümpy und Cornelius, am maßgebendsten und weitgreifendsten, besonders auch durch weitblickende Zusammenfassungen sind geworden diejenigen von R. Staub, und sodann für Mittelbünden am eingehendsten die Untersuchungen der Berner. Es ist eine Freude, die freundschaftliche Verbindung zu beobachten, mit welcher zurzeit hier unter gegenseitiger Unterstützung gemeinsam gearbeitet wird. Selbstverständlich sind wir noch lange nicht am Schlusse einer durchgearbeiteten Einsicht. Wir werden um eine gute Stufe weiter sein, wenn erst einmal das ganze Gebiet neu im größtmöglichen Maßstabe geologisch kartiert und in Profilen stratigraphisch wie tektonisch aufgenommen sein wird. Nicht ein bloßes Durchstreifen des Gebirges auf den oder jenen Gesichtspunkt hin, sondern die zusammenhängende Untersuchung aller Einzelheiten liefert das richtige objektive große Bild der Natur und führt zum Verständnis. Im folgenden alphabetischen Literaturverzeichnis können nur unter den nicht schon bei früherer Gelegenheit zitierten Publikationen die bedeutendsten oder zusammenfassenderen Originalarbeiten genannt werden, denn unsere „Geologie der Schweiz“ kann keine „Bibliographie“ werden.

- O. Ampferer, 1907, Zur neuesten geologischen Erforschung des Rhätikongeb. Verh. K. K. Reichsanstalt.
- und W. Hammer, 1911, Geologischer Querschnitt, Jahrbuch K. K. Reichsanstalt.
- J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster, R. Brauchli, 1919, Geologische Untersuchungen in Mittelbünden, Viertelj. N. G. Zürich „Albert Heim, Festschrift“. Monographische Darstellungen im Druck in den „Beiträgen“.
- H. P. Cornelius, 1912, Petrogr. Unters. in den Bergen zwischen Septimer und Julier.
- 1914, Über die Strat. und Tetonik Sedim. Samaden. „Beiträge“ Lfg. 45.
- 1915, Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin, N. J. Min.
- A. Escher u. B. Studer, 1839, Geologische Beschreibung von Mittelbünden, Denkschr. S. N. G.
- U. Grubenmann und Chr. Tarnuzzer, 1909, „Beiträge“: Geol. d. Unterengadin.
- W. Hammer, 1908, Ortlergruppe und Chavalatschkamm, Jahrbuch K. K. Reichsanstalt.
- 1912, Geologische Karte 1:75 000, Blatt Glurns—Ortler.
- 1918, Das Gebiet des Bündnerschiefer im oberen Inntal, Jahrbuch K. K. Reichsanstalt.
- F. Heritsch, 1915, Handbuch der regionalen Geologie: Die Ostalpen.
- Hoek, 1903, Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa, Ber. N. G. Freiburg i. Br.
- L. Kober, 1912, Über Bau und Entstehung der Ostalpen, Mittlg. geol. Ges. Wien.
- Hermann L. Meyer und O. Welter, Zur Geologie des südl. Graubündens, Monatsber. d. D. geol. Ges. 1910.
- A. Rothpletz, 1905, Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse.
- W. Schiller, 1904—1906, Geologische Untersuchungen im östl. Unterengadin, Ber. N. G. Freiburg i. Br.
- O. Schlagintweit, 1908, Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und Sta. Maria i. Münstertal, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.
- W. Seidlitz, 1906, Geologische Untersuchungen im östl. Rhätikon, Ber. N. G. Freiburg i. Br. (5 Taf.)

- A. Spitz und G. Dyhrenfurth, 1914, Die Engadiner Dolomite, „Beiträge“ Lfg. 44, mit Karte 1:25 000 und Profilen.
- R. Staub, 1913, Zur Tektonik des Berninageb. Viertelj. N. G. Zürich.
- 1915, Petrogr. Untersuchungen im westl. Berninageb. Viertelj. N. G. Zürich.
- 1916, Tekton. Studien im östl. Berninageb. Viertelj. N. G. Zürich.
- 1916, Zur Tektonik der SE-Schweiz. Alpen, „Beiträge“, mit Karte, Lfg. 46, I.
- 1917, Über Faziesverteilung und Orogenese. „Beiträge“ Lfg. 46, III.
- 1919, Über das Längsprofil Graubündens. N. G. Zürich „Alb. Heim, Festschr.“.
- 1920, Zur Geologie des Salsalbo, Eclogae.
- 1920, Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmet. in Graubünden. Viertelj. N. G. Zürich u. a. m.
- und J. Cadisch, 1921, Zur Geologie des Unterengadiner Fensters, Eclogae.
- B. Studer, 1836, Die Gebirgsmasse von Davos, Denkschr. S. N. G.
- E. Süß, 1905, Das Inntal bei Nauders, K. K. Akademie Wien.
- P. Termier, 1904, Sur la fenêtre de la Basse-Engadine, C. R.
- O. Trümpy, 1916, Geologische Untersuchungen im westl. Rhätikon. „Beiträge“ Lfg. 46, II.
- V. Uhlig, 1909, Der Deckenbau in den Ostalpen, Geol. Ges. Wien.
- Zöppritz, 1906, Geologische Untersuchungen Oberengadins, Albula—Livigna. Ber. N. G. Freiburg i. Br.
- Zyndel, 1912, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. „Beiträge“ Lfg. 41, I.

Süß hatte schon lange für die E-Alpen den Dn.-Bau mehr oder weniger vorgesehen, indessen ohne sich in scharfer Klarheit auszusprechen. Mit der Transgression der tektonischen Gedanken aus den W-Alpen gegen E haben sich sodann V. Uhlig (1909) und L. Kober, später auch Sander und neuestens Martha Furlani zur „Deckentheorie“ gewendet. An sonderbaren interessanten Versuchen, sie zu bekämpfen, hat es nicht gefehlt (z. B. Mylius, „Ein Profil vom Säntis zu den Bergamasker Alpen“ N. J. E. Min. 1916, oder Heritsch, Schwinner usw.) Aus diesen Tendenzen hat sich eine originelle neue Theorie der Alpen ergeben, die wir bisher (S. 31 u. 54—66) fast unberührt gelassen hatten, die wir nun aber, weil sie von den Ostalpen-Geologen gemacht worden ist, nicht mehr übergeben dürfen.

O. Ampferers Theorie der Kettengebirgsbildung.

O. Ampferer ist der Schöpfer einer neuen Theorie der Entstehung der Kettengebirge, W. Hammer und Fr. Heritsch sind Mitbeteiligte und Befürworter derselben.

(Otto Ampferer: „Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen“, Jahrb. K. K. Reichsanstalt 1906 S. 539—622, ferner Otto Ampferer und Wilh. Hammer: „Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen“, Jahrb. K. K. Reichsanstalt 1911. Franz Heritsch: „Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen“, in „Geol. Rundschau“ 1913—1915, und „Die Bauformel der Ostalpen“, N. Jahrb. f. Min. G. P. 1915 u. a.)

Die Genannten anerkennen große Überschiebungen und sprechen viel von solchen und Dn., sie nehmen die Silvretta-D. an, aber verwerfen die „Deckentheorie“, weil sie meinen, den Dn. nicht genügendes Breitenmaß und keine mehrfache Übereinanderlagerung zugestehen zu dürfen. Die Existenz der Wurzelzonen wird von Heritsch kurzweg geleugnet. Daß im Alpenkörper in den oberen Teilen der Erdkruste ein enormer Zusammenschub einen „Erdhautüberschuß“ erzeugt hat, wird vollauf anerkannt und ebenso dient zur Erklärung desselben ein Volumenschwund des Kernes. Nun erst setzt der meines Wissens neue Gedanke ein:

Der Volumendefekt im Kern hat auf „Verschluckungszone“ eine „Masseneinsaugung“ der tieferen Rindenschichten und deren Einschmelzung im Magma erzeugt, wobei die obersten starren Zonen von allen Seiten zusammengezogen und schuppenförmig übereinander getrieben wurden. „Der große Massenüberschuß an der Oberfläche entsteht durch Einsaugung tieferer Zonen erdeinwärts.“

Die angenommenen Verschluckungszone haben freilich den Nachteil, stets verborgen zu sein, die Wurzelzone der Dn. dagegen haben das Glück, prachtvoll entblößt der Beobachtung zugänglich zu stehen. Nach dieser neuen Theorie sollte man ziemlich symmetrische Querschnitte beiderseits einer Verschluckungszone erwarten. Für die Ostalpen kann man vielleicht mit etwas viel Schematisierung genügende Symmetrie behaupten. Gegen die Zentralalpen und Westalpen aber besteht ausschließlich nur die von der „Deckentheorie“ zu erwartende Einseitigkeit. Nach meinem Dafürhalten wird diese ganze Spekulation vernichtet durch die Tatsachen der Faziesverteilung in den Dn. (S. 23—26), die eben auch einer einseitigen, nicht aber einer symmetrisch zweiseitigen Rindenstauung entsprechen, und die nach der Einschluckungstheorie eine ganz andere Aufeinanderfolge haben müßte. Die Lage der Kettengebirge, ihr Bogenverlauf, ihre Büschel, die ganze Gruppierung, die so schön verständlich ist als Folge des allgemeinen Tangentialdruckes und der dadurch erzeugten Häufung der Stauung und Faltung der bewegten Rinde an den älteren steifen Schollen, sie müßten nun die Folge sein der primären Lage der Verschluckungszone mit ihrer Masseneinsaugung. Eine Ursache für die Anordnung dieser sonderbaren negativen Vulkane wäre erst noch zu suchen. Für das Vorkommen solcher Verschluckungszone in den Gebirgen kennen wir keinen Anhaltspunkt in den bisherigen Beobachtungen über Gebirgsbau, keinen in den Erfahrungen über den Vulkanismus der Erde, keinen aus dem Gebiet der Erdbebenforschung. Die neue Theorie ist bisher eitel Spekulation. Vielleicht aber soll das Verschlucken erst eintreten in einem späteren Stadium der Faltung als Folge derselben an Stellen zu großen Falteniefganges? Dann könnte es aber nicht zugleich die Ursache der ganzen Bewegung sein! Der Deckenbau würde nach der Verschluckungstheorie von beiden Außenseiten her nicht durch Überschiebung von Gewölben, sondern durch Unterschieben von Mulden gegen die zentrale Verschluckungszone hin entstehen? Dadurch könnte aber niemals eine oberostalpine D. sich bilden, deren Sedimente mit fast unveränderter Fazies, wie es in den E-Alpen tatsächlich der Fall ist, in einer geschuppten Platte, ausgehend vom N-Rand der Dinariden, den ganzen Alpenkörper bis über den Allgäuflüsch überspannen. Niemals wäre die Gleichheit sedimentärer Fazies von den Mithen mit dem innersten Teil der Engadinalpen, niemals die Masse von Geröllen vom S in der Nagelfluh am N-Rand verständlich, überall stünden dazwischen die trennenden Verschluckungszone. Niemals könnten die Schürflinge aus den S-Alpenzone unter den Deckenstirnen am N-Rand zum Vorschein kommen, welches Phänomen doch von den W-Alpen bis weit in die E-Alpen und die Karpathen so wunderbar ausgesprochen ist. Entgegen den Tatsachen müßte nach der Einschluckungstheorie aller Transport von Schürflingen und Schuppen und fremden Fazies zentripetal nach der Verschluckungszone hin gerichtet sein! Oder sollen die Wurzelzone der alpinen Dn. selbst die Verschluckungszone sein? In der Gegend von Bellinzona z. B. stechen ja Deckenwurzeln gegen einen erstarrten Magmaherd hinab! Allein dort wäre das „aufsaugende Magma“ jünger selbst als die letzten wurzelüberkippenden Phasen der Faltung und Überschiebung, und es liegt wie emporgesogen hauptsächlich im Kern der größten Aufwölbung der Dn., die keineswegs dort hinab eingesogen worden sind. Damit würde auch die Tatsache des Fernschubes und die Einseitigkeit des Deckenschubes nicht aus der Welt der Erkenntnis geschafft. Warum biegen in den Wurzelzone auch jüngere Sedimente und warum diese strichweise dabei nicht kontaktmetamorph, sondern in DM-Zustand gequetscht, in die Tiefe hinab? Genug an diesem Orte! Eine Verschluckungstheorie, die mit rein erfundenen Vorgängen operiert, kann die Erkenntnis des Deckenbaues nicht zerstören.

Was Ampferer zu dem Zwiespalt geführt hat, als guter Beobachter die Silvretta-D. anzunehmen und gleichzeitig als schlechter Theoretiker die „Deckentheorie“ zu bekämpfen, zeigt sich in seiner erstgenannten Arbeit. Dort handelt es sich nicht um die Tatsachen im Bau der Erdrinde, sondern um einen Versuch, die Entstehung der Faltengebirge rein deduktiv abzuleiten. Dabei betont Ampferer zuerst, daß, wenn wir zur Erleichterung unserer Vorstellung die Erde in

leichter faßbare kleinere Dimensionen kleiden, wir uns auch proportional die andern Momente wie Kraft, Gewicht, Festigkeit, Reibung usw., verkleinert denken müssen. Gewiß hat er damit Recht. Allein es gelingt ihm nicht, hierin einigermaßen konsequent zu sein. So ist denn schon sein erstes Hauptresultat, auf das alles weitere aufgebaut wird, ganz falsch: Es sei in der „Erdhaut“ eine Fernleitung der tangentialen Schubkräfte bei schwindendem Kern völlig unmöglich, weil der Tangentialdruck so groß sei, daß er an jeder Stelle die Erdhaut zermalme und ein zermalmtes Stück den Gewölbedruck nicht weiter leiten könne. In dieser Reflexion ist übersehen, daß die dünn-schichtige Erdhaut viel eher faltend und überschiebend ausweichen wird, als daß sie es irgendwo zum Zermalmen kommen ließe. Es ist übersehen, daß die Erdhaut ungleiche — steifere und biegsamere — Regionen hat, und der Tangentialdruck sich in einem bestimmten Erdring gar nicht weiter steigern kann, als es für das faltende Ausweichen der biegsamsten Region nötig ist, das wie ein Ventil gegen den von Ampferer angenommenen Zermalmungsdruck wirkt. Um nun auch anschaulich zu machen, daß bei Kernkontraktion „niemals eine Summation der gesamten Druckkräfte und Zusammenleitung derselben gegen eine Stelle stattfinden kann“, fällt er sofort in einen weiteren schweren Deduktionsfehler: Man solle sich, so verlangt er, einen Globus mit einem Ölfarbenanstrich, der noch nicht spröde eingetrocknet sei, vorstellen und dann den Globus sich ein wenig kontrahierend denken. Die Oberfläche der Farbhaut werde überall sich etwas runzeln, aber nicht gehäufte Faltung der einzelnen Zonen ergeben. Nach seiner eigenen Mahnung hätte aber Ampferer merken sollen, daß in diesem, übrigens bloß gedachten, nicht ausgeführten Experiment die Reibung, das Festkleben und Festhaften seiner „Erdhaut“ an der Unterlage relativ zu allen übrigen Verhältnissen vielhundertmal zu groß ist und zugleich falsch ist, weil die kontrahierende Unterlage in seinem Experiment relativ starr ist und die Haut daran anklebt. Für die wirkliche Erdrinde ist das umgekehrte der Fall. Die Reibung an ihrer Unterseite ist jedenfalls fast verschwindend klein im Vergleich zu ihrer Festigkeit. Die Bewegung kann sich die gewillten Schichten aussuchen und die Unterlage ist plastisch bis mehr oder weniger flüssig, jedenfalls sehr leicht beweglich. Bei richtiger Proportionalität hätte er sich im Experiment seine Farbhaut fast reibungslos auf einer Flüssigkeit schwimmend denken sollen. Dann hätte Druckleitung und Fernschub durch große Stücke derselben stattgefunden und an der schwächsten Stelle hätte sie sich, den Gesamtschub summierend, aufgefaltet. So geht es weiter. Ein Fehler türmt sich über den andern, und immer wird auf diesem irrtümlichen Fundament weiter gebaut. Hier ist nicht der Ort, dieses ganze Spekulationsgespinnst allseitig zu zergliedern. Allein wir müssen es zurückweisen als nichtig und unfähig, unsere Auffassung von der Faltung der Erdrinde und der Deckenbildung zu zerstören. In so komplizierten Erscheinungen, die unsere Kenntnisse und unsere Vorstellungen noch weit überragen, könnten auch wir ebensowenig als einst Pfaff und Guebhard, jetzt Ampferer oder Schwinner sicher deduzieren, wie es etwa in der Mathematik und einzelnen Teilen der Physik usw. geschehen kann. Wir halten deshalb Ampferers Standpunkt prinzipiell für verfehlt. Die einzigen festen Tritte in der Stufenleiter der Erkenntnis sind hier die beobachteten Tatsachen. Der Deckenbau der Alpen ist nicht mehr und nicht weniger als eine Erkenntnistatsache. Die Bezeichnung „Deckentheorie“ dafür lehne ich als heute veraltet und unrichtig geworden ab. Die Deckentheorie fehlt uns noch zum größeren Teil. Auch uns ist die Erscheinung des Deckenbaues noch vielfach in ihrer Entstehung ein Rätsel, aber die Unvollkommenheit unseres tieferen Verstehens der mechanischen Vorgänge darf nicht darüber entscheiden, welche Beobachtungen wir annehmen und welche wir ausschalten oder verleugnen sollen. Jedenfalls lassen wir uns durch die fehlergespickten theoretischen Spekulationen Ampferers nicht die Lichter ausblasen, die uns durch die Erkenntnis des Deckenbaues über zahllose Tatsachen aufgegangen sind!

Ostalpen und Westalpen.

Über das Verhältnis und die Abgrenzung von E-Alpen und W-Alpen ist schon reichlich genug gesucht, getastet, geschrieben, spekuliert und auch phantasiert worden (Mojsisovics 1873, Rothpletz, Diener 1891, Lorenz, Mylius, Paulcke, Seidlitz usw.). Ich verweise auf S. 34 u. 37, 38. Die alte große Quer-

tallinie: Septimer—Oberhalbstein—Lenzerheide—Chur—Rheintal, welche E-Alpen und W-Alpen in ihren Gesteinen scheidet, ist keine „Sutur zweier verschiedener Gebirge“, auch keine Querverschiebung innerhalb eines Gebirges, sondern wir befinden uns hier auf einer Querzone der Alpen mit starkem Axialgefälle nach E. Streckenweise verdient dieselbe fast den Namen einer Querflexur. Der W-Teil der Alpen sinkt mit seinen Gesteinen und Falten unter den E ein. Dennoch sind die Berge in ihrer mittleren Höhe beiderseits der Querzone des Axialgefälles gleich hoch. Die Ausgleichung kommt dadurch zustande, daß von der axial höheren W-Seite nach den Gesetzen der Erosionsbasis und der Gipfflur das sonst überragende, das sind die E-alpinen D., durch Verwitterungsabtrag weggenommen ist. Der W-Rand der E-Alpen ist einfach ein Erosionsrand, in seiner Lage bedingt durch die Querflexur, welcher er vorherrschend nachtastet. Die Hauptüberschiebungsfäche der ostalpinen Dn. mit ihren Schürflingszonen ist entlang diesem W-Erosionsrand der E-Alpen durchweg zu verfolgen. Der W-Abbruch der Ostalpen zeigt uns im Querprofil ihrer Dn. die ungeheuren Faziesdifferenzen in Trias, Jura und Kreide beiderseits des Rheines zwischen W-Alpen und E-Alpen, die lange Zeit ein großes Rätsel waren. Sie sind nicht plötzliche Wechsel zwischen W und E, sondern Wechsel zwischen unteren und oberen Stockwerken im alpinen Deckenbau, und sind, zurückversetzt in ihr ursprüngliches Ablagerungsgebiet, Wechsel auf große Distanzen zwischen N und S. Die Ostalpengesteine kommen 50—300 km weiter von S her als die Unterlagen, die von ihnen bedeckt werden, und sie reichten ursprünglich noch ein bedeutendes Stück weiter W als heute.

Der W-Rand der Ostalpen verläuft von Pfronten—Oberstdorf (Bayern) gegen SW, trifft gegenüber Werdenberg das Rheintal. Er zieht dann unten am W-Abhang der Dreischwestern über den W-Rhätikon. Dort folgt eine mehr als halbkreisförmige Ausbiegung von etwa 25 km Durchmesser nach E um das durch Denudation entblößte Penninikum (Prättigau—Schanfigger—Flysch) der Unterlage. Der Randbogen dieses großen Halbfensters von Prättigau und Schanfigg läuft entlang dem S-Rand von Falknis, Scesaplana, Sulzfluh, Madrishorn, über Klosters, W Weißfluh, dann am S-Gehänge von Schanfigg nach Gürgaletsch. Weiter zieht er dann N—S an der E-Seite des Paßtales der Lenzerheide hin, das Lenzerhorn und den P. Michel einschließend. Am E-Gehänge von Oberhalbstein folgen mit V. d'Err und Julierpaß Halbfenstereinbuchtungen gegen E, und S des Septimer die große Einbuchtung des Oberengadin von Septimer—Sils—Silvaplanasee—E-Seite des Fextales bis unter P. Tremoggia. Nun schließt sich das große zackig umrandete Halbfenster des Gebietes von V. Malenco an. Die Überschiebung ist, von der Talbildung angeschnitten, am S-Abfall des Berninagebirges bis zum Passo d'Uer zu verfolgen. Dort greift sie über den Grat, berührt den Poschiavosee und biegt im Deckengewölbe wieder nach W über den Paß zurück. Die Schnittlinie der ostalpinen Dn.-Überschiebung mit der Oberfläche fällt hier mit dem N-Rand ihrer steilgestellten Wurzelzone zusammen und streicht demselben entlang. Dabei kreuzt sie V. Malenco bei Torre, V. Masino bei Cevo, zieht nach kurzer Unterbrechung durch das Bergellermassiv in die Tessiner Alpen, kreuzt zwischen Arbedo und Bellinzona den Tessin, W Locarno die Maggia. Gegen SW verläuft die N-Grenze der ostalpinen Gesteine zwischen Ivrea-Zone und Sesia- (Canavese-) Zone bis nach Ivrea, wo erst die Wurzeln der ostalpinen Dn. mit ihrem noch eben erhaltenen SW-Zipfel unter der Poebene verschwinden. Das Ostalpine zieht also noch als Wurzelzone weithin gegen W dem S-Rande der Alpen entlang.

Im Unterengadin, N des Inn, treffen wir auf einen Unterbruch, ein großes Loch in den E-Alpen, das „Unterengadinerfenster“ (P. Termier). Penninische Bündnerschiefer und Flysch werden hier unter einem Erosionsrahmen von Klippen

und ostalpinen Deckengesteinen sichtbar. Das Unterengadinerfenster reicht von Ardez bis weit über die Schweizergrenze, bis Prutz SE von Landeck hinaus, und vom Inn nach NW bis über den Grenzkamm gegen Tirol. Etwas weiter N schließt sich (Gargellen) noch ein kleines Fenster, wenigstens eine Durchlöcherung des Silvretta-kristallin, an. Das Unterengadinerfenster hat in SW—NE ca. 57 km Länge und 15 bis höchstens 19 km Breite. Die Hälfte gehört zur Schweiz, die Hälfte zu Tirol.

Das ganze Gebirge E-Graubündens wird von den ostalpinen Dn. gebildet mit Ausnahme der genannten Durchlöcherungen: 1. Halbfensterbucht von Prättigau und Schanfigg, 2. kleinere Einbuchtungen am W-Rande V. d'Err und Julierpaß und im Oberengadin von Maloja bis Silvaplanasee, 3. in Italien sich anschließend das große Halbfenster von Malenco, mit einer schmalen Bucht über Passo d'Uer bis Poschiavosee reichend, 4. Unterengadinerfenster. Den Fenstern stehen nur wenige Klippen in der nächsten Umgebung als Zeugen einst größerer Verbreitung gegenüber: P. Scalotta im oberen, P. Toissa im unteren Oberhalbstein, beide an der W-Seite der Julia, Monte Aquarossa in Malenco, P. Cravasalvas Oberengadin als Halbklippe und W des Rheins die Grabserklippe (S. 665).

Wie in einem Kleide am ehesten da ein Loch entsteht, wo es durch einen Vorsprung des unterliegenden Körpers stärker exponiert ist, so entstehen im Gebirge größere „Fenster“ am leichtesten über Aufwölbungen der Unterlage. Dies ist zugleich ein Ausdruck des Gesetzes der Erosionsbasis und der Gipffelfur, die Folge des verstärkten Abtrages in höheren Regionen. So entsprechen die genannten Halbfenster und Fenster in den schweizerischen E-Alpen axialen Aufwölbungen und liegen, das erste in der Verlängerung des Aar-M., das zweite in derjenigen der Adula. Ihre Denudation greift nur bis in den Flysch und Bündnerschiefer, nirgends bis in die Trias der obersten penninischen Dn. hinab. In E wiederholt sich etwas Entsprechendes in weit größeren Dimensionen im „Tauernfenster“. Das Malencofenster durchbricht die Margna-D. und das Surettamesozoikum und greift noch in die Surettagneise hinab. Es liegt in der „insubrischen Firstaufwölbung“, die von den ostalpinen und penninischen Dn. gemeinsam gebildet und deren Kern teilweise vom Bergellergranit ausgefüllt wird, und endigt mit Axialtauchen im Puschlav. Unser Land erreicht im S-Puschlav noch das zusammenhängende, annähernd senkrechte Abbiegen seiner Gesteinsmassen in die Wurzel hinab. Da stoßen wir auf die Tonaleserie mit Gabbro, Kinzigit, Sillimanitgesteinen und die synklinale Sassalbozone mit Sedimenten von Carbon bis oberer Kreide. Davon weg gegen W und E streicht noch auf eine lange Strecke die Wurzelzone der ostalpinen Dn. durch italienischen Boden (Veltlin). Die Grenzlinie zwischen den ostalpinen Wurzeln (Taf. XXVII) und dem Kristallin der Dinaridenzone ist es, die gegen E zur „Iudiciarienspalte“ wird.

Die Gliederung der ostalpinen Decken.

Die in unseren Tafeln XXVI und XXVII gegebene übersichtliche Darstellung der Verbreitung und Lagerung der ostalpinen Dn. stützt sich auf die bisherigen und die neuesten (bis 1920) Beobachtungen. Sie war mir nur möglich durch die besondere Mithilfe von Arbenz und seinen Spezialschülern für Rhätikon und Arosergebirge, und von R. Staub für das ganze Engadinergebiet und das S anliegende Gebirge.

Die ostalpinen Dn. Graubündens zerfallen in drei Gruppen:

1. Die unterostalpinen Dn. Innerhalb des Ausbreitungsgebietes derselben zeigen sich zwei tektonisch ganz verschiedene Gebiete.

a) Das S-Gebiet reicht von den Wurzeln im Puschlav und Veltlin auf 45 bis 55 km Breite bis an die Linie Tiefenkastral—Albulapaß—Inn, in der kräftigsten Entwicklung nur bis an die Linie Albula—Bormio. Hier enthalten diese Dn. mächtige kristalline Kerne, welche vorherrschend aus Graniten, Banatiten, Monzoniten und Dioriten mit Casannaschiefern und Gneisen gebildet werden. Sie sind nur getrennt durch meistens stark ausgedünnte Pakete mesozoischer Sedimente, wohl über 20 km mächtig übereinander aufgetürmt und sinken axial gegen E ein — auf der Querlinie Berninapaß geschieht dies recht rasch in Form einer teilweise nach E überkippten Querflexur. Die Falten innerhalb der unterostalpinen Dn. streichen vorherrschend W—E, die allgemeine Hauptbewegung war S—N. Der Zusammenhang von Wurzel und D. ist in der Umrandung des Malencogebietes, im Puschlav und weiterhin E davon (Ortler) erhalten.

b) Im N-Gebiete zeigen sich die unterostalpinen Dn., ähnlich wie die ihnen unterliegende Margna-D., fast plötzlich verquetscht zu Linsen und Schuppenzonen. Nur als kleine Schürflinge setzen die kristallinen Kerne in unterbrochenen Fetzen fort. Die postpaläozoischen Sedimente bilden den gegen N reichenden Hauptbestand. Streckenweise erinnert die Mischung der stark reduzierten sedimentären Deckenmäntel an die Mischung eines Kartenspieles. Bald setzen die einen, bald die andern Glieder aus oder erscheinen doppelt oder mehrfach. Die Mächtigkeit des ganzen Paketes kann auf 4000, 2000, auf 200 m zurückgehen oder auch ganz aussetzen. In diesem verquetschten und verschuppten Zustande verfolgen wir die unterostalpinen Decken vom W-Fuße des P. Michèl bei Tiefenkastral am E-Gehänge des Lenzerheide-Paßtales, dann in einem Bogen rings am Rande des Schanfigger-Prättigauer-Fensters bis an das W-Ende des Rhätikon. Im E umsäumen die unterostalpinen Dn. in gleicher Quetschung und Schuppung das Unterengadinerfenster. Einzelne Schürflinge tauchen sogar wieder unter dem N-Rande der Vorarlberger- und der bayrischen Kalkalpen hervor. Diese Stellen liegen über 120 km N der Wurzelzone. Gegen E erstrecken sich die unterostalpinen Dn. durch die Tauern und den Semmering bis Wien („lepontinische Dn.“ Suess) und haben ihre Äquivalente in den Karpathen. Die Hauptfundgebiete der verschuppten Mesozoica der unterostalpinen Dn. sind also: 1. Gebirge von Arosa W- und N-Rand, 2. Rhätikon und 3. Umrandung des Unterengadinerfensters.

Das ganze Gebirge S der Linie Tiefenkastral—Bergün—Zuoz—Inn wird vorherrschend durch die unterostalpinen Dn. gebildet, die hier von R. Staub in 4 bis 5 Teildecken gegliedert worden sind, von unten nach oben: Sella-D., Err- (Albula-) D., Bernina-D., Languard-D. Die oberste der unterostalpinen Dn., die Campo-D. trennen wir jetzt als mittelostalpine D. ab. Die jeweiligen höhere D. ist meistens die der Fläche nach größere (Taf. XXVI und XXVII).

Die Stratigraphie der ostalpinen Dn. ist durch folgende Vorkommnisse charakterisiert:

Über den altkristallinen Gesteinen folgt hie und da Carbon, sehr oft Verrucano mit Porphyren. Die Trias steht in ihrer Entwicklung zwischen der verkümmerten penninischen und der echt ostalpinen. Sie läßt sich ostalpin gliedern, ist aber noch viel weniger mächtig als mittelostalpin. Der Hauptdolomit enthält noch Quartenschiefer. Das Rhät ist schon unterostalpin gut mit Fossilien und in Abteilungen entwickelt. Der Bündnerschiefer wird, vermittelt durch Übergänge, vom Allgäuschiefer ersetzt, und an der Basis des Lias erscheinen überdies, bunte, rote und weiße Liaskalke (Echinodermenbreccien, Belemnitenkalke, Breccien) vom Typus Arzo—Hierlatz, welche stellenweise durch den ganzen Lias hinaufreichen können. Nach dem Vorkommen an der Burgruine von Steinsberg (Ardez) führen sie auch den Namen Ardezer-Lias. Bunte kieselige und kalkige Schiefer entsprechen dem Radiolarit und Aptychenkalk des Malm. Der letztere kann auch durch Riffkalk: Sulzfluhkalk und durch polygene Konglomerate, Falknisbreccie, ersetzt werden. Darauf liegt Biancone oder Neokomfleckenmergel, Tristelbreccie (Schrattenkalk), glaukonitischer bis ölquarzitischer Sandstein (Gault) und, das Senon vertretend, echte Couches rouges. Die „Saluergesteine“ des Oberengadin sind entweder Äquivalente der Falknisbreccie oder der Gosaugesteine. Flysch ist auf die äußersten Stirnregionen beschränkt und dort im Dach der Falknis-D. und der Sulzfluh-D. in geringen Mengen gefunden.

Das ist eine Schichtreihe, die an stratigraphischer Vollständigkeit die penninische weit übertrifft.

Steinmann und seine Schüler und später besonders Trümpy hatten im Rhätikon, Trümpy auch im Arosergebirge, Kreide festgestellt. Allein im innersten Teile der Alpen schienen so junge Gebilde unerhört zu sein, obwohl schon B. Studer nördlich des Silsersee einen Belemniten gefunden hatte, den Agassiz für Neokom bestimmte. Die erste Entdeckung von Couches rouges zwischen den kristallinen Massen S des Inn (S Scans) am P. d'Esen (Campo-D.) stammt von Zöppritz (seine Karte 1906). Hermann Meyer fand 1910 Urgon in den Schamerschuppen (Margna-D.) transgressiv auf Taspinit. Cornelius erkannte 1914 Kreide (Saluverkonglomerat) am P. Nair bei St. Moritz. R. Staub fand Couches rouges 1918 in der Languard-D. am Murtiröl (S Zernetz) und 1919 die ganze Kreide am Salsalbo (Puschlav) und Cadisch fand 1920 nahe Ardez und in der Umrahmung des Unterengadinerfensters, teils zusammen mit R. Staub, die ganze Folge der inneralpinen Kreide der E-Alpen, die sich hier gut gegliedert und weit ausgebreitet erweist, besser als in ihren Ausläufern in den Préalpes und Klippen. Die früheren Funde von Kreidegesteinen durch Paulcke und andere im Samnaun wurden irrtümlich immer mit der Altersfrage des Bündnerschiefers verknüpft. Sie alle betreffen unterostalpine Kreide der Fensterumrahmung, nicht aber den penninischen Bündnerschiefer tiefer im Fenster selbst.

2. Die mittelostalpine oder Campo-D. kann recht gut von den unterostalpinen Dn., denen sie bisher als oberstes Glied zugeteilt worden war, getrennt werden. In der Wurzel hängt sie zwar mit den unterostalpinen Dn. zusammen. Indessen nimmt sie stratigraphisch wie tektonisch eine Mittelstellung ein: Die Kerne granitischer Gesteine nehmen ab, die Casannaschiefer und Gneise zu. Ihre Trias ist schon von kräftiger SE alpiner Ausbildung viel stärker als diejenige der unterostalpinen D. Sie bildet die „Unterengadiner-Dolomiten“, die „Bergüner-Dolomiten“ (P. d'Aela, Tinzenhorn, P. Michèl) und einen Teil der „Aroser-Dolomiten“. Der Quartenschiefer wird durch mächtigen Hauptdolomit verdrängt. Dagegen ist die Campo-D. im Lias und in der Kreide bedeutend schwächer. Die tektonisch auf-

fallendste Eigentümlichkeit besteht darin, daß von allen ostalpinen Dn. sie allein nach N, weder wie die überliegenden Dn. ausgeschürft, noch mit Erosionsrand abgeschnitten ist, sondern mit schöner Stirn- und Biegung endigt. Die nördlich am weitesten ausholende Stirn- und Biegung ist am Schiahorn und Seehorn bei Davos zu sehen (Taf. XXXIII) und eine weniger weit vorgeschobene großartige höhere N-Rand- und Biegung erstreckt sich am ganzen N-Rand der Unterengadiner-Dolomiten. Die letztere ist die Stirn- und Biegung, welche schon Studer und Escher gezeichnet haben, und welche sich in die Überlagerung eingestoßen und die oberostalpine D. unter sich eingewickelt hat. Entsprechend diesen Abschlüssen ist die Campo-D. weiter N in der Schuppenzone des Rhätikon niemals gefunden worden.

E der Berninapashöhe erhebt sich Corno di Campo 3305 m, welchem Gipfel R. Staub den Namen entnommen hat. Die Campo-D. beherrscht fast das ganze Gebiet E. der Linie Berninapash—Scanfs und SE des Inn unterhalb Scanfs. Ihr gehören an das kristalline Gebirge des E-Puschlav, des oberen Veltlins und des Münstertales sowie die Unterengadiner-Dolomiten und der Ortler gegen SE bis weit über die Schweizergrenze hinaus. Nur Klippen der Silvretta-D. überlagern sie hier. Die Arosler-Dolomiten werden von einem tieferen Teillappen der Campo-D., der weiter nach N greift, gebildet. Die innere Struktur der Campo-D. ist, besonders südlich des Inn, noch unvollständig bekannt, vielleicht umfaßt sie mehrere Teildecken.

3. Die oberostalpine oder die Silvretta-D. bildet auf Schweizerboden eine einzige tektonische Einheit. Die Wurzelzone liegt S im insubrischen Gebirge des Tessin, an der S-Seite der Adda im Veltlin und zieht über Tonale in den N-Rand der dinaridischen Zonen bis Lienz, im W bis Ivrea. Von der Wurzel über die Firstlinie der insubrischen Stauungsphase ist die oberostalpine D. abgetragen. Der direkte Zusammenhang von Wurzel und D. ist erst E der Tauern vorhanden. Im Gebiete des Münstertales und Scarltales sind eine Anzahl schöner Klippenkappen auf den Gipfeln geblieben. Erst nachdem die D. zu einer Einwicklung tief herabgetaucht ist, bleibt sie in Graubünden zusammenhängend erhalten. Ihr S- und SE-Rand ist also ein Erosionsrand mit tektonischer Komplikation. Im Albulagebirge setzt sie mit verkehrter Trias, weiter gegen E mit aufgeschobenem Altkristallin auf der Linie N Albulapash, S P. Kesch, Cinuskel, P. Nuna, S Zernetz, Val Sampuoir ein. Am S-Rand des Unterengadinerfensters verläuft unter der Stirn- und Biegung der Trias der Campo-D. (Zone Tarasp—Clemgia—Gravalada) im sogenannten „oberen Gneiszug“ die oberostalpine D. als die liegende, eingewickelte, stark zusammengequetschte Mulde. Am NW-Rand des Fensters dagegen verläuft die untere Grenze am S-Absturz des gewaltigen altkristallinen Gebirges von Guarda um P. Cotschen, durch V. Urschai, E Fluchthorn durchs Fimbartal. Von dieser SE-Erosionsumgrenzung weg gegen N ergießt sich die oberostalpine D., ein altkristallines hochmet. Gebirge als Kern einschließend, weit bis an den bayrischen Alpennordrand. Granitische Tiefengesteine wie in den unterostalpinen Deckenkernen sind im Kern der oberostalpinen Dn. sehr selten und fast bedeutungslos. Gneise (Augengneise, Biotitgneise, Paragneise verschiedener Art) und mächtige Zonen prachtvoller Amphibolite, Porphyrite in Gängen, wie sie alle den unterostalpinen Kernen nahezu fehlen, herrschen in dem ausgedehnten Alt-Kata-RM-Gebirge vor. Die Trias ist

mächtig E- und S-alpin, der Jura in der Schweiz nicht mehr, in Vorarlberg und Oberbayern dinaridisch entwickelt, erhalten. Kreide ist kaum bekannt, nicht erhalten? Zu dieser oberostalpinen D. gehören die N-Kalkgebirge der E-Alpen (Vorarlberg, Allgäu, Tirol usw.).

Die mannigfach gefaltete und verschuppte Platte der oberostalpinen D. erstreckt sich von ihrem S-Erosionsrand (Bormio—Bergün) zusammenhängend, nur hier und da von Fenstern durchlöchert, gegen N fort bis über die Schweizergrenze hinaus. Sie überholt oft den N-Rand der unterostalpinen Dn., greift bis über den helvetischen Flysch und die helvetische Kreide von Vorarlberg und Bayern, und bis nahe an den Rand der Molasse (Taf. XXVI und XXVII). Von dieser Überschiebung sagten — wahr und schön — Ampferer und Hammer im Anblick ihrer Endigung im Allgäu: „Es ist der Ausstrich einer Bewegungsfläche ersten Ranges, die mit monumentaler Geberde zwei Gesteinswelten scheidet.“ Die Falten und Schuppen dieser D. streichen, von lokalen anderen Zerrungen abgesehen, vorherrschend SW—NE bis WSW—ENE, Schubrichtung im allgemeinen SSE—NNW. Nach den höchsten Gebirgen des oberostalpinen Deckenmassives hat mit Recht diese oberostalpine D., die am weitesten ausgreifend erhaltene der Schweizeralpen überhaupt, den Namen der Silvretta-D. erhalten. Das früher für autochthon angesehene Silvretta-M. von 95 km SW—NE-Axe und bis 35 km Querdimension mit samt seiner Wellen- und Fächerstruktur hat sich als ein echtes Dn.-M. gezeigt, alles schwimmend auf den Sedimenten tieferer Dn. Darin liegt die Erklärung für die schon von Escher beobachteten und von Studer mitgeteilten Erscheinungen: Ringsum Übergreifen der kristallinen Schiefer über das Kalkgebirge, Abweichen der Längsachse des ganzen M. (NE) von der Streichrichtung seiner Gesteine und seiner Schieferung (ENE bis E). Weil das Silvrettakristallin eben eine Überschiebungsmasse, eine große Klippe ist, hängt seine Umrißgestalt von der Unterlagshöhe und dem zackigen Erosionsumriß, nicht von seinen eigenen Gesteinen und seinem inneren Bau ab. E Landeck hängt es durch eine noch ca. 4 km breite Brücke mit dem weit ausgedehnten Ötztaler-M. zusammen, das seine, ebenfalls durch Erosion umgrenzte Fortsetzung darstellt. Die Überschiebungsbreite in NNW-Richtung mißt im Grundriß von der Wurzel im Veltlin bis an die Stirn im Vorarlberg 115 km und bis an den Pfrontenberg in Oberbayern über 140 km. Die erhaltene Mächtigkeit steigt über 5 km.

Eine Teilung in eine südliche mächtige, kernstarke und eine nördliche ausgewalzte und verschürfte Zone, wie sie bei den unterostalpinen Dn. so auffallend ist, kommt bei der Silvretta-D. nicht vor. In fast konstanter Mächtigkeit reicht sie, nur nach Erosionsabtrag stark wechselnd, von den wurzelnahen Gebieten bis an den N-Rand der Alpen. Sie ist nirgends verschürft, nirgends weggequetscht. Sie war eben die oberste, und sie war eben dasjenige tektonische Stockwerk, das die unterliegenden unterostalpinen Dn. und dadurch auch die Margna-D. so arg mitgenommen, streckenweise zu einem Packwerk von Schürflingen umgewandelt oder gar gänzlich unter sich weggefegt hat. An manchen Stellen liegt sie jetzt unmittelbar dem penninischen oder helvetischen Gebirge aufgeschoben, während an ihrem N-Rande die Schürflinge aller Art erscheinen wie der von einem Besen hinausgefegte Kehrriech.

Es ist die gleiche Erscheinung in noch viel großartigerem Maßstabe, wie wir sie auch vor dem N-Rand der helvetischen Dn. oder vor dem N-Rand der Préalpes in Gebieten finden, wo die Silvretta-D. niemals hingereicht hat.

Im Gebiete der ostalpinen Dn. überhaupt treffen wir also auf sehr verschiedene Zonen: In S-Bünden die großen zusammenhängenden Dn., z. T. noch an ihrem Wurzelstiele hängend. Gegen N haben die oberen Glieder die unteren verschürft (Schuppenzonen), und die Verschürfung greift bis in penninische Massen hinab. Anders als die Verschleppung durch Verschürfung nimmt sich die Verschleppung von durch Erosion abgetrennten oder tektonisch abgerissenen Stücken durch die Bewegung ihrer Unterlage aus. In dieser passiven Weise weit abgerückt, nicht mehr von der mächtigen Silvretta-D. verquetscht, liegen W der erhaltenen E-Alpen ihre verirrtten Abkömmlinge, die Klippen und die Préalpes. Der Schweiz fehlend, folgen in Bayern und Salzburg über der Silvretta-D. noch weitere Überschiebungen mit abweichender Fazies ihrer Sedimente, die Hallstätter- und die Dachstein-D., die wir nun als hochostalpine D. bezeichnen.

Alle neueren Untersuchungen in Graubünden haben die Teilung in oberostalpine und unterostalpine Dn. oder Deckengruppen, als den Tatsachen gut angepaßt, festgehalten. In den E-Alpen hatte sich unterdessen, besonders durch L. Kober, eine etwas andere Teilung und Benennung ergeben. Freundschaftlichem Verkehr ist es sodann gelungen, die in Kolonne III der folgenden Tabelle angegebenen Bezeichnungen zu vereinbaren.

I Graubünden: Hoek, Zyndel, Staub, Trümpy, Arbenz u. a. bis 1918	II Alpen E Graubünden: Süß, Uhlig z. T., L. Kober bis 1918	III Übereinkunft 1919: R. Staub, L. Kober, Alb. Heim
Fehlt in der Schweiz	oberostalpine D.: Hallstätter- und Dachstein-D.	hochostalpine D.: Dachstein- und Hallstätter-D.
ostalpine D.: Silvretta, Scesaplana	unterostalpine D.: zugleich: Nappe de Bavière, n. Lu- geon u. Termier; n. Ampferer: Inntal-D., Wetterstein-D., Lech- taler-D., Allgäuer-D.	ostalpine D.: Silvretta, Ötztal, Pinzgau, bay- risch-tirolische Kalkalpen
unterostalpine D.: Campo-D., Languard-D., Berni- nina-D., Err-Albula-D., Sella-D.	Lepontische Decken: Semmering, Radstätter, Brenner	mittelostalpine D.: Campo-D.
Penninische Dn.		unterostalpine Dn.: Languard-D., Bernina-D., Err-D., Sella-D. Penninische Dn. Magna-D., Suretta-D. usw.

Der Vorschlag, die Campo-D. als „Mittelostalpine D.“ von den unterostalpinen abzutrennen, ist erst vor kurzem von R. Staub ausgegangen. Wir schließen uns demselben an, denn die Campo-D. nimmt nach Lage, nach tektonischem Charakter und besonders nach der Fazies ihres Mesozoikums eine Mittelstellung zwischen Unterostalpin und Oberostalpin ein. Wir dürfen aber andererseits nicht vergessen, daß Silvretta-D. und Campo-D. bis in die Wurzel hinab, so weit dieselbe entblößt ist, getrennt sind, während die scheidenden Mesozoika zwischen Campo- und Languard-D. nicht so tief hineinschneiden, vielmehr die Campo-D. in der Wurzel mit den unterostalpinen Dn. verschmilzt.

Der Zusammenhang zwischen Ostalpin, Klippen und Préalpes.

Im ostalpinen Gebiete konnten die wurzelnahen kristallinen Massen zuerst nicht gegliedert werden. Die stratigraphische Kenntnis hatte aber schon lange in den Préalpes eingesetzt. Die Untersuchungen liefen dann gewissermaßen über dieselben hinaus auf die Klippen als Brücke bis in den Rhätikon und von da drangen sie allmählich gegen S zwischen die kristallinen Massen hinein.

Die Klippen wurden zuerst mit den „Lepontischen Dn.“ in Zusammenhang gebracht. Unpräzision dieser Bezeichnung spielte mit. Zyndel war der erste, welcher fand, daß sie fazial und tektonisch eher mit den unterostalpinen Dn. als mit den penninischen („lepontischen“) sich zusammen ordnen lassen. A. Jeannet betonte sodann intensiv den ostalpinen Habitus der Klippen. Zöpplitz, Cornelius, R. Staub fanden zwischen den unterostalpinen kristallinen Massen auch den Quartenschiefer und über dem Jura romanische Kreide (Couches rouges) in wurzelnaher Region. Schüler Steinmanns (besonders Th. Lorenz) entdeckten die entsprechenden Gebilde in der Brücke zwischen Klippen und Engadin: im Rhätikon und Arosergebirge. R. Staub gelang es dann, durch Aufsuchen der mesozoischen Schichtpakete zwischen den kristallinen Kernen sowohl die Teilung als die Parallelisierung noch weiter durchzuführen, indem er vorläufig die Falknis-D. in der Err-D., die Sulzfluh-D. in die Bernina-D., die Zone der Weißfluh (Davos) in die Languard- oder Campo-D. verfolgen konnte. Die „Prättigauer Aufbruchzone“ und die „Quetschzone“ samt den Klippen verrieten sich durch diese Beobachtungen immer deutlicher als die abgeschürften und vorgeschobenen Teile der unterostalpinen Dn. Dadurch ergaben sich die kristallinen unterostalpinen Massen von S-Graubünden als die zu den romanischen Dn. gehörenden, weiter S zurückgebliebenen Kerne; denn die Sedimente der romanischen Dn. greifen in Lagen, Linsen und Keilen zwischen die kristallinen Massen von S-E-Graubünden ein. Auch auf diesem Wege zeigte sich abermals, daß die romanischen Dn. in Klippen und Préalpes die sedimentären, vorgeschürften und verschleppten Stirnregionen der ostalpinen Dn. sind.

Im einzelnen ist die Parallelisierung der romanischen Dn. und der ostalpinen Schuppenzone noch nicht vollkommen festgestellt. Es treten uns da noch folgende Differenzen in der Auffassung entgegen.

	z. T. Jeannet, z. T. Cadisch	R. Staub
Silvretta-D.	Simmen-D.	Simmen-D.
Campo-D.	Breccien-D. nach Rabowski	
Languard-D.	Aroscher Schuppenzone, Breccien-D.	Aroscher Schuppenzone in Arosa u. Rhätikon mit Ausnahme der Ophiolithe
Bernina-D.	(im E fehlend)	Klippen-Sulzfluh-D.
Err-D. Err-Teil-D. Albula-Teil-D.	Klippen-D. { Sulzfluh-D. Falknis-D.	Breccien-D. im W = Falknis-D. im E
Sella-D.		
Margna-, Dent Blanche-D. (früher „rhätische D.“ z. T.)		Niesenflysch, Prättigauflysch inklusiv Ophiolithe und Radiolarite der Todtalzone

Daß die Falknis-D. in die Err-D. übergeht, ist für alle Beobachter heute zweifellos geworden. Cadisch hält die Sulzfluh-Granitschuppe für Errgranit und stellt deshalb den Sulzfluh-Klippenmalm als die Stirnschuppe ebenfalls zur Err-D. R. Staub findet, der Sulzfluhgranit entspreche den Berninagesteinen, und ordnet die Sulzfluh- und Klippen-D. aus diesem Grunde, sowie weil Sulzfluh- und Falknis-D. zusammen kaum den nötigen Wurzelraum in der Err-D. finden, mit der Bernina-D. zusammen.

Damit kompliziert sich weiter die Frage, ob in den Préalpes die Breccien-D. normal über der Klippen-D. folge (die meisten bisherigen Beobachter, Rabowski und Jeannet und unsere Profile XX, 10 und XXI, 14) oder ob sie (Hypothese Lugeon, der R. Staub beiträgt, und unser Profil XX, 13) die untere der romanischen Dn., und die Klippen-D. nur durch Einwicklung unter und vor die Breccien-D. gelangt sei (S. 668). Zugunsten dieser letzten Auffassung kann man geltend machen: 1. daß in den Préalpes Trias und Rhät der Breccien-D. den N-Teilen der Klippen-D. ähnlicher sind, als den S-Teilen der letzteren, 2. daß am Chamossaire die Breccien-D. direkt auf dem Niesenflysch überschoben liege und die Klippen-D. erst weiter N unter die Breccien-D. sich einstelle, und R. Staub hebt hervor, daß die Breccien-D. viel eher mit der Err-D. als mit der Languard-D. zusammengehöre, weil die Breccien dieser beiden hellgrau sind, diejenigen der Languard-D. dagegen dem roten Arzo-Typus angehören. So würde man mit R. Staub zu der Auffassung gelangen, daß die Falknis-D. im E die Breccien-D. im W vertrete. Dagegen komplizieren sich viele Profile in den Préalpes (z. B. XX, 10 und XXI, 14) durch Annahme der Hypothese Lugeon sehr stark und unnatürlich. Vielleicht hat die Breccien-D. gar kein Äquivalent mehr im E, so häufig sonst auch Breccien in allen Stufen in den östlichen Schuppenzonen vorkommen. Die Parallelisierung der Teildecken zwischen Préalpes und S-Graubünden bleibt also heute noch unsicher. Je nachdem die Frage der Deckenfolge in den Préalpes entschieden wird, muß als Kern der Breccien-D. in den Graubündneralpen die Languard- oder die Err-D. (unterer Teil) gelten. Die Hauptsache aber steht vollständig fest: Préalpes, Klippen und Schuppenzone des Rhätikon sind die Stirnregionen der unterostalpinen Decken.

Wir haben schon früher Gründe genannt, warum wir die Bezeichnung „rhätische D.“ ausschalten möchten. Steinmann hatte diesen Namen zuerst für die Arosar-Schuppenzone geschaffen, dann wegen der Ophiolithe auf die oberste Decke in den Préalpes ausgedehnt, dann wurde er wegen der Serpentine auch auf Oberengadin, Malenco und auf die Zone P. Curver—P. Platta übertragen. Allein heute ist festgestellt, daß diese von verschiedenen Gebieten genommenen Massen „rhätischer D.“ verschiedenen Stockwerken im Deckenbau angehören und Ophiolithe und Radiolarit für die Zuweisungen nicht ausreichen. Die „Rhätischen“ Zonen von Malenco, z. T. Bergell und Avers gehören in die Suretta-D., diejenigen von Oberengadin und z. T. Oberhalbstein und Schams in die Margna-D. Die Schuppenzone des Rhätikon und von Arosa ist unterostalpinen Deckengebiet (wahrsch. Languard-D.) und die „rhätische D.“ in den Préalpes, die Simmen-D. ist vielleicht sogar oberostalpin.

Manche Fragen stehen noch offen. So wissen wir noch nicht, ob die mesozoischen Ophiolithe ursprünglich nur dem Penninikum angehören oder normal auch in den unterostalpinen Dn. liegen. Im ersteren Fall müßten wir die Ophiolithe des Rhätikon und am Engadinerfenster von der Margna-D. ableiten, deren abgeschürfte Fetzen auf den Gleitflächen in höhere Stockwerke zwischen unterostalpinen Dn. verschleppt, vielleicht auch eingewickelt und dann laminiert und verstellt worden sind. R. Staub macht zugunsten dieser Auffassung geltend, daß man nirgends primär eingelagerte mesozoische Ophiolithe in den wurzelnahen Regionen der unterostalpinen Dn. findet. Ein zwingender Grund gegen die Annahme, daß Ophiolithe primär in den unterostalpinen Regionen fehlten, liegt aber nicht vor. Wir lassen die Frage noch offen.

Nach W kennen wir die Wurzelzonen der Graubündner-E-Alpen bis Ivrea. Über der Mittelzone der schweizerischen Alpen sind die ostalpinen Dn. von der Septimer—Bodenseelinie an gegen W verschwunden — zerrissen und erodiert. Ihr Brandungsschaum ist an der N-Seite noch in den Klippen und ihre äußersten Wellen sind noch als Préalpes erhalten geblieben. Sie reichen in Savoyen am

Außenrand ungefähr gleich weit nach W, wie die Wurzelzone gegenüber am Innenrand. Der Zwischenraum ist wohl durch passive Verschleppung durch länger aktive, tiefere Gebirgsglieder noch vergrößert worden (Argand).

Der Bau der E-Alpen weiter im E.

Zum Schlusse unserer Einleitung und Übersicht über das ostalpine Gebirge der Schweiz sind wir seiner Fortsetzung weiter nach E noch einige Worte schuldig. Dort streichen ihre Erscheinungen nach ursprünglicher und metamorpher Fazies und nach Bau und Gliederung in Stockwerken fast unverändert fort bis über Wien und in die Karpathen hinein.

Nach den vielfachen tiefblickenden, oft prophetischen Andeutungen und Hinweisen von E. Süss und nach der Tagung des internationalen Geologenkongresses 1903 in Wien, wo Lugeon seinen Vortrag über den Deckenbau der Alpen hielt, überzeugte sich vor allen nach schwerem Kampfe mit sich selbst V. Uhlig von der Richtigkeit der neuen Auffassung. Er setzte nicht nur maßgebend ein mit Umdeutung seiner eigenen Beobachtungen über die Karpathen und Alpen (V. Uhlig, „Der Deckenbau in den Ostalpen“, Mitt. Geol. Ges. Wien 1909), er machte und organisierte daraufhin gerichtete neue eingehende systematische Untersuchungen im Gebiete der Radstätter Tauern und im Hochalmgebiet. Sein vorzeitiger Tod brachte leider einen Abbruch. Seine Mitarbeiter: L. Kober, M. Stark, F. Trauth, F. Seemann, W. Schmidt und F. Becke haben dann unter Leitung des letzteren die Resultate ihrer Feldarbeiten zusammengestellt und unter Redaktion des erstgenannten veröffentlicht. (Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umgebung, Sitzungsberichte der k. k. Akademie der Wissenschaften in Wien, Juni 1912). Wir folgen diesem Berichte:

Es ist erstaunlich, wie einheitlich der Deckenbau mit vielen seiner Besonderheiten durch die ganzen E-Alpen sich erstreckt. Aus den Beobachtungen der genannten kann man erkennen, daß auch dort vorherrschend die gleichen Dn. mit ähnlichem Charakter vorhanden sind, wie in der Schweiz. Auch dort finden sich mehrere Schichtfolgen verschiedener fazieller Ausbildung übereinander geschoben und teils unabhängig voneinander, teils zusammen verfalltet. Der Silvrettamasse aus aufgeschobenem altkristallinem Kern entspricht weiter im E die viel größere Ötztaletalmasse ganz ähnlicher Zusammensetzung. Dem Unterengadinerfenster entspricht über 100 km weiter östlich das viel größere Tauernfenster, wo ebenfalls penninische Gesteinsfolgen unter ostalpinen entblößt sind. Die unteren „lepontinischen“ Dn. entsprechen unseren penninischen. Auch dort ist die Trias schwach entwickelt, sie besteht aus Quarzit und Dolomit; darüber folgt Bündnerschiefer (kalkglimmer- bis kalkarme Phyllite mit Ophiolithen); jüngeres Mesozoikum und Eocän sind bisher nicht gefunden. Die „Molekular-Met.“ überwiegt darin bei weitem die klastische“, die Tektonik entspricht einer Überfaltung aus S wie aus einem Guß. Primäre Diskordanz zwischen den „Zentralgneisen“ und dem Mesozoikum ist nicht nachweisbar, es besteht tektonische Konkordanz. Diese Worte aus dem genannten Berichte passen genau auch auf die penninischen Deckengebiete im Wallis! Die „Klamm-D.“ und „Radstätter-D.“ scheinen Äquivalente unserer unterostalpinen Dn. und die Mandling-D. (Schladmingermassiv?) analog der Silvretta-D. zu sein. Sehr oft wird von Verfaltungen der „lepontinischen mit den ostalpinen Dn.“ gesprochen, welche Erscheinung nach der Beschreibung durchaus unseren Einwicklungen der Silvretta-D. unter die Campo-D. usw. entspricht. B. Sander hat überdies die Deckennatur der E-Alpen in einer

ganz originellen Art begründet, die in manchen Punkten an Termiers Auffassung der Westalpen anklingt. Ganz ebenso wie verschiedene Fazies, so charakterisieren auch verschiedene Abstufungen der Metamorphose (DM + RM) die verschiedenen Deckenstockwerke, und machen sie in ihrer Überlagerung erkennbar.

Außerdem aber treten gegen E stratigraphische Änderungen allmählich ein. Die auffallendste Erscheinung in dieser Art scheint eine Transgression von Nummulitenkalken zu sein, welche eine Abrasionsfläche der älteren Dn. in relativ unveränderter Lagerung schon vor dem Aufschieben der Hallstätter- und Dachstein-D. überkleideten. Von Nummulitentransgression ist in den Graubündneralpen, wenn sie je vorhanden war, keine Spur geblieben. Es mag sein, daß jene ostalpine Einsenkung kurz vor Ende der Deckenbewegungen im W gar nicht stattgefunden hat. Eine weitere Besonderheit des E ist das Auftreten der hochostalpinen D. mit ihrem Silur, Devon und Culm. Es ist zu hoffen, daß die neue Einsicht auch im E weitergeführt werde und daß die Fruchtbarkeit derselben sich bald in klar gezeichneten Karten und Profilen auszudrücken vermöge, ausreifend das von V. Uhlig begonnene Werk!

Alle Tektonik, soweit wir sie heute von den östlichen E-Alpen kennen, zeigt uns auch dort große Erstreckung der Dn. in der Streichrichtung des Gebirges mit oft erstaunlichem Aushalten oder doch nur geringem Wechsel der Fazies in dieser Längserstreckung, einheitliche weite Bewegung primär von S nach N. Wer sollte da noch zwischen die Gebirgswellen dieser Rindenflut hinein Raum und Möglichkeit für einen primären E→W-Schub annehmen können!

II. Die unterostalpinen Dn. im Bernina- und Julier-Err-Gebirge.

(Taf. XXVI und XXVII oberes Profil.)

Auflagerung des Unterostalpinen im Berninagebirge.

N der Deckenfirstantiklinale, die durch den Passo d'Uer streicht, setzt mit gewaltig treppenförmig gestuftem Erosionsabsturz an der S-Seite des Berninagebirges, das unterostalpine Deckengebirge ein. Seine Glieder fallen hier alle, einem eingesunkenen Deckenrücken, der „Oberengadiner Deckensynklinale“, gegen N und zugleich einem allgemeinen Axialgefälle gegen E gehorchend, ein. Aus der Kombination dieser beiden Fallrichtungen ergibt sich ein allgemeines NE-Fallen, schwankend von 10 bis 25°, für dieses ganze Bernina-Deckengebirge. Die W—E laufende Firstlinie des einseitigen Gebirgsdaches ist aber schon weit von der ursprünglichen tektonischen Firstlinie der Alpen überhaupt gegen N zurückgewittert. Sie bildet eine Reihe hoher Gipfel, darunter die höchsten der E-Alpen überhaupt: P. Tremoggia 3492 (Trias der Margna-D.), P. Glüschaint 3600, la Sella 3587, P. Roseg 3943, P. Bernina 4055, P. Zupô 3999, P. Palü 3912, P. Cambrena 3607.

Die Unterlage des Berninagebirges ist an der S-Seite tief entblößt. Da ist Val Malenco bis 3000 m unter die Basis des Ostalpinen eingehöhlt in Gneis, Trias und besonders in mächtigem Serpentin der Suretta-D. Über den Suretta-Serpentinen erstreckt sich hoch oben im N-Hintergrunde der Malencotäler der Ausbiß der gequetschten, ausgedünnten Margna-D. unter der Stufenkante, über welcher dann der Scérscengletscher liegt, entlang bis ins Puschlav hinüber. Die Margna-D. ist hier

von 3500 m gegen S auf bloß 250 bis knapp 100 m ausgequetscht. Sie sitzt durchweg mit verschürften Schuppen paläozoischer Gneise, z. T. auch mit Fetzen eines Verkehrtchenkels dem jüngeren Malencoserpentin auf. Ophiolithe fehlen hier der Margna-D.; ihr oberster Teil wird bis ins Puschlav durch den Dolomitzug des P. Tremoggia (Fig. 220) gebildet. Dann erst über diesem Dolomitzug baut sich das unterostalpine Berninagebäude, die Riesentreppe fortsetzend, bis zum Gipfel der Bernina auf. Jede Steilwand wird vom Querabbruch einer Decke gebildet, während vergletscherte Flachstufen auf den Grenzzonen der Decken sich hinziehen. Die der scharfen Überschiebungsfläche aus der penninischen Unterlage entlang liegenden Gesteine sind stark Dm geworden. Die jüngeren unterliegenden stechen stets unter das übergeschobene Altkristallin hinein. Als ein gewaltiger „traineau écraseur“ hat die Berninamasse die Margna-D. verschürft. Die Überschiebungsfläche der unterostalpinen Dn. über der Margna-D. verläuft im Berninagebirge an dessen E- und S-Rand, wo sie von der Gebirgsoberfläche angeschnitten ist, wie folgt:

Vom Lunghinosee N Maloja steigt sie unter dem P. Cravasalvas gegen E ab in den Talboden bei Sils und unter den Silvaplanasee. Gegenüber Silvaplana tritt sie N Surlej aus dem Alluvium des Talbodens hervor. Von hier läuft der Ausbiß der SW ansteigenden Überschiebungsfläche an der E-Seite von Val Fex unter den Wänden des P. Corvatsch taleinwärts gegen S in die Höhe. Dabei kreuzt sie den Surlejbach E über Alp Surlej, wo Hyänenmarmor und ganz verschürfter roter Radiolarit mit Manganerzknohlen, zum obersten Penninikum (Margna-D.) gehörend, unter die wellige Rutschfuge der Granitunterfläche hineinfallen. Über der Rutschfläche folgen erst 3 m Granitdislokationsbreccie, rot, und Stücke von Manganerz und Radiolarit der Unterlagerung einschließend. Darüber folgt der stark mylonitisierte Corvatsch-Granit.

Eine größere Komplikation zeigt sich am N-Fuß des Corvatsch bei Chastelets, wo ein Stück Margna-D. von einer unteren Schuppe des Errgranites aufgepflügt und eingewickelt worden ist und deshalb einen Keil mit nach S gerichteter Umbiegung im Errgranit bildet.

Nach streckenweiser Bedeckung durch Moränen und Bergstürze auf den breiten Terrassen der Alp Mortels trennt die Rutschsohle der ostalpinen Dn. bei Furtschellas die penninischen Ophiolithe vom überliegenden Granit, zieht über den kleinen Seen an den SW-Fuß der Chapütschinwand, wo sie unter dem Fexgletscher verschwindet. Der weitere Verlauf ist durch die Gletscher verdeckt bis an die Wände der Cima di Musella. Das E-Fallen nimmt überhand und die Aufschubfläche der ostalpinen Dn. auf dem Penninikum steigt steil ab nach Le Prese (Poschiavo). Alles was NE dieser Linie und über dieser Schubfläche liegt, ist ostalpines Deckenland, einzige Ausnahme: das Unterengadinfenster. Von Le Prese steigt die unterostalpine Aufschubfläche als N-Wurzelrand wieder gegen W auf und streicht durch Scalinogebirge, Torre-Malenco, Cevo (V. Masino) bis zum Abschmelzen am Bergellermassiv.

Teilung in einzelne Decken.

Es ist R. Staub gelungen, innerhalb der vorher einheitlich erschienenen kristallinen Massen des engeren Berninagebirges vier Züge mesozoischer Sedimente aufzufinden und dieselben weit durch das Gebirge hindurch zu verfolgen. Manche, bisher nur in kürzeren Linsen bekannte eingeklemmte Trias- und Liasgesteine, zeigten sich untereinander verbunden. Im Falle völligen Aussetzens der Sedimente leitete oft eine Rutschfläche und die Differenz der altkristallinen Gesteine beiderseits derselben, oder Überschiebungsbreccien, Mylonite usw. von der einen liegenden Synklinallinie zu ihrer Fortsetzung. Dadurch konnte und mußte das Berninagebirge in wenigstens drei und zusammen mit seiner E- und N-Fortsetzung in wenigstens fünf tektonische Stockwerke zerlegt werden. Dieses Verfolgen der mesozoisch-sedimentären Ein-

lagerungen bot den von N her betriebenen Untersuchungen die Hand, so daß sich schließlich jedes, wenn auch stark gequetschte Sedimentpaket in den Felsen der Bernina und zwischen und unter ihren Eismassen als eine liegende Muldenzone einer weit reichenden D. zu erkennen gab.

Der Deckenbau ist überwältigend klar ausgesprochen. Die ganzen gewaltigen, flach übereinander liegenden Deckenpakete sind in ihren altkristallinen Kernplatten und mit ihren trennenden mesozoischen Gesteinen vom Bernina weg bis weit nach N hinaus zusammen in breite, ziemlich sanfte W—E streichende Faltenwellen verbogen, ganz so, als wären sie eine einzige normale Schichtreihe (Taf. XXVII oberes Profil). Nach dem NE-Fall im Berninagebirge folgt das Oberengadin, in eine Muldenzone („St. Moritzermulde“ oder „Oberengadiner-Deckenmulde“) gebettet. Die Linie Albulapaß—Tschittapaß entspricht einem Gewölberücken; die Zone Ducan—Surava liegt tief; gegen das Arosergebirge folgt wieder Aufwölbung.

R. Staub hat gezeigt, daß im engeren Berninagebirge über den penninischen Dn. von unten nach oben zu unterscheiden sind: Sella-D., Err-D., Bernina-D. und an E- und N-Rand noch etwas Languard-D. Davon bleibt die Sella-D. nur im eigentlichen Berninagebirge, die anderen greifen darüber hinaus. Sella-D. und Err-D. verschmelzen am S-Rande, ihre Sedimentteilung keilt sich S Fuorcla Sella aus. Auch im N trennt sich von der Err-D. noch ein großer unterer Lappen ab. Wir könnten das Ganze als Err-D. zusammenfassen und dann sagen: die Err-D. ist dreiteilig. Ihr Hauptteil, der Errlappen, ist am stärksten an der W-Seite des Berninagebirges im Corvatsch und in der Errgruppe entwickelt; der Sellalappen kräftigt sich vom Chapütschin gegen SE und umfaßt im Puschlav das ganze, der Albulalappen ist eine untere Teilung, welche sich erst N des Julierpasses gegen den N-Rand entwickelt.

Aber auch Bernina- und Languard-D. verschmelzen schon am S-Rande des Berninapasses. Ihre Kerngesteine gehen ineinander über, ihre Triasteilung endigt an der Fuorcla di Carale (SW Berninaseen).

Die Teilung zwischen Err-D. und Bernina-D. dagegen greift weiter nach S bis in die vertikal eintauchende Wurzel ein.

Die von R. Staub unterschiedenen und genau verfolgten zwei Paare von unterostalpinen Dn. des Berninagebirges bestehen in ihren kristallinen Kernen aus einer Grundmasse von Casannaschiefern, welche von mächtigen Intrusionen von Tiefengesteinen durchsetzt sind.

Die Casannaschiefer haben ihren Namen von Theobald erhalten nach dem Ort (Hüttengruppe) Casanna, der am N-Fuß des von Scans durch Val Casanna nach S (Livigno) führenden Casannapasses liegt. Gewiß ist der Name nicht sehr günstig gewählt, weil er mehrmals vorkommt und weil er schwankend geschrieben wird (Casana und Casanna). Indessen ist er eingebürgert. Wir können die Casannagesteine, die ja in vielen kristallinen Gebieten der Alpen weit verbreitet sind, für die ostalpinen Deckengebiete etwa wie folgt definieren: es sind serizitreiche Phyllite mit allen Mischformen und Übergängen in Chloritphyllite, Glimmerschiefer, Muscovitgneise, Muscovitaugengneise, Quarzitschiefer, Gneisquarzite und vielfach Graphitphyllite, schwarze Tonschiefer oder Marmore. Biotit fehlt, wo nicht höhere Grade der Met. dazugetreten sind. Die zahlreichen Abänderungen befinden sich in ständigem unruhigem Wechsel und zahllosen Wiederholungen. Der darin vorhandene Gneis ist nicht etwa älter als die andern Glieder.

Nach allen Wahrscheinlichkeiten, welche aus den Lagerungsverhältnissen hervorgehen, sind die Casannaschiefer im großen ganzen die paläozoischen Sedimente. Ein Teil ist wahrscheinlich Carbon. Sie sind umkristallisiert in verschiedenen Graden von Epi RM, aber auch, z. B. St. Bernhards-D. im Wallis, Campo-D. in S Graubünden usw., Kata RM. Sie sind der mechanischen Umformung leicht zugänglich und deshalb strichweise bald wunderbar gefaltet und gefältelt, bald aufs feinste ausgewalzt, bald von Druckschieferung bis zum gänzlichen Verschwinden der ursprünglichen Schieferung durchsetzt.

1. Die Sella-Err-Albula-Decke, Sella-Teillappen.

Dem S-Rande des Berninagebirges entlang zieht sich eine gewaltige Steilstufe von gegen 1000 m Rückwandhöhe hinter der Flachstufe des Scérscen-Gletschers. Nach der Sellagruppe, die diese Gesteinsstufe bildet (La Sella 3587), hat sie den Namen erhalten. Sie besteht aus einer Grundlage von Casannaschiefern mit eingeschlossenen lakkolith- oder batholithförmigen Stöcken von Monzonit und von Banatit und granitischen Gangbegleitern. Keine anderen Intrusiva sind vorhanden: kein Alkaligranit, kein Albulagranit, kein Bernina-Diorit, kein Gabbro. Die Intrusivmassen übertreffen nach Volumen die Schiefergrundlage bei weitem.

Diese Banatite sind etwas basischere Granite, grobkörnig, blaugrau, niemals weiß, die „blauen Granite“ älterer Autoren. Sie enthalten viel Quarz, Alkalifeldspat, blauen Plagioklas, braunen Biotit, grünschwarze Hornblende und Graphit. Die Banatite gehören in die Kalkalkalireihe und zwischen Granit, Syenit und Quarzdiorit. Die randlichen Ausläufergänge sind feinkörnige weiße Natronaplite. Porphyrische Varietäten mit großen Alkalifeldspäten sind besonders am Corno delle Ruzze (Puschlav), den Cime di Musella, P. Canciano, Mte. Aquanera verbreitet.

Die Monzonite unterscheiden sich davon durch mehr Hornblende und weniger Quarz. Sie enthalten weniger Orthoklas, viel blaugrauen matten Plagioklas, schwarzgrüne Hornblende, Biotit. Sie sind grobkörnig hypodiomorph. Die Ausläufergänge sind porphyrisch ausgebildete Kaliaplite. Die meisten Monzonite der Sella-D. sind quarzführende Hornblendemonzonite. Die bläuliche Färbung besonders der Quarze und Feldspate scheint auf einer feinsten Beimengung von Graphit oder Zoisit zu beruhen.

Von dem bis 1000 m mächtigen Komplex der den S-Absturz von Chapütschin 3391, P. Glüschaint 3600, La Sella 3587 bildet, besteht der Sockel, ca. 300 m mächtig, aus Casannaschiefern, die Hauptmasse darüber, wohl 700 m. aus Monzoniten und Banatiten. Die Grenze zwischen beiden Gesteinen verläuft unregelmäßig in wechselnden Höhen und gelegentlich (S Rifugio Marinelli) bildet der Monzonit das unmittelbare Dach der Margna-Dolomite. Diese Gesteinsplatte geht um die SW-Ecke des P. Chapütschin herum und endet mit glatter, fast keilförmiger, auch in der äußeren Form ausgesprochener Stirn S des Lej Alv an der NNW-Kante des Chapütschin. Nirgends greift sie weiter N in das Berninagebirge hinein, nirgends ist sie in Schürflingen verschleppt (Fig. 221).

Nur spärlich bedecken jüngere Sedimente die Gesteinsmasse von Sella. Verrucano darüber fehlt, es ist etwas Quarzit, wenig Rauhwanke und Rötidolomit, keine Quartenschiefer, aber noch etwas Lias (kristalliner Kalkphyllit) vorhanden. Diese Sedimentsdecke wird an der NW-Abdachung des Chapütschin überschoben von der Unterfläche einer höheren nach NNE absteigenden Gesteinsplatte viel weiterer Ausdehnung. Das ist die Err-D., deren unteren, hier endigenden Teillappen die Sella-D. darstellt (Fig. 221).

Die Unterfläche der Sella-D. läßt sich, wo sie nicht von Gletschern bedeckt ist, am S-Absturz des Berninagebirges verfolgen über Fuorcla Fex-Scérscen, S an den Wänden um Cima di Musella

und N am Passo d'Uer steil gegen Le Prese abfallend. N des Uerpasses werden der Corno delle Ruzze (Monzonit) und von da der ganze Grat bis dicht unter den P. di Verona aus den Casannaschiefern mit spärlichen Banatiten und Monzoniten gebildet. Die Err-D. ist hier nicht abzutrennen. Sie ist mit der vergrößerten Sella-D. im Puschlav verschmolzen ohne Überschiebungsfläche, ohne Mesozoikum dazwischen. Granite stecken neben den Banatiten im Casannagestein. Das letztere zeigt sich hier innerhalb der ganzen Deckeneinheit flach gefaltet. An der N-Seite des Passo d'Uer steigen die Gesteine der Sella-D. mit denjenigen der unterliegenden Margna-D. zu einem Gewölbe, dem Alpenfirstgewölbe auf, an seiner S-Seite fallen sie zusammen bis S des P. Scalino erst flach, dann steil zur Wurzel ab. Die obere Grenze der Sella-D. fällt vom P. Chapütschin an dessen NE-Fuß ab, geht durch den Roseg-Gletscher und wird wieder sichtbar auf der Fuorcla Sella bei ca. 3330 m. An dieser Stelle hat die Sella-D. noch ein Triasdach und wird überlagert von Casannaschiefern und Err-Graniten. SSW vom P. Zupó bei ca. 3060 m ist abermals eine Triaslinse vorhanden, aber hier überlagert von den Dioriten der höheren Bernina-D. Die Err-D. ist als solche nicht abtrennbar, sie ist verschmolzen mit der Sella-D. Wiederum zeigt sich die obere Grenzfläche der Err-Sella-D. an der SE-Kante des P. di Verona und wendet sich gegen N über den Palügletscher bis gegen Alp Grüm, in deren Nähe sie wieder von einer Triaslinse und Verrucano begleitet wird. Von dort zieht sie gegen SE in die Talsohle des Puschlav hinab.

Die Monzonite und Banatite zeigen sehr schöne Eruptivkontakte am Casannaschiefer. Sie bilden saure Randfazies und nähren aplitische Ausläufergänge. In den Randgebieten sind sie voller Einschlüsse von Gneisen und Schiefen verschiedener Art. Diese Einschlüsse sowohl wie auch die Randzonen der Casannaschiefer sind kontaktlich verändert. Biotit, Granat, Titanit, Turmalin, Epidot, Strahlstein sind ausgeschieden. Oft sind Granatglimmerschiefer aus den Casannagesteinen geworden. Auch hier wieder keine Eruptivkontakte am Mesozoikum, kein Gang in der Trias. Das Alter der Banatit- und Monzonitin intrusionen ergibt sich hieraus als frühestens spätkarbonisch, jedenfalls prätriasisch.

Banatite, Monzonite, Aplit und Lamprophyrgänge samt ihren Kontaktprodukten und den Casannaschiefern sind zonenweise von sehr intensiver DM ergriffen worden. Sie sind streifig, gestreckt, laminiert, oft dazu noch gefaltet, manchmal kataklastisch, manchmal bruchlos umgeformt.

Die Wurzel der Sella-Err-D. findet sich nach den Beobachtungen von R. Staub in der Gneiszone, welche der Canavesezone S anliegt. Es sind die Sellagesteine, welche in starker Lamination — von Malenco über Vetta di Ron, P.²⁰ Painale und P. Scalino und von da mit steilem Axialgefälle an das W-Ufer des Poschiavosee hinabsinken. Dort, bei Le Prese sticht ja das ganze Tunnelgewölbe der Deckenfirst nach E in die Tiefe.

Der Sellalappen für sich gemessen hat eine Deckenüberlagerungsbreite vom N-Rand seiner Wurzel bei Torre-Malenco bis an das Stirnende unter dem Chapütschin von ca. 18 km in der Querrichtung zur Faltenstirn.

2. Err-Albula-Teillappen, „Err-Decke“.

Der W-Teil des Berninagebirges und das N des Inn gelegene Gebirgsdreieck zwischen Oberengadin, Albulapaß und Oberhalbstein werden größtenteils von der Err-D. aufgebaut.

Gesteine.

Die Grundmasse dieses Erdrindenstückes war wiederum Casannaschiefer. Weit vorherrschend nach der Masse sind aber die Intrusiva: Graue und besonders

grüne Granite. Es fehlen: rote Granite, Alkaligranite, rote Quarzporphyre, Gabbro. Diorite treten fast ganz zurück. Die prachtvoll grünen Albulagranite bestehen aus rötlichem Orthoklas, grünem sericitisiertem, saurem Plagioklas, weißem Quarz, Biotit und selten Hornblende. Die Gänge sind S des Inn reichlicher als auf der N-Seite. Aplite und Pegmatite sind häufig, basische Gänge fast nur gegen den S-Rand vorhanden. Dort sind die Lamprophyrgänge in stark geschieferte Epidotchlorite usw. -schiefer umgewandelt. Die Casannaschiefer sind den Intrusivstöcken entlang Cm.

Viele der granitischen porphyrischen Gesteine der Err-D. sind in weiter Ausdehnung und in hohem Maße dislokationsmetamorph. Sie zeigen alle Stufen von der groben Dislokationsbreccie bis zum „geschieferten Brei“, von der kataklastischen Umformung bis zur völlig bruchlosen Auswalmung und eventuell noch Fältelung dazu. Granite und Porphyre sind Gneise und Sericitschiefer geworden.

R. Staub unterscheidet 5 „Mylonittypen“. Er ist der Meinung, daß die Serizitisierung der Feldspäte schon als Epi-RM vor der Dislokation begonnen und dann diese erleichtert habe. Der Sinn der Bezeichnung „Mylonit“ wird von ihm weiter ausgedehnt, als es mir passend erscheint. Auch bruchlos aufs feinste laminierte und gefältelte oder lineargestreckte und mehr oder weniger kristallisierte Gesteine von festem Zusammenhang nennt er Mylonit eventuell „Ultramylonit“, während das Wort zermalmter Stein bedeutet und somit nur für Kataklassen mit vermindertem inneren Zusammenhang und ohne Ummineralisation paßt. Es scheint auch bei andern Geologen die Tendenz zu bestehen, den Begriff Mylonit immer weiter zu fassen. Es handelt sich um eine Konvention. Um Mißverständnisse und Widersprüche mit S. 93 usw. zu vermeiden, bleibe ich vorläufig beim engeren Begriff und teile kurz ein:

Epi-DM = vorherrschend Kataklaste ohne Ummineralisierung (Dislokationsbreccien, Mylonite).

Meso-DM = vorherrschend plastische Umformung, bruchlos, mit Marmorisierung und schwacher Ummineralisation (Dislokationstexturen und -strukturen, Clivage, Lamination, Fältelung usw.).

Kata-DM. = plastische Umformung mit starker Ummineralisation (kristalloblastisch).

Vgl. ferner Abschnitt B.

An die Casannaschiefer schließen sich besonders N des Inn Quarzite, Quarzkonglomerate (bis 10 m) und bunter Verrucano, teils schiefrig, teils konglomeratisch, oft von quarzporphyrischen und diabasischen Laven und Tuffen durchsetzt, indessen ohne typischen Kärpf-Melaphyr, an. Besonders bemerkenswert ist die große Linse von serizitschiefrigem, grünem Quarzporphyr am P. Brascheng (E. Bivio), dem „Nairporphyr“ von Cornelius, die im Verrucano liegt. (Der P. Brascheng heißt auch P. Nair. Cornelius hat diesen Namen benutzt, der leider wegen der vielen andern P. Nair, die es gibt, leicht zu Verwechslungen führt.) Die gleichen Quarzporphyre finden sich auch im Hangenden des Tasnagranites bei Ardez. Nairporphyr wie Albula- und Err-Granite finden sich neben Triasdolomiten auch als Trümmer schon in der Falknisbreccie im Rhätikon und Unterengadin und sodann als Gerölle massenhaft in der Molassenagelfluh. Der Nairporphyr gleicht oft gequetschten Abänderungen des grünen Windgällenporphyres. An der Cima da Flix erreichen die Permgesteine ihr Maximum mit 200—300 m Mächtigkeit. Sie sind aus großer Entfernung durch ihre leuchtenden, bunten Farben sichtbar.

Zum ersten Male, seitdem wir die Randzone der autochthonen Massive und das helvetische Deckengebirge verlassen haben, begegnet uns wieder der Verrucano. Der Verrucano enthält hercynisch-Dm-Gesteine, er lagert sich als Schuttwall um die alten hercynischen Gebirge. Vorpermische

Gebirge und deren eruptive Schlußphasen (Porphyre, Melaphyre usw.) sind seine Schöpfer. So kommt es, daß er sich nur in der Nähe der Zonen der hercynischen Diskordanz findet. Wie die Molasse sich zu den tertiären Alpen verhält, so der Verrucano zu den hercynischen Gebirgen. Er liegt den autochthonen Zentralmassiven an und findet sich in den von ihren Rändern ausgepreßten helvetischen Dn. Er fehlt vollständig in dem abgewickelt weiten Gebiete der penninischen Dn., von den tiefsten Aufschlüssen im Antigoriotal bis hinauf an die Gipfel von Dent Blanche und Margna, wo kein hercynisches Gebirge stand, sondern die Trias dem Paläozoikum konkordant aufliegt. Er erscheint nun wieder in den ostalpinen Dn. und im insubrisch-dinarischen Gebirge zusammen mit der Trias in Diskordanztransgression auf vortriasisch gefaltetem Altkristallin.

Auf einer Erosionsfläche des Verrucano transgredieren wenige Meter weiße oder braune Quarzitsandsteine, Triasdolomite und liasische Kalkglimmerschiefer als Dach der Err-D. Im Berninagebiete sind die mesozoischen Gesteine überhaupt nur in schwachen Lamellen oder Linsenreihen vorhanden. Ophiolithe, Radiolarite fehlen, die Trias ist nicht Cm.

Am Julierpaß und im Val Saluver dagegen geht die Verwalzung nicht so weit. Da konnte Cornelius unterscheiden: Verrucano, grünen und roten Quarzit (Bunt-sandstein), brecciöse Rauhwaacke und Dolomit, darüber Wetterstein-Dolomit, roter Raiblersandstein oder Rauhwaacken mit Gips, dann Hauptdolomit, darin Quartenschiefer, 10 m Contortaschichten mit Avicula, Lithodendron usw., Liaskalke mit Belemniten, auch Hornsteinknollen, und mit rot- und weißgefleckten Crinoidenbreccien (Steinsbergerfazies), Liasbreccien, Fleckenmergel (Allgäuschiefer), Aptychenkalk und Schiefer (Dogger), dann Hyänenmarmor, Radiolarit und Aptychenkalk mit bunten Schiefen bis 40 m, und zuletzt den „Saluversandstein“, genannt nach Val Saluver (= V. Celerina) N. St. Moritz.

Das „Saluergestein“ ist unten mehr schiefbrig, dann vorherrschend Sandstein, oben Breccie. In verschiedenen Höhen des mehrere 100 m mächtigen Komplexes finden sich einzelne Bänke grober Breccien und Konglomerate eingelagert. Die Trümmereinschlüsse sind polygen (rote Berninagranite, grüne und bunte Granite, Hornblendegranite, Gneise, Glimmerschiefer, Sericitschiefer, Quarzporphyre, Dolomit, Rhät, Liaskalk, Sandsteine und Schiefer). Ihre Mischung wechselt sehr stark von einer Stelle zur andern. Die Komponenten können bis $\frac{1}{2}$ m Durchmesser erreichen. Nach der Lagerung, normal über Radiolarit, ist dieses Saluergestein nicht Verrucano, wofür es früher gehalten worden war, sondern Kreide; es entspricht wohl dem Gosaukonglomerat der Ostalpen (Cornelius). Von anderer Seite (Spitz, R. Staub) wird das Saluergestein z. T. noch zum Malm (Falknisbreccie) gezogen.

Wiederum häufen sich die jüngeren Schichten gegen die Stirnregion, und lassen sich dort besser gliedern. Draußen am Falknis, wo die Err-D. zur Falknis-D. geworden ist, enthält sie einen Malmkalk mit Granitbrocken — klein bis über 1 m groß, die „Falknisbreccie“. Darüber liegen zoogene Kalke, die Trümpy mit dem Oehrlikalk parallelisiert, Tonschiefer mit Echinodermenkalken (Hauterivien), Fleckenmergel mit polygenen Breccien, Tristelkalk (Schrattenkalk), Gaultsandstein glaukonitisch und mit polygenen Breccien und Couches rouges. Ob auch noch Flysch dazu gerechnet werden kann, ist unbestimmt.

Tektonik.

Der SE-Teil der Err-D. bildet gleich N des Chapütschin, wo sie der Sella-D. des letzteren Berges aufsitzt, den ganzen mächtigen Berggrat. Aus der Err-D. besteht der ganze P. Corvatsch bis über die Fuorcla Surlej sowie der untere Teil des P. Surlej W-Seite bis an den See von Campfèr. An der W-Wand des P. Corvatsch

sind viele Schollen und Linsen von Casannaschiefer im Err-Granit eingeschlossen. Von der Fuorcla Surlej fällt die obere Grenze der Err-D. rasch ins Rosegtal ab, steigt jenseits dem Gehänge entlang gegen S wieder an, bis sie W unter dem P. Tschierva unter den Gletscher geht. Die Insel zwischen Roseg- und Tschiervagletscher, die berühmte Aguagliouls ist noch Err-D., teils Err-Granit, teils Err-Casanna-

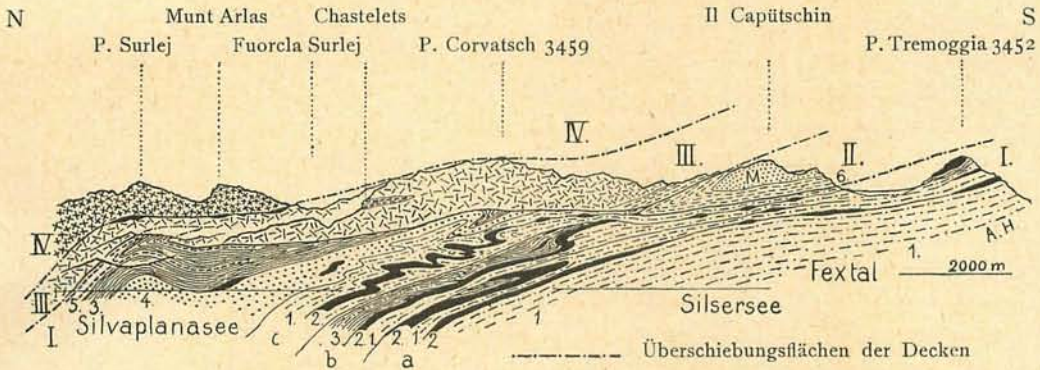


Fig. 221. Profil am W-Abhang des Corvatschkammes, nach R. Staub, 1:100000.

I = Margna-D.; a, b, c = Gneisschuppen derselben; 1 = Malojagneis und Schiefer; 2 = Trias; 3 = Liasbündnerschiefer; 4 = Ophiolithe derselb.; 5 = Malmradiolarit. II = Sella-D. (M = Monzonit, 6 = Casannaschiefer). III = Err-D. („Granitmylonit“ und Casannaschiefer). IV = Bernina-D. (Diorit).

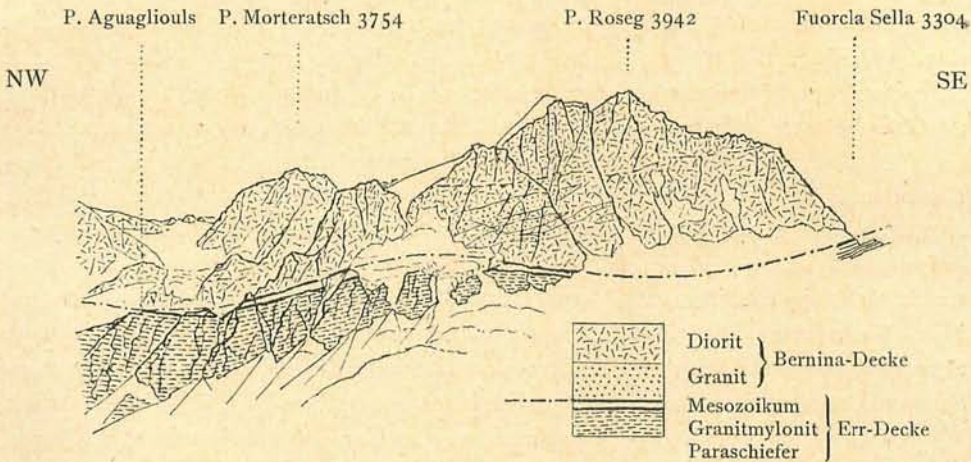


Fig. 222. P. Roseg von W, nach R. Staub.

schiefer. Den Gipfel von Aguagliouls krönt stark Dm Liaschiefer. Die Rutschfläche zwischen Err-D. und der aufliegenden höheren Bernina-D. steigt, von weitem sichtbar, im unteren Teil des SW-Absturzes des P. Roseg weiter gegen S auf, immer von Lias begleitet, bis sie bei ca. 3330 m durch den Fuß des SW-Grates des P. Roseg schneidet. An der S- und SE-Seite des P. Bernina und P. Zupô ist die Err-D. schon mit der Sella-D. verschmolzen und nicht mehr abzutrennen (Fig. 221 und 222).

N des Inn wird das ganze Gebirgsdreieck zwischen Oberhalbstein, Albulapaß und Inn größtenteils von der Err-D. gebildet. Der P. d'Err 3395 ist der bedeutendste Gipfel des auch topographisch recht verworrenen Gebirgsknotens.

Die Mächtigkeit der Err-D. mag am P. Corvatsch etwa 800, in V. Roseg bis 1000 m betragen. Weiter gegen N wird sie erst ausgedünnt. Vom Berninagebirge sinkt die granitische Platte der Err-D. nach NW unter das Inntal steil zur Tiefe, auf der N-Seite steigt sie wieder hoch auf. Sie bildet einen Muldentrog, der z. T. mit der höheren D. gefüllt ist. Dies ist die „Deckenmulde des Oberengadin“ — oder die „St. Moritzermulde“. Unter dem P. Julier ist die Err-D. fast abgequetscht, am P. d'Err ist sie durch einige sich überschiebende Teillappen auf über 1000 m, am P. Ot sogar auf ca. 2500 m gehäuft. Gegen W endigt sie mit Erosionsrand ungefähr auf einer S-N-Linie in halber Höhe des E-Abhanges von Oberhalbstein. Dieser Ausstrich der Err-Überschiebung auf der Margna-D. verläuft im einzelnen mit weiten Ausbuchtungen (nach W) und Einbuchtungen (nach E). Erst steigt sie an der N-Seite des obersten Engadins, symmetrisch zur S-Seite, vom Silvaplanasee schief gegen W am Gehänge empor durch den Lunghinosee, biegt dann um den P. Cravasalvas an dessen W-Seite scharf herum, wendet sich weit gegen NE bis nahe an das Julierospiz. Infolge einer Einwicklung des Albula-Err-Granites in die Sedimente der Margna-D. setzt hier ein neuer Ausleger der unterostalpinen D. ein, der bis an den W-Fuß der Roccabella bei Bivio reicht (Cornelius).

A. Escher hatte hier überall die Überschiebungsfläche gesehen und gezeichnet. Auf der W-Seite des Oberhalbsteinertales, im P. Scalotta W Bivio bildet die Err-D. eine prachthvolle, ca. 5 km² große Deckklippe, die in mehrere Stücke zerteilt, z. T. dem Radiolarit der Margna-D. aufliegt. Unter der Klippenkappe des P. Scalotta ist zudem der Mittelschenkel der D. sehr schön erhalten. Auch an der E-Seite des Oberhalbstein und im Val Bever findet man vielfach den Verkehrttschenkel.

Der kristalline Kern der Err-D. endigt in mehrere flache Lappen mit zwischenliegenden Paketen von Mesozoikum geteilt am P. Vallung und Tschittapaß. Die Lappen bilden noch nach N vorgeschobene kleine Klippen. Die lokalen Verwicklungen sind stark. Es scheint, daß sodann die Err-D. hier ihren Kopf an der darüber absteigenden Languard- und Campo-D. ingerannt und dieselben auf über 1 km Breite eingewickelt hat. Wie ein verschürfter Skalp liegen die sedimentären Schuppen oder Schürflinge noch ausgespitzt und verschleppt in der Arosler-Schuppenzone und wieder zusammengestaut im Rhätikon als Falknis-D.

Was vielfach Albula-D. genannt worden ist, ist ein in der Gegend von Preda und V. Mulix von Trias und Lias vollständig umhüllter unterer Teillappen der Err-D., dessen Abtrennung von diesem Stirnrand keine 10 km weit zurückgreift. Da sind es wieder die mächtigen Massen der prachthvoll grünen Granite, die das Gebirge bilden. Der Albulatunnel hat sie auf nicht ganz 4¹/₂ km Länge durchstoßen und darin zwischen 1600 und 1700 m vom S-Portal noch einen 65 m dicken Klemmkeil (nicht Cm!) von Mergel und Kalkstein getroffen, der wohl die Trennung zwischen Err- und Albula-Lappen bedeutet (Tarnuzzer). Längs der Tallinie des Albulapasses endigt auch der Errgranit. Sein N-Rand wird begleitet von kräftiger, senkrecht angestellter Trias mit Gips und Rauhwaacke (Schwierig-

keiten darin beim Tunnelbau!) und bunter Liasbreccie und Schiefer. Viele Triaskappen sitzen E. P. d'Err den Gipfelregionen des Granites auf. Ein markanter Gipfel der Err-D. ist der spitze P. Ot 3249. Val Bevers ist fast ganz im Errgranit eingeschnitten. Im hinteren Teil desselben erscheint darunter in zwei kleinen Fenstern der verkehrte Schenkel des Errlappens mit Trias und Lias (Zyndel), dem nach unserer Vermutung auch das mesozoische Paket im Tunnel angehört. Die beiden Granitgipfel über dem Albulatunnel, die P. Giumels erreichen 2933 m, der Tunnel darunter kulminiert bei 1823 m. E Ponte bezeichnet der Granit der Seja in der Basis des P. Mezzaun den östlichsten entblößten Zipfel des Granitkernes der Err-D.

Sowohl Errgranite (S des P. Corvatsch), als mit dem Albulagranit verknüpfte Porphyre durchbrechen Carbon, so daß auch der Albulagranit wie der Errgranit als jungcarbonische Intrusion anzunehmen sind.

3. Die Bernina-Decke.

Gesteine.

Fast die ganze kristalline Kernmasse der Bernina-D. besteht nur aus Intrusivgesteinen. Gneise und andere Paraschiefer wie Casanngesteine sind sehr untergeordnet. Sie bilden einzig am E-Rande (P. Verona, P. Cambrena und gegen den Berninapaß) eine zusammenhängende Zone. Die relativ steife Platte der Massengesteine hat 1000—3000 m Mächtigkeit. Es herrschen im Gegensatz zur Err-D. die Diorite vor, außerdem in großen Massen Monzonite und Banatite, weiter bunte und grüne Kalkalkaligranite (Typus Juliergranit), und endlich in weiter Verbreitung rote und weiße reine Alkaligranite mit Übergängen zu Alkalisyeniten (Grubenmann). In geringeren Mengen finden sich Gabbro und Serpentin (bei Morteratsch). In der Wurzelregion der Bernina-D. gegen Brusio finden sich nur noch Monzonite und Banatite, z. T. auch Diorite, die Granite und Syenite fehlen dort.

1. Dioritgruppe. In der Berninagruppe finden sich Hornblende-Diorite (P. Roseg, Monte di Scerscen, P. Tschierva, P. Morteratsch, Munt Arlas, Rosatsch), Tonalit ähnlicher Quarzglimmer-Diorit (Gipfelbau des P. Bernina), Pyroxen-Diorit (P. Misaun), Hornblende- (Barkevikit ähnliche) Gabbro (Roseg, Zupô, Argient, Arlas, Surlej), Biotit-Gabbro (Roseg, Argient). Ein Teil dieser Diorite sind wegen ihres relativen Alkalireichtums eher Essexite. Viele Übergänge von Diorit und Gabbro in die folgende Gruppe sind vorhanden.

Das Dioritgebiet der Bernina-D. ist ausgezeichnet durch einen enormen Reichtum an Gängen, die die ganze Reihe vom höchstbasischen Spessartit bis zum sauren Alkaliaplit darstellen. Einige Besonderheiten sind das alkalische Ergußgestein an der Diavolezza, der sogen. Diavolezza-Quarzporphyr, Essexit, Camptonit und der erste auf dem Kontinent bisher entdeckte Paisanit, den U. Grubenmann in der Morteratschmoräne und R. Staub anstehend im Diorit des P. Rosatsch und an der Fuorcla Misaun gefunden haben. Er enthält Riebekit und Aigirin und ist nur wenig kataklastisch.

2. Monzonit-Banatit-Gruppe. Die Olivinmonzonite und Adamellite treten zurück. Vorherrschend ist der normale Typus der blauen Granite, der Banatit. Diese Gesteine sind gleich denjenigen der Sella-D. Manche bisher für grüne Granite genommene Gesteine sind Monzonit oder Banatit. Auch diese Gesteinsgruppe führt eine Menge Gänge (Dioritporphyrite, Banatitporphyrite, Diabas, Spessartit, Alsbachit, Plagiaplit, Banatitporphyr [enthaltend Quarz, Orthoklas, Albit, Mikropertit, Biotit, Alkalihornblende, Titanit, Zirkon, Orthit] und Vogesit). Ein seltenes Glied der Monzonitreihe scheint auch das Pyroxen-Mikropertit-Gestein am W-Fuß des P. Tschierva zu sein.

3. Granite. Sie sind in großer Masse besonders in den Außenzonen des Bernina-Eruptivstockes oder in Schlieren innerhalb der Diorite als grüne, auch rote und bunte Kalkalkali-Gra-

nite entwickelt. Die Plagioklase sind stark saussuritisiert und grün, Orthoklase nicht selten rot, Biotit und Hornblende wie beim Banatit, der Quarz grau oder farblos. Hierher gehört der Juliergranit (P. Julier). Außerdem kommen Alkaligranite vor; dieselben enthalten keine Plagioklase, sind niemals grün, sondern rein weiß oder leuchtend rot. Der Orthoklas ist sericitisiert, Hornblende fehlt, Mikropertit, Albit und spärlich Biotit und Chlorit setzen das Gestein zusammen. Bei Morteratsch, am Chalchagn, Albris und Lagrev gibt es rote, am Palü, Cambrena, Verona weiße Alkaligranite. Rote Granite kommen nur in der Bernina-D., grüne in dieser und auch in der Err-D. vor.

In der Randzone der Granite erscheinen Quarzporphyre (Arlas, Trovat, Diavolezza, Chalchagn), auch Quarz-Keratophyr (Quarz, Albit, Mikropertit und Orthoklas). Daneben trifft man wechselnde alkalische Diabase und Diabastuffe. Auch die Bernina-Granite sind von Gängen durchschwärmt, die durch die ganze D. Verwandtschaften zeigen.

Die Intrusiverscheinungen sind stellenweise gut zu beobachten. Die Phyllite enthalten an den Kontaktzonen mit den Intrusivgesteinen (P. Verona, Cambrena, Arlas, Munt Pers) Biotit und Granat, die ihnen sonst fehlen. Oft finden sich massenhaft Einschlüsse der Schiefergesteine im Diorit, Banatit und Granit. Sehr schön sind solche zu beobachten z. B. an der Diavolezza, aber auch im inneren Teil der Intrusivstöcke. Unter den Einschlußschiefern finden sich auch dunkle graphitische Glimmerschiefer, die vielleicht Carbonschiefer waren. Unter dem Mikroskop sind die Eruptivkontakte an den Casannaschiefern und vorcarbonischen Ge-

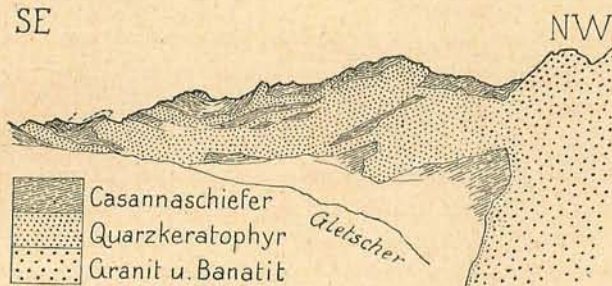


Fig. 223. Kontaktlagerung der granitischen Intrusion am Casannaschiefer in der Bernina-Decke, Grat (SE-Seite) zwischen Diavolezza und Munt Pers, nach R. Staub 1916.

steinen hier überhaupt allgemein. Ein prachtvolles Kontaktgebiet ist die Grenze der Casannaschiefer mit den Bernina-Eruptiva vom Munt Pers über die P. P. Arlas, Cambrena, Carale, Verona (Fig. 223). Banatite und Granite zeigen porphyrische Randfazies und Gangausläufer durch die Schiefer bis zur Ausbreitung in die Porphyrlager hinaus. Schieferereinschlüsse sind in den Randteilen der Banatite und Granite massenhaft. Die Injektion wird zur Einschmelzungszone und Umschmelzungszone. Die CM zeigt Biotitanreicherung, Granat, Turmalin, Titanit, Strahlstein, Hornblende. Granitbiotitschiefer und -gneise und Kinzigite ohne Sillimanit bilden sich aus. Auch in den zentralen Teilen des Berninagebirges kommen eingeschmolzene Casannaschiefer in Zonen vor, ebenso hie und da an den Gipfeln (P. Bernina) in der Nähe des Daches der D.

Die Gabbro-Diorit-Essexit-Masse des P. Berninagipfels ist durchschwärmt von hellen Banatitgängen. In diesen liegen Dioriteinschlüsse oft eingeschmolzen und zu Schlieren verfließen. Noch an manchen Stellen ergibt sich die Altersfolge der Intrusiva untereinander stets wie folgt: 1. Diorit—Gabbro—Essexit, 2. Monzonit—Banatit,

3. Granit—Syenit—Quarzporphyr. Nr. 2 scheint dem ungespaltenen Stammagma zu entsprechen, 1 und 3 sind tiefmagmatische oder lakkolithische Spaltungsprodukte. In der Wurzelzone des Puschlav fehlen die extremen Spaltungsprodukte, nur Stammagma ist dort erstarrt. Der Magmastamm steckt noch in der Deckenwurzel. Im Randgebiet häufen sich die Granite an, die Gabbro und Diorite kommen erst gegen die Mitte des Lakkolithen.

Der Quarzporphyr geht in Übergängen aus den granitischen Tiefengesteinen hervor. Er durchbricht sicher noch Obercarbon und wahrscheinlich sogar unteres Perm. Er bildet Gänge in den Phylliten der Bernina-D. Im Quarzporphyr (Keratophyr?) selbst glauben E. Blösch und R. Staub in der Nähe der Diavolezza sogar Verrucano in Brocken eingeschlossen gefunden zu haben. Die Intrusion muß also erst gegen das Ende des Paläozoikums stattgefunden haben. Die Trias ist nicht mehr kontaktlich verändert, nicht durchsetzt; sie überlagert alle Intrusiva transgressiv auf alter Abwitterungsfläche. Die Intrusion und z. T. Eruption der Massengesteine der Bernina-D. fand also im jüngsten Teil der paläozoischen Ära statt. Damit stimmt auch überein, daß im massig gebliebenen Munt Pers-Granit sich altkristalline Schollen mit starker DM, Augengneise usw. finden, woraus Staub schließt, daß die Intrusion des Berninagranites jünger als die hercynische Faltung sei.

Die Sedimente der Bernina-D. scheinen einer ziemlich reichen stratigraphischen Reihe zu entsprechen. Allein sie sind im engeren Berninagebiete meistens nur in kümmerlichen Schürflinsen vorhanden oder ganz weggefeht. Größere Linsen, welche die mesozoische Stratigraphie der Bernina-D. einigermaßen beurteilen lassen, finden sich erst außerhalb der Berninagruppe, besonders schön E am P. Alv (Name nach dem weißen Dolomit, neuerdings untersucht von R. Staub und A. Jeannet). Von da hat schon Theobald die Trias- und Liasstreifen durch Val del Fain über Pisch, Val Languard, Pontresina verfolgt und E. Sueß und C. Diener 1884 die Stratigraphie näher geprüft und mit dem Semmering verglichen. Die Kalksedimente setzen N St. Moritz wieder kräftig ein im P. Padella (neu untersucht durch Cornelius) und gegen E im S des Inn werden sie mächtig im P. Mezzaun oder P. Mezzem (Theobald, Zöpplitz).

Über Verrucanobreccien und Konglomeraten, einschließlich Quarzporphyre, Diabase und Diabastuffe, z. T. mit Durchbruchlagerung, folgt arkosenartiger Quarzit (Buntsandstein), dann Rauhwacke, Gips oder Muschelkalk, Diploporendolomit (Wettersteinkalk), bunte Tonschiefer, Sandstein und Dolomitbreccien (Raiblerschichten). Am P. Alv folgen darüber bunter Hauptdolomit und Quartenschiefer, am P. Padella fehlt letzterer, dagegen ist dort im Hauptdolomit *Worthenia solitaria* gefunden worden. Die Trias schließt (P. Alv, R. Staub) ab mit typischen Rhät-Lumachellen, *Avicula contorta* und *Bactryllienschiefern*, Dolomit- und Breccienbänken, Korallenkalken; man glaubt sich in die Préalpes versetzt! Der Lias setzt nun meistens mit bunten Breccien transgressiv ein, bald auf dem Rhät, bald schon auf Hauptdolomit. Die weltweite Liastransgression mit Breccien nimmt gegen S zu. Vom P. Alv wird noch eine Zwischenlage von dunklen Kieselknollenkalken erwähnt, die Liasbreccien sind dort vom Typus Arzo, sie enthalten auch bunte Echinodermenbreccien (Typus

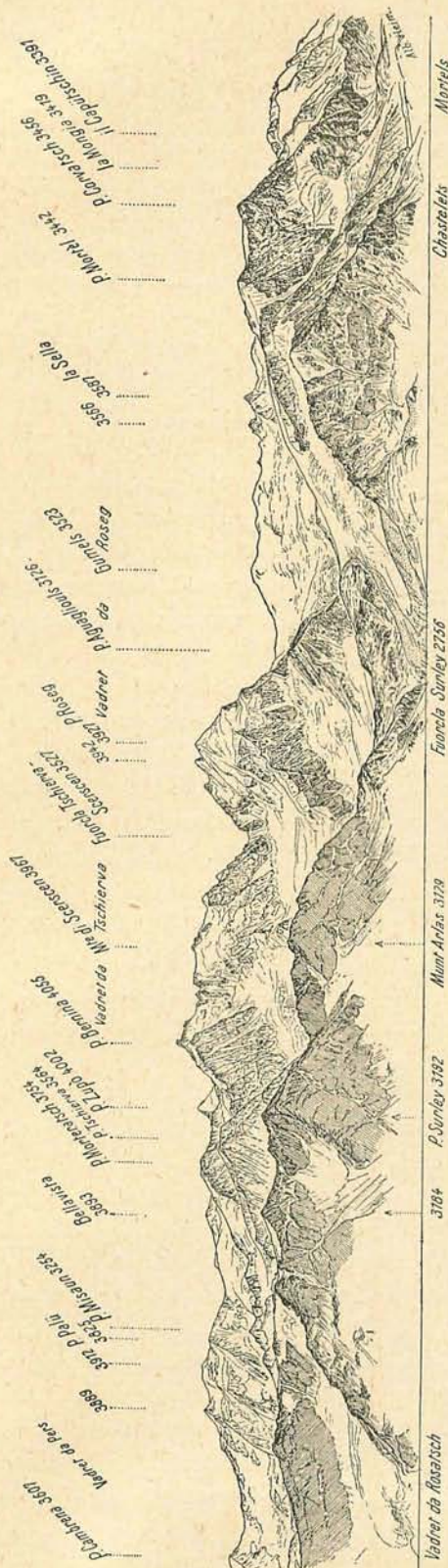


Fig. 224. Gipfelregion der Bernina-Gruppe, gesehen vom P. Nair östlich ob. St. Moritz 3062 m (Nordseite des Gebirges).

Ardez). Höher stellen sich dazwischen mehr und mehr die Allgäuerschiefer ein. Die allgemeine Dogger- und Malmreihe: Aptychenkalk, Radiolarit, ist nur vom P. Mezzaun und V. Saluver bekannt. Cornelius traf am P. Schlatain (Val Saluver) noch Globigerinenschiefer, die Couches rouges sein dürften.

Tektonik der Bernina-D.

Ein S—N laufender Triaszug, der sedimentäre Rücken der Bernina-D., bildet von Furcla Carale durch den Cambrenagletscher über den Berninapaf nach dem P. Alv bis Val del Fain die E-Grenze ihrer Entblößung. Casanna-schiefer liegen zunächst im östlichsten Streifen der Bernina-D. unter der Trias. Gegen die Gipfel (P. Cambrena, Munt Pers) folgen die Kontaktzonen und die Intrusivgesteine. E des Berninapafbaues gehört noch der P. Albris zu Bernina-D. Den Triaszug des P. Alv hatte schon Theobald über Pisch, Pontresina nach Alp Statz richtig kartiert. Dort, am N-Fuße des Surlejgebirges grenzt die Bernina-D. mit E-W-Rand ab. Der St. Moritzersee liegt in der N anschließenden Mulde der „Oberengadiner Deckensynklinale“ oder „St. Moritzer-Mulde“, die noch mit der Substanz der Languard-D. ausgepolstert ist. W der St. Moritzer Eisensäuerlinge setzt die Bernina-D. auf die N-Seite des Inn, wo sie sich zu P. Julier und P. Lagrev ausbreitet. Ihre Trias und Liassedimente liegen im P. Padella und den Traisfluors, den Radiolariten und Kreidesteinen der Err-D. auf. Ihre untere Grenze haben wir über Furcla Surlej, an der W-Wand von P. Tschierva und P. Roseg usw. schon als obere Grenze der Err-Sella-D. verfolgt. Der Bernina-D. gehören ferner an P. Scèrschen, P. Bernina,

Crast'agüzza, P. Zupò, P. Palü, P. Arlas, Munt Pers, P. Morteratsch, Chalchagn und Rosatsch. Der Umkreis der Bernina-D. mißt ca. 50 km. Ihr S-, W- und N-Rand ist Erosionsrand, ihr E-Rand ein axiales Untertauchen unter die Languard-D. Der ganze Komplex der mehr dioritischen Gesteine der Bernina-D. ist mit Rutschfläche über die mehr granitischen der Err-D. überschoben. Während die unterliegenden Gesteine der Err-D. durch und durch außerordentlich stark deformiert und gequält sind, sind die aufliegenden Berninaintrusiva viel massiger geblieben. Meistens liegt an der Überschiebungsfäche Kristallin auf Kristallin, dazwischen selten (SW P. Surlej, S Grat Munt Arlas, S Grat P. Aguagliouls, W Alp Grün) eine mesozoische gequetschte Lamelle. Dicht an der Überschiebungsfäche zeigen auch alle Gesteine der Bernina-D. sehr starke DM. Nirgends aber ist ein Übergang der Gesteine der einen in diejenigen der anderen Serie zu beobachten. Auch die Gänge, welche sie durchsetzen, schneiden an der Überschiebungsfäche scharf ab und zeigen ebenfalls in den nächsten Metern starke DM. Stellenweise liegt in der Fuge eine Reibungsbreccie, aus den beidseitigen Gesteinen gebildet. Auf dem Corvatschgipfel liegt den Graniten der Err-D. noch eine kleine Deckklippe von Bernina-diorit auf.

Der P. Bernina 4055 m und seine drei Ausläufergräte sind ganz aus den Tiefengesteinen der Bernina-D. geschnitten. Im besonderen bestehen aus Diorit: P. Roseg, P. Bernina, P. Morteratsch, P. Zupò, P. Surlej und Arlas, aus Granit der P. Palü, aus Casannaschiefer der E-Gipfel des P. Cambrena, aus Banatit Munt Pers. Die Türpfosten der Bernina: P. Rosatsch (Diorit), P. Chalchagn (roter Granit) und Munt Pers (blauer Granit), sowie die Eingangstore dazwischen, die Täler von Morteratsch und Roseg, sind aus den Erstarrungsgesteinen der Bernina-D. gemeißelt. Gegen NNW tauchen sie unter das Inntal. Dagegen steigen sie an der N-Seite des Inn wieder empor als eine starke Platte, die Err-D. überbrandend und deren Sedimente vor sich herstoßend. Dazu gehören der P. Lagrev, P. Pulaschin 3017 (rote Granite und Diorite), und durch den Julierpaßsattel und das Paßtal getrennt der herrliche P. Julier 3385 (Fig. 225) (grüner Granit, guter Weg zum Gipfel, herrliche Übersicht, Panorama von L. Schröter) und sein Vorgipfel P. d'Albana. Der Granit ist in der Gipfelregion durch schalige Rutschflächen zur Rutschbreccie geworden (S. 91), Fulgurite häufig. Der sehr zackige Erosionsumriß an N-, W- und S-Seite ist entblößt, ohne daß man daran bisher einen echten verkehrten Mittelschenkel gefunden hätte. Darüber hinaus bilden die Bernina-Diorite am P. Materdell noch eine Deckklippe, während in ihrem inneren Teil noch kein Fenster sie zu durchbrechen vermocht hat. N des P. Julier ist die Bernina-D. im Juliergranit abgebrochen, ohne Spuren einer nahen tektonischen Endigung. Eine solche muß aber nicht viel weiter N vorhanden gewesen sein, denn am Tschittapaß und P. d'Aela stürzt ja eine um zwei Stockwerke höhere D., die Campo-D., über die Front der Bernina- und Err-Dn. hinab bis in viel tieferes Niveau, eintauchend in penninisches Füllmaterial, ohne daß die beiden Granitmassen zur möglichen Fortsetzung sich darunter durchbücken würden. Allein wenn auch der Zusammenhang hier vollständig unterbrochen ist, eine große Sammel-scherfläche ist an der Unterlage der Campo-D. zwischen dieser und dem penninischen Sockel geblieben, in welcher sich N wieder kristalline wie mesozoische

wurzellose Gebirgsspäne einfinden, die von der Err- und der Bernina-D. abstammen. Wir haben schon so oft die Erfahrung festgelegt, daß die Dn. in der Streichrichtung in der Regel erstaunlich weit aushalten. Es kann uns also nicht wundern, wenn nicht nur in der N-Front des Berninagebirges, sondern auch weit seitlich im Streichen, wo ein Fenster unter die Schubfläche der Campo-D. greift, auch wieder Schürflinge von Err-D. und Bernina-D. sich zeigen. Wir nennen als solche den Granit der Sulzfluh-D. (grüner und roter Juliergranit?) und andere „Granitmylonite“ im Rhätikon und in der Aroser Schuppenzone. Sodann gehören zur Err- oder Bernina-D. die Granitplatten des Unterengadin: der Tasnagranit (Val Tasna E Ardez, identisch mit Graniten von Albula und Roseg—Corvatsch, Err-D.), Granit und Diorit von Tarasfontana, Vulpera, SE Sent, Platta mala E Remüs (identisch Graniten der Bernina-D.), Raschvella. Es mögen auch noch einige Gabbro-Diorite bei Spescha SW Fetan, die bisher zur „Rhätischen D.“ gestellt worden waren, als Ausläuferschürflinge zur Err- und Bernina-D. gehören. Dabei finden wir wieder, daß im wurzelnahen Berninagebirge die kristallinen Deckenkerne mächtig, die Sedimente fast abgeschürft sind, während letztere dann gegen die Stürmregionen hin und bis in deren äußerste Spitzen vorgeschürft sind wie der Schnee vor dem Schneepflug. Dort finden wir die Sedimente viel besser und vollständiger erhalten im Unterengadin und Rhätikon und weiter in den Klippen und in den Préalpes.

Wie der N- und W-Rand der Bernina-D. ein Erosionsrand ist, so auch der S-Rand. Die Erosionsbucht von Malenco greift über den Passo d'Uer und in schmalem Aufschluß bis an den Poschiavosee. Allein S dieses denudierten Firstgewölbes folgen symmetrisch, allerdings stark laminiert, die steilgestellten Wurzelzonen. Das Tal durchquert sie alle von Le Prese bis Tirano. Am Poschiavosee schließen sich an den Gewölberücken der Margna-D. gegen S die an Graphitphylliten reichen Gesteine der Sella-Err-D. an. Bei Brusio queren die zu einer einzigen Wurzelzone verschmolzenen Gesteine (blauer Brusiogranit) der Bernina-D. und der Languard-D. die enge Steilstufe des Poschiavino. Auf der W-Seite des Tales sieht man den Wurzelfächer an seiner N-Seite allmählich in die flach gelagerte Decke übergehen. Dort schon, wie auf der Malencoseite sind die Kernfalten der Dn. als nach N überliegende, kräftige Antiklinalfalten mit schönen Umbiegungen sichtbar. Auf der E-Seite der Berninapaßtäler können wir das Gesteinsstockwerk der Languard-D. von St. Moritz und Bevers lückenlos gegen S verfolgen durch den P. Languard und den Berninapaß in die normale Unterlage des Sassalbo und dann hinein und hinab in die steile Wurzelzone von Brusio. Von hier weg sind die steilen Wurzelstiele gegen W in die N-Teile der Zone von Bellinzona—Ivrea verfolgt worden. Die Bernina-Languard-D. wurzelt im N-, die Campo-D. im S-Teil der Ivreazone. Die Überfaltungsbreite der Bernina-D., nur im Kristallinen gemessen, beträgt von der Wurzel bei Brusio bis St. Moritz—Bevers 35 km. Durch diese weit zu verfolgenden Zusammenhänge von steil aufsteigender Wurzel und flach NW tauchenden Dn., sowie den Verlauf der welligen, schwebenden Überschiebungsflächen zwischen tieferen und höheren Deckenmassen, mit Untertauchen der tieferen Stockwerke gegen E unter die höheren ist die Deckennatur dieser Region und die S—N- oder SSE—NNW-Richtung der Rindsbewegung bewiesen. Damit stimmt auch das ca. ENE-Streichen der sämtlichen

größeren Falten innerhalb der Dn. überein. Alle Überschiebungen und Falten anderer Bewegungsrichtungen sind klein, lokal und völlig bedeutungslos, untergeordnet dieser Hauptbewegungsrichtung.

Die Querfalte am Berninapaß. Gerade der E-Rand der Bernina-D. zeigt im Kontakt mit der aufliegenden Languard-D. eine merkwürdige Komplikation. Der Triasmantel der Bernina-D., der am P. Alv normal SW—NE streicht und dort stark zusammengestaut erhalten ist, wird gegen S rasch schwächer, zerreißt in einige dünne Linsen und endigt E des P. Cambrena. Dort verschmelzen auch die Gesteine der Bernina-D. mit denen der überliegenden Languard-D. Die trennende Fuge geht nicht weiter gegen S, die beiden Zweig-Dn. sind im Puschlav vereinigt. Währenddem aber die Schichten sowie die Dn-trennende Fuge und deren Linsen von Trias und Jura meistens recht flach liegen, bäumt sich der Alvszug, wie schon Theobald kartiert und nun R. Staub eingehend beobachtet hat, im Val d'Arlas wunderbar in die Höhe und verdreht sich zu einigen scharfen Falten, die NNW—SSE streichen, und denen die Casannaschiefer der Bernina-D. und die Grenze der überliegenden Languard-D. harmonisch folgen. Die W höherstehende Bernina-D. biegt hier, das E-Axialgefälle noch überholend, in Querfalten als gegen E überragendes Dach über die Languard-D. hinaus, deren W-Rand überwölbend und einwickelnd. Die gegen E überliegende Querfalte oder Querflexur kann von den Berninahäusern dem E-Abfall des Berninagebirges auf ca. 15 km entlang verfolgt werden. Sie erfaßt alle Dn., von der Languard-D. bis hinab in die Margna-D. (Taf. XXXII, A).

Aus der Querfalte am Berninapaß auf einen primären E→W-Schub zu schließen, wie es Spitz und Dyhrenfurth getan haben, und sie als ein Glied einer Faltenschar anzunehmen, die von einem E kristallinen Kraftzentrum aus bogenförmig nach W vorgeschoben wurden, ist nur möglich, wenn man ob kleiner Unregelmäßigkeiten das Durchgreifende übersieht und den alles beherrschenden Deckenbau leugnet. Zudem ist die Berninaquerfalte gar nicht von E nach W, sondern von W nach E überstoßen. Sie hat eine Überdeckungsbreite von etwa einem Kilometer. Die Languard-D., in deren Basis sie als kleine Runzel gehört und deren jetziger Erosions-W-Rand dadurch gegen E überstülpt wird, mißt aber im kristallinen Kern allein schon 45 km NS-Überdeckung.

Die Berninapaß-Querfalte ist sehr verständlich durch das Axengefälle gegen E in Verbindung damit, daß gerade in dieser Querzone die festen Massen der Intrusiva des W abgelöst werden durch die biegsamen Casannaschiefer der Bernina- und der Languard-D. im E. Die topographisch höhere Platte der Diorite und Granite im W überwältigte die plastische abfallende E-Masse und überschob sie.

Die DM sind zwar in der Bernina-D. lokal nicht weniger intensiv als in der Err-D., allein sie sind bei weitem nicht so allgemein. Sie nehmen in den Stöcken wie in den Gängen zu, von den höheren nach den tieferen Teilen der Dn. Sie halten sich vorherrschend auf einige Meter an die Nähe der Überschiebungsflächen am oberen oder unteren Rande, oder vollziehen sich im Inneren der Massen mehr nur in einzelnen Zonen, während das übrige der Magmagesteine noch vorherrschend massig davonkommt. Saussuritisierung der Plagioklase, Chloritisierung der Glimmer und Hornblende, Uralitisierung der Pyroxene sind auch schon in den mehr oder weniger ungequetschten Gesteinen die Regel. Hochgradig Dm-Gesteine sind verknüftet zu einem dünnschiefriigen, lineargestreiften Brei von Saussurit, in welchem nur noch kleinste Trümmer von Hornblende, Epidot und Titanit fluidal eingemengt sind (R. Staub). Grüne Granite sind stellenweise zu grünen Gneisen gequetscht.

Die massig gebliebenen Gesteine aber werden von zahllosen gestreiften Rutschflächen mit Epidotpolitur durchsetzt.

Ergebnisse.

Am Schlusse unserer Beschreibung der Geologie des Berninagebirges und unter Hinweis auf seine Ausläufer sind noch einige Ergebnisse zusammenzufassen.

Die Rolle der Eruptivgesteine im Alpenkörper war ja lange eine viel umstrittene Frage. Im Berninagebirge ist darüber leicht folgendes festzustellen:

1. Die Intrusiva haben die Casannaschiefer mit Graphitschiefern, überhaupt die paläozoischen Schiefer mit Eruptivkontakt in Gängen und Stöcken durchbrochen, Bruchstücke derselben eingeschlossen, z. T. aufgeschmolzen und ihre Randzonen nach Art der CM umgewandelt.

2. Der jüngste Durchbruch hat noch den Verrucano betroffen. Allein kein Gang, kein Eruptivkontakt, keine CM hat sich an Trias oder anderen Mesozoika vergriffen.

3. Die altkristallinen Schiefer, die intrusiven Tiefen und Ganggesteine mit samt ihren CM, der effusive Porphy des Verrucano sowie alle mesozoischen und tertiären Sedimente der unterostalpinen Dn. sind nach der Örtlichkeit verschiedenartig und verschieden stark, viele sehr stark Epi-Dm umgewandelt. Viele dieser Gesteine sind mylonitisiert (von Rutschflächen durchsetzt, in Dislokationsbreccien zertrümmert) oder sie sind auf das wunderbarste fein laminiert und gestreckt, feste Fluidaltexturen sind ihnen aufgeprägt oder sie sind stellenweise bis ins feinste oft bruchlos gefältelt. Alle diese DM zeigen in ihrer Anordnung deutlich die Abhängigkeit vom heutigen alpinen Deckenbau.

4. Die kristallinen Kerngesteine sind gerade so wie die ihre Stockwerke trennenden jüngeren Sedimente in den Deckenbau und Faltenbau der Alpen harmonisch einbezogen.

Aus diesen vier schon tausendfältig beobachteten Tatsachen geht hervor: Die Intrusivgesteine sind alle prätriasisch (paläozoisch oder älter). Die alpine Dislokation ist jünger als alttertiär (jünger als Flysch). Die Eruptiva (Intrusiva) waren also passiv bei der Gebirgsbildung. Die Dislokation hat alles bis und mit Oligocän oder Miocän vorhandene Gestein ergriffen und bewegt, welcher Natur und Entstehung es auch sein mochte.

Wir sind schon zum gleichen Beweis der Passivität der Eruptiva bei Betrachtung der Gesteine der autochthonen Zentralmassive und der penninischen Deckenkerne gelangt. Wir haben ferner feststellen können, daß die Deckenbewegung der Alpen auch die mesozoischen Ophiolithe als passive Körperteile nach ihrer Verfestigung mit eingefaltet und verschleppt hat, daß dagegen das Bergellermassiv den Faltenbau der Alpen schon fertig gebildet vorfand, als es ihn durchschmolz. Keine der Eruptionen oder Intrusionen hat auf die Dislokationen einen merkbaren aktiv-mechanischen Einfluß ausgeübt. Die großen Horizontalbewegungen in der Erdrinde haben die Alpen geschaffen, rücksichtslos, wo erstarrte Eruptiva oder Sedimente die Erdrinde zusammensetzten. Gewisse indirekte Zusammenhänge zwischen Dislokation und Intrusion oder Eruption mögen bestehen, wir können sie nicht absolut ablehnen, aber sie sind neben-

sächlicher Art und für die große Bewegung der Alpenaufstauung nicht bewiesen. Nur die ungleiche Festigkeit der Gesteine, nicht ihre Entstehung, hat einen Einfluß auf die Tektonik ausgeübt.

Die Ausschüpfung. Eine Besonderheit der bisher betrachteten unterostalpinen Dn. besteht darin, daß sie in ihrem S-Teile mächtige altkristalline Kerne enthalten und die deckentrennenden Trias- und Jurasedimente auf minimale Pakete oder Anhäufungen in toten Winkeln beschränkt sind. Bei 30—50 km Deckenbreite endigen meistens die kristallinen Kerne, entweder in normaler Stirn oder durch Abquetschung durch die höheren darüberfolgenden Dn. (Silvretta-D.). Von dieser Linie an findet man weiter N erst fast nur noch leere Rutschflächen. Bei ca. 60 km N der Wurzel stellen sich Linsen oder Schuppen ein (Aroscher Schuppenzone i. w. S.). Dieselben nehmen weiter gegen N eher noch zu, sie werden zusammengehäuft und werden auch stratigraphisch vollständiger und tektonisch individualisierter. So entsteht der Rhätikon ca. 100 km N seiner Wurzelzone, und so entstehen als ausgestoßene Sedimentstirnen der unterostalpinen Dn. die Klippen und durch die Bewegung ihrer Unterlage noch weiter verschleppt die Préalpes. Es ist verständlich, daß die weggequetschte Vorderpartie der Dn. weniger versehrt passiv vorgestoßen worden ist, während von der Abquetschungsstelle bis zur vorderen Anhäufung nur noch die Rutschbahn mit einzelnen Schürflingen gefunden wird.

Die Abschwemmung. Auch für die Wege der fluvialen Verfrachtung bildeten die unterostalpinen Gebirgsmassen offenbar wiederholt Ausgangszentren, und zwar z. T. vor der Deckenbildung, als sie noch unverfrachtet an ihrem Geburtsorte standen, z. T. während der Deckenbewegung, z. T. erst nachher von ihren postalpin eingenommenen Standorten aus.

Die älteste Abspülung, der hercynischen Gebirgsbildung auf dem Fuße folgend, lieferte zusammen mit vulkanischen Ausbrüchen den Verrucano. Eine zusammenhängende Untersuchung seiner Gerölle nach ihrer Herkunft wird eine schwierige Aufgabe sein.

Zu den ersten Spuren mesozoischer Abspülung sind wohl zu rechnen die vielen altkristallinen Gesteinsbrocken, welche in brecciösen Rauhwacken sich finden. Genauere Bestimmungen und Vergleiche fehlen. In den ostalpinen Rauhwacken im Albulatunnel, in den penninischen des Greinapasses glaubte ich (Alb. Heim) teils Ophiolithe, teils grünes unterostalpinen Altkristallin zu erkennen. Ein jüngeres Glied sind die verbreiteten polygenen Lias- und Doggerbreccien und -konglomerate von den Westalpen aus der Bündnerschieferbasis über die Schamserkonglomerate bis in die Rämssibrecien der Klippen und der Préalpes. Arn. Escher hat in der Rämssibreccie der Mithen kristalline Gerölle gesammelt, die er denen der Falknisbreccie am Falknis ähnlich fand. R. Staub bestimmte durch mikroskopischen Vergleich den Diavolezzaquarzporphyr und den grauen Banatit des Berninagebirges aus der Rämssibreccie der Mithen. Sodann treffen wir auf eine Masse von Trümmern und Geröllen der altkristallinen Gesteine des Berninagebirges im Malm in den Stirnregionen der unterostalpinen Dn. am Gürgaletsch, im Rhätikon als Falknisbreccie. Trümpy („Beiträge“ N. F. Bd. 46 S. 130—137) gibt eine nähere Untersuchung. Auffallend ist die Lagerung in Breccienbänken, die rasche Abnahme der Trümmergröße von Blöcken von über 2 m Durchmesser nach oben, die Mischung von runden mit eckigen Blöcken. Stellenweise (Gürgaletsch) liegen kräftige Granitgerölle spärlich weit auseinander zerstreut im dichten Riffkalk mit pelagisch-bathyalen Mikrofauna. Die Prüfung nach der Herkunft ergab: keine sicher altkristallin penninischen Gesteine, keine Ophiolithe der Bündnerschiefer, aber auch keine Gesteine von Silvrettatypus, im besonderen keine Amphibolite; dagegen: reichlich grüne Granite, Diorite, Quarzporphyre, Augitporphyr, vollständig gleich manchen Gesteinen der Err-, Bernina-, Languard- und Campo-D. Außerdem noch altkristalline Gesteine noch unbekannter Herkunft. Die Gesteine aus den Geröllen der

Falknis-D. stammen also aus den Ursprungsgebieten der kristallinen Kerne der unter- und mittelostalpinen Dn.

Trümpy kommt zu der Überzeugung, daß Form, Größe, Lagerung dieser Breccien nur durch submarin auftauchenden und vorweg zerstörten Erosionsrücken („Geantiklinale“) erklärt werden können. Wir müssen die Falknisbreccienregion uns mehr als 100 km zurückversetzt denken auf das altkristalline unterostalpine Gebirge, von dem sie bei der Deckenbewegung abgeschoben worden ist. In diesem Falle wäre die Entfernung des Gerölles von seiner früheren Unterlage nicht Flußtransport, sondern Deckenschub.

Die Kreide der unterostalpinen Zonen enthält wiederum Gerölle altkristalliner Gesteine im Urgon, besonders im Gault. Die Couches rouges weisen solche in Basiskonglomeraten in den Préalpes (S. 626) auf, die auch unterostalpinen Charakters zu sein scheinen. Genaue Vergleiche sind wünschenswert!

Die Flyschkonglomerate sind möglicherweise z. T. gebildet von Abwitterung und Abspülung an den ersten vorrückenden Deckengewölben. Auch ihre Komponenten sind noch ungenügend untersucht. Altkristalline Gesteine der Berninagruppe sind darin am häufigsten mit annähernder Sicherheit erkannt worden (Ch. Sarasin). Die vielen Triasgerölle sind meistens nach ihrem Ursprungsorte nicht näher zu beurteilen.

Sedimente wie kristalline Kerngesteine sind noch weiter verfrachtet worden durch die miocänen Flüsse und bilden die miocäne Nagelfluh als nördlichste Ausläufer der ostalpinen Dn.

Miocäne Nagelfluh. In Bd. I S. 49—58 sind wir schon zu dem Resultat gelangt, daß die Gerölle der miocänen Nagelfluh am N-Rande der Alpen größtenteils aus den Klippen- und ostalpinen Dn. stammen. Seit der Zeit, da jener Abschnitt geschrieben worden ist, hat sich unsere Einsicht in die Zusammengehörigkeit von Préalpes, Klippen und ostalpinen Dn. und ihre Eigenschaft als Ursprung der Gerölle der Miocännagelfluh noch wesentlich vermehrt und befestigt. Heute können wir mit Bestimmtheit sagen, daß die ostalpinen Dn. die Hauptmasse der Nagelfluhgerölle geliefert haben. Die roten und grünen Granite, Banatite, Monzonite, Quarzporphyre der Nagelfluh stimmen viel besser mit denjenigen des Berninagebirges überein, als mit Baveno, Predazzo, Luganersee. Die Kalk- und Dolomitgerölle der Nagelfluh, die Radiolarithornsteine und viele andere mehr entstammen ebenfalls den ostalpinen Dn. Wir dürfen nun aber nicht sagen, das Berninagebirge habe die Hauptmasse der Nagelfluhgerölle geliefert. Wenn dies der Fall wäre, so wäre das Berninagebirge abgetragen und verschwunden. Vielmehr war es die jetzt abgetragene früher vorhandene Fortsetzung der ostalpinen Dn. gegen N und besonders gegen W, welche dort die penninischen und helvetischen Zonen noch weit hinaus, strichweise zusammenhängend bis an die Klippen, bedeckte, deren Zerstörung und Abtrag die Nagelfluhgerölle ergeben hat. Die ostalpinen Dn. waren es zudem, die gerade die helvetischen Zonen vor Abtrag in der Miocänzeit noch beschützten. Auch dürfen wir nicht annehmen, daß nur die unterostalpinen Dn. die Lieferanten waren. Die große Masse der liasischen Spongitydit-Dachsteinkalk-, Hauptdolomit-Gerölle und der Silvertapporphyrite beweisen auch die Mitbeteiligung der mittleren und oberen ostalpinen Dn. bis in deren dinaridisches Hinterland hinein. Gewisse Ophiolithe und einige andere Gesteine stammen eher aus der Margna-D. (in Bd. I noch stets „rhätische D.“ genannt), also aus der Unterlage der ostalpinen Dn. Ein Teil des Transportes aus dem S war Rindenbewegung, ein Teil Geschiebebang der oligocänen und miocänen Flüsse.

Die Berninagerölle in der Nagelfluh (Bd. I S. 65) ermöglichen noch folgende Altersbestimmung. Die Nagelfluhen sind am N-Rand der Alpen W der Aare von geringer Ausbreitung, z. T. vielleicht auch durch die alpine Randüberschiebung verdeckt. E der Aare werden sie reichlich. Die oligocäne Molasse enthält nur wenig Nagelfluh. Die Nagelfluhbildung wird stärker im Burdigalien (Untermiocän), beschränkt sich aber hier noch auf Kalknagelfluhen. Die kristallinen Gerölle der unterostalpinen Dn. setzen erst im Mittelmiocän (Vindobonien) massen-

haft ein. Sie reichen dann zur Zeit maximaler Ausschüttung bis tief in das Juragebirge. Die Aufschüttung dauert fort durch die ganze Obermiocän-Zeit (Sarmatien). Daraus müssen wir schließen, daß die ostalpinen Dn. wohl oligocän bewegt worden sind, aber erst altmiocän ausgiebige Oberflächenausbreitung und Abspülung ihrer Stirn- und Rückensedimente erfahren haben. Erst im Mittel- und Obermiocän griff die Erosion ergiebig in die altkristallinen Kerne der ostalpinen Dn. ein. Eine genaue Unterscheidung der Nagelfluhgerölle bestimmter Horizonte nach ihrer Herkunft aus unter-, mittel- und oberostalpinen Dn. geordnet, könnte über die Phasenfolgen in Deckenbewegung, Deckenausbreitung und Deckenentblößung noch manchen Aufschluß geben.

Deckenhäufung. Das Berninagebirge weist uns einen Aufbau aus gehäufteten Deckenstockwerken auf wie kein anderes „Zentralmassiv“. Sechs gewaltige Dn. von zusammen ca. 12 km Dicke liegen von seinem S-Fuß in Malenco bis an seine NE-Ecke mit stetem axialem E-Gefälle übereinander: Suretta, Margna, Sella, Err, Bernina, Languard. Sie sind alle auch vom Tale des Puschlav angeschnitten und werden dort noch von der mittelostalpinen D. als siebente überlagert. Davon gehören Suretta- und Margna-D. zum penninischen System. Diese sind charakterisiert durch Vorherrschen der Gneise mit grünen Glimmern, keine massigen großen Intrusivstöcke, keine permischen Eruptiva, weder rote noch grüne Granite, kein Verrucano, Trias reduziert, Bündnerschiefer mit viel Ophiolithen. Die anderen, Sella-, Err-, Bernina-, Languard-D. gehören zum unterostalpinen Deckensystem und sind unterschieden vom penninischen durch viele massige Eruptiva z. T. permischen Alters, grüne und rote Granite, Banatite, Monzonite, Diorite, Verrucano, besser gegliederte Trias und Rhät, transgredierende rotweiße Liasbreccien, darüber Malm und Kreide.

Vermittelnde Übergänge fehlen nicht, sind aber recht spärlich: Die Grün-glimmergneise des Penninischen gehen über in die Casannaschiefer des Ostalpinen, die Bündnerschiefer enthalten oft Basisbreccien und gehen in die Allgäu-Lias-Schiefer über. Die Trias der unterostalpinen Dn. entwickelt sich allmählich aus der penninischen. Schon in der Margna-D. finden sich stellenweise Malm (Radiolarit, Aptychenkalke) und Kreide.

Nicht alle die 7 Dn. sind bis in den tiefsten sichtbaren Teil der Wurzel getrennt. Die Sella- und Err-D. und sodann die Bernina- und Languard-D. und ebenso die Languard- und Campo-D. sind untereinander in der Wurzel vereinigt und trennen sich als Teildecken erst im Gebiete der flachen Deckenrückenlagerung an der N-Seite der Firstaufwölbung.

Die Spuren der früher erwähnten hercynischen Diskordanz zwischen kristallinen paläozoischen Gesteinen samt Carbon einerseits und transgredierendem Verrucano oder Trias andererseits, sind im Berninagebirge recht spärlich zu finden, und die dafür namhaft gemachten Beobachtungen nicht immer eindeutig. Dagegen bleibt der prätriasische Abtrag vielfach deutlich. R. Staub bildet ab und beschreibt eine Faltung im Casannaschiefer unter dem P. Carale, die von nicht mitgefalteten Porphyrgängen rücksichtslos durchsetzt sei. Er hält deshalb die Faltung für älter als die Porphyrgänge, also für hercynisch. Sicherer scheinen mir die hercynischen Diskor-

danzen im Val del Fain (Heutal) am P. Albris und ob Celerina zu sein, wo Casanna-schiefer senkrecht unter der flachen Triasüberlagerung der Bernina-D. stehen. Stark Dm-Einschlüsse altkristalliner Schiefer im massigen Granit und ebensolche im Malmkalk der Falknisdecke sprechen ebenfalls für hercynische Gebirgsbildung an dieser Stelle. Hier im Berninamassiv ist das Erbe der hercynischen Dislokation allerdings viel geringer als in den autochthonen Massiven. Die alpine Deckenbildung ließ sich von der alten Gebirgsbildung nicht mehr leiten und hat sie völlig überwunden.

Faziesverteilung innerhalb der Decken. In den mittel- und unterostalpinen Dn. zeigt sich recht auffallend die Anhäufung von Breccien, Konglomeraten, Schichtlücken und Transgressionen, Faziesmischungen gegen die nördlichen Stirnregionen der großen Deckenfalten hin und z. T. noch in den ursprünglich noch unmittelbar den Geoantiklinalen — den prädestinierten Deckenstirnen — vorgelagerten Wurzelmulden innerhalb verschiedener Stufen der stratigraphischen Schichtreihe. Es spricht dies für die Theorie von Argand betreffend die „embryonalen Anfänge der Deckentektonik“ (S. 42 u. 43).

R. Staub hat in diesem Sinne z. B. auf folgende Faziesverteilung hingewiesen: Wm = Wurzelmulde, St = Stirnnahe („Geoantiklinalzone“); R = Rückenregion der Decke („Geosynklinalzone“):

Perm. Err-D., St: Grobterrigenener mächtiger Verrucano (Cima da Flix); R: feiner Quarzsandstein und Schiefer (W Alp Grün), gegen S aussetzend.

Campo-D., St: mächtige grobe Verrucano-Konglomerate und Breccien (V. d'Uina, Sesvenna, Scarl, Ofenpaß); R: feinere Verrucanosandsteine und Schiefer, Konglomerate verschwindend (Münstertal), weiter S nur noch Verrucanotonschiefer (Sericitphyllit Ortler).

Trias. Margna-D., St: Quarzite, Dolomite, Quartenschiefer; R: gegen die Wurzelregion bathyale Bündnerschieferfazies schon in der Trias, Dolomite spärlich, Quartenschiefer unbekannt.

Err-D., St: lückenhaft Gips, Rauhwanke, Quartenschiefer, lagunäre Fazies (Falknis); R: vollständig marin mit allen Stufen des ostalpinen Schemas, viele 100 m mächtig (P. Padella).

Bernina-D., St: Muschelkalk, Gips, Rauhwanke, Rötidolomit, Quartenschiefer mit Pflanzen (Préalpes, Klippen, Sulzfluh); R: vollständig ostalpin gegliedert, größtenteils marin, z. T. noch Quartenschiefer (S-Zone der Préalpes Grande-Eau und Spielgerten, Roßfluh, Giswil, Stammerspitz); R: ohne Quartenschiefer, vollständige ostalpine Gliederung ca. 1000 m (P. Mezzaun bei Zuoz, z. T. P. Padella); Wm: ganze Trias in brecciöser Ausbildung mit Rauhwancken und Quartenschiefern.

Campo-D., St: Muschelkalk und Hauptdolomitbreccien, Rhät fehlend, Lias-transgression in Karrentaschen auf Hauptdolomit (Lischanna); R: allmählicher Übergang von der Trias durch mächtiges Rhät zum bathyalen Allgäuschiefer (Quatervalsgruppe).

Jura. Margna-D., Lias, St: im N Breccien, Konglomerate, Quarzite; R: gegen S fehlen die grobklastischen Gesteine mehr und mehr, Bündnerschieferfazies mit hoher Metamorphose umfaßt den ganzen Lias und vielleicht noch Dogger.

Err-D., St: Liaskalkbreccien, Sandkalke, Tonschiefer (Falknis), Hornfluhbreccie der Préalpes, Malm-Falknisbreccie (Falknis, Gürgaletsch, Unterengadin N Ardez), obere Breccie (Chablais); R: Lias als Allgäuschiefer mit Liascrinoidenbreccien (Julierpaß, P. Bardella, Ardez); südliche R: Fleckenmergel, Allgäuschiefer ohne Breccien, Malm, Aptychenkalk und Radiolarit.

Bernina-D., St: Breccien in Lias und Dogger, hie und da Konglomerate im Malm, Riffkalke im Malm (äußere Préalpes, Mithen-Rämsibreccie, Klippen, Steinsberg); R: Lias und Dogger als Allgäuschiefer, hie und da rote und graue Crinoidenkalke, Breccien selten (P. Mezzaun und Schlatain); Wm: südlichste Region mit ganzem Jura in Breccienfazies in die Allgäuschiefer einfallend (P. Alv z. T., P. Padella).

Languard-D., ähnlich aber unvollständig erhalten.

Campo-D., St: Lias und Doggerbreccien und Allgäuschiefer mit Breccien durchsetzt (Lischanna, Arosa), Malmtransgression auf Lias mit stellenweise brecciösem und konglomeratischem Radiolarit; R: Allgäuschiefer, Fleckenmergel ohne Breccien. Übergang in Aptychenkalk, Radiolarit und Couches rouges (Quaternals, V. Trupchum).

Chemische Analysen einiger typischer Gesteine aus dem Berninagebirge.

Die sämtlichen folgenden Analysen sind im petrograph. Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich (Dir. U. Grubenmann) von Dr. Laura Hezner oder den genannten Praktikanten ausgeführt und in den Arbeiten der letzteren und in der Vierteljahrsschr. der N. G. Zürich von U. Grubenmann und L. Hezner publiziert worden.

A. Penninische Unterlage der ostalpinen Decken (zugleich z. T. Nachtrag zu S. 485, 554 u. 565).

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO ₂	69,86	75,09	51,18	44,81	47,95	50,46	39,27	45,96
TiO ₂	0,43	—	0,42	1,30	3,03	1,05	Spur	4,68
P ₂ O ₅	0,19	0,17	0,38	0,28	0,75	0,35	—	—
Al ₂ O ₃	13,45	13,62	17,95	22,88	11,74	17,80	3,14	12,77
Fe ₂ O ₃	0,0	0,—	1,26	0,37	7,98	3,50	4,97	6,00
FeO	4,22	0,96	2,92	4,32	6,05	5,63	2,64	8,14
MnO	0,02	0,02	0,12	0,16	0,20	0,20	Spur	—
MgO	0,21	0,22	5,95	5,59	5,45	5,95	36,78	4,87
CaO	2,02	0,50	11,75	10,9	9,73	6,27	2,74	5,99
K ₂ O	5,41	4,91	0,83	1,20	0,44	0,29	—	0,98
Na ₂ O	4,11	3,61	4,01	3,06	4,71	5,08	—	6,06
H ₂ O	0,45	1,11	3,14	4,78	2,35	3,16	10,57	3,49
CO ₂								1,37
Spez.-Gew.	?	2,67	2,95	3,00	3,06	2,85	2,70	2,94

Analyse 1: Tamboaugneis, zweiglimmerig, von Punt Marlun in Val Bondasca (Bergell) ges. R. Staub, anal. Hezner.

- Analyse 2: Malojagneis vom Steinbruch Malojapaßhöhe, ges. und anal. Cornelius.
 „ 3: Gabbro von Val Natons Oberhalbstein, ges. Cornelius, anal. Hezner.
 „ 4: Diabas vom SE-Ufer Silvaplannersee Paludetta, anal. S. Staub.
 „ 5: Diabasporphyr von Basis des P. Corvatsch Grialetsch, anal. S. Staub.
 „ 6: Prasinit von Piz Lunghin (Epidot-Chloritschiefer), ges. Cornelius, anal. R. Staub.
 „ 7: Malencoserpentin von Alp Quadrata Puschlav, ges. R. Staub, anal. Hezner.
 „ 8: Glaucophan-Prasinit von V. de Bagne S Lourtier, Woyno.
 (Nr. 3—7 gehören in die Bündnerschiefer-Ophiolithe der Margna-D.)

B. Gesteine der ostalpinen Dn.

- Analyse 1: Monzonit, blaue Var. von Sella, anal. S. Staub.
 „ 2: Banatit von Capütschin, anal. R. Staub.
 „ 3: Albulagranit, 600 m vom S-Portal des Albulatunnels, anal. Züst.
 „ 4: Tasnagranit von Poststraße unter Ardez, anal. H. Hirschi.
 „ 5: Corvatschgranit vom E-Fuß des P. Corvatsch, anal. S. Staub.
 „ 6: Diorit von Bernina Isla Persa, anal. Hezner, ges. Grubenmann.
 „ 7: Banatit, S von Pontresina, „ „ „ „
 „ 8: Kalkalkaligranit von P. Tschierva „ „ „ „
 „ 9: Alkaligranit von P. Chalchagn „ „ „ „
 „ 10: Paisanit, W-Moräne Morteratschgl. „ „ „ „
 „ 11: Quarzporphyr (Keratophyr) von Diavolezza, anal. Hezner, ges. Grubenmann.
 „ 12: Granit von Platta mala b. Remüs, anal. Hezner, ges. Grubenmann.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO ₂	60,06	62,47	66,38	67,90	69,78	48,60	64,45	71,93	74,88	75,35	75,83	71,37
TiO ₂	1,23	0,77	0,34	0,32	0,27	2,59	0,58	0,45	Spur	0,23	0,06	0,37
P ₂ O ₅	0,08	0,47	—	—	0,20	0,34	—	0,18	—	—	0,07	—
Al ₂ O ₃	15,64	16,25	14,84	14,46	15,20	16,33	15,80	14,71	12,71	10,84	13,55	13,29
Fe ₂ O ₃	3,61	2,75	1,09	1,82	1,28	3,08	1,97	1,62	1,28	1,46	1,23	1,64
FeO	3,06	2,64	2,71	1,72	1,19	5,72	2,89	0,85	0,56	2,08	—	0,77
MnO	0,01	0,05	—	—	0,05	0,17	—	0,05	—	—	—	—
MgO	2,86	2,33	1,52	1,54	0,60	7,55	1,72	0,24	0,16	0,13	0,17	0,42
CaO	4,95	4,32	2,98	1,09	2,17	9,07	4,15	1,83	0,55	0,57	0,62	0,95
K ₂ O	2,68	3,92	4,16	3,53	4,68	0,51	4,34	4,21	5,98	5,05	4,19	5,43
Na ₂ O	2,77	2,73	4,23	4,79	3,71	3,13	2,89	3,5	4,02	3,97	3,54	3,87
H ₂ O	2,21	1,97	2,07	2,52	1,20	2,01	1,87	0,88	0,55	0,2	0,46	1,60
C	0,25					wenig	—					
Spez.-Gew.	2,88	2,81	2,71	2,71	2,71	2,99	2,80	2,67	2,66	2,67	2,62	2,64

III. Das Gebirge östlich der Bernina, südlich des Inn.

1. Languard-Decke.

Am E-Rande des Berninagebirges vom Puschlav über den Berninapaf bis St. Moritz trafen wir den Erosionswestrand der Languard-D., die sich als Mantel über die axial östlich absinkende Bernina-D. legt. Nur wenige Kilometer breit bildet sie die Oberfläche des Gebirges in einer NNW laufenden Zone von Brusio bis Bevers und Zuoz, bis auch sie östlich versinkt unter ein höheres tekton. Glied, die Campo-D. Zur Languard-D. gehören die mächtigen kompliziert verfalteten Triasmassen des P. Sassalbo (Puschlav) samt ihrer Unterlage, die Paßhöhe des Bernina 2334. Lago bianco, Lago nero und Val Minor sowie der Hintergrund der Camogaskertäler sind in ihr gebettet und ihr gehören die Gipfel P. Lagalp, P. d'Ille 3052, P. Stretta 3108, Mont Cotschen 3104, P. Vaügli 2977, P. Prünas 3154, P. Languard 3266, P. Muraigl 3159, P. Vadret 3172 an. Gewiß war es passend, die Decke nach ihrem höchsten Punkte zu nennen, um so mehr, als dieser prägnante aussichtsfreie Gipfel sich hoher Berühmtheit und alljährlich reichen Besuches erfreut. Bei Campovasto bildet die Languard-D. ein aufgebrochenes Gewölbe über dem E-Zipfel der Err- und Bernina-D. und gleich nördlich des Err-Albula-Granites bei Madulein sticht sie mit zugespitztem, ausgequetschtem, abgerissenem Ende in die Tiefe. Im Bergüner- und Arosergebirge erscheinen nur noch Schürflinge derselben.

Stratigraphie. Die altkristallinen Gesteine der Languard-D. sind einerseits vorherrschend einförmige grünliche Casannaschiefer (Sericit und Graphitphyllite, Glimmerquarzite, Phyllite verschiedener Art usw., Puschlav bis Berninapaf). Andererseits herrschen wechselnde Biotitglimmerschiefer und Gneise vor. Schon in der Bernina-D. fanden wir solche gegen deren E-Rand in Zunahme und an der S-Seite des Berninapasses in die Languard-D. ohne Grenzen übergehend. Große Verbreitung erlangen ferner N des Berninapasses Biotitaugengneise (Stretta, Languard, Muraigl). Jungpaläozoische Intrusiva sind in der Languard-D. spärlich, quantitativ untergeordnet und qualitativ weniger mannigfaltig. Das Altkristallin der Languard-D. unterscheidet sich besonders im Puschlav von der Campo-D. durch Einförmigkeit, und von den tieferen Dn. durch das Ausbleiben großer Intrusivmassen.

Der Brusiogranit liegt im gemeinsamen Wurzelkern der dort noch vereinigten Languard- und Bernina-D. Auch weiter nördlich erscheinen gelegentlich denselben entsprechende Tiefengesteine in laminierten Stöcken wieder (grüne Granitmylonite, Cavaglia, la Rösa, Berninapaf). Am P. Languard sind außer Biotitschiefer und Biotitgneise stellenweise Zweiglimmergneise, am Berninapaf altkristalline Grünschiefer (Prasinite), bei Pontresina Chloritschiefer, bei St. Moritz spärliche Amphibolite eingelagert. Pyroxengesteine finden sich beim Bahnhof St. Moritz, Granatglimmerschiefer am Hügel S. Gian bei Celerina. Granit und Diorit z. T. von Berninatypus ist in einem Stock auf ca. 3 km S-N-Erstreckung, entblößt in der Gipfelregion des P. Vadret und in kleinen Massen am P. Prünella und in Val Chamuera (Theobald) vorhanden. Gänge sind kaum zu finden außer etwa Aplite und Pegmatite in der Umgebung des St. Moritzersee.

Am Berninapaf bei Camino, la Motta und besonders im Hintergrund des östlichen Seitentales von Val Minor wurden einst aus den Gneisen der Languard-D. Erze (Arsenikies, Fahlerz mit Cu, Ag und Pb) ausgebeutet. Eine Probe von Val Minor enthielt 46,16% As, eine andere von la Motta 40,68% As. Die Verhüttung hat das Berninapafgebiet durch Entwaldung schwer geschädigt. Der Ertrag war gering, die Gruben sind längst verlassen. Das Berninagebirge ist sehr arm an Erzen.

Aus der großen Masse der Casannaschiefer können stellenweise, besonders im Dach, den Triasmulden unterliegend, schwarze Carbonschiefer, graphitische Schiefer und Quarzitkonglomerate bis 50 m Mächtigkeit als oberes eigentliches Carbon abgetrennt werden (Sassalbo).

Im Hintergrund von Val del Fain (Heutal) und weiter N finden sich wie am Munt Pers den Triasmuldenzügen nahegelegene, unter sich nicht zusammenhängende, z. T. mächtig anschwellende Lager von roten Quarzporphyren. Am P. Stretta wie am P. d'Als Leis W-Grat sind sie mit Verrucanokonglomerat verknüpft.

Perm als sandsteiniger oder konglomeratischer Verrucano, rot, grün, z. T. mit Einlagerungen von rotem Quarzporphyr, sehr wechselnd nach Mächtigkeit, 0 bis 100 m, kommt auch in verkehrten Mittelschenkeln vor. Granitgerölle im Verrucano sind verschieden gerichtet druckschiefrig, der Zement aber manchmal massig geblieben — ein Anzeichen präalpiner (hercynischer?) DM (Scanfs, Sassalbo, R. Staub).

Der Sassalbo im Puschlav bildet eine symmetrisch vollkommene und durch Schuppungen gehäufte Mulde zwischen Languard-D. unten und Campo-D. oben. Der verkehrte Oberschenkel ist stratigraphisch besser und der Regel entgegen tektonisch verschonter geblieben als der Normalschenkel. Im Kern finden sich die Mesozoika von der Trias bis hinauf in die Couches rouges (A. Jeannet und R. Staub). Die Schichtreihe der Sassalbozone wird wie folgt notiert:

Couches rouges, rot, grün, weiß, schwarz gefleckte Foraminiferschiefer.

Gaultbreccie, rötlich, 1 m.

Tristelkalk und Tristelbreccie mit Belemniten und Echinodermen (Urgon).

Flecken- und Kieselkalke des Neocom.

Tithon, Zementsteinschichten, Schiefer.

Malm, Hochgebirgskalk und Breccien mit bis mehrere Meter großen kristallinen Blöcken; der Zement der Breccie führt Korallen und Belemniten (Falknisbreccie).

Schwarze Schiefer (Oxford-Argovien).

Allgäuschiefer ohne Belemniten, Pentacrinen und graue Breccien.

Allgäuschiefer mit Belemniten, Pentacrinen und grauen Breccien.

Rote und gelbe grobe Liasbreccien, rote dichte Kalke und Dolomite mit spärlichen Crinoidenkalken vom Steinsberg- (Ardezer-) Typus.

Rhät, Brachiopodenkalke, Lumachellen, Korallenkalke, Dolomitbreccien, Kalkschiefer.

Hauptdolomit mit Quartenschiefern.

Raiblerbreccien — Schiefer und Rauhwaacke.

Schwarze Ladiniendolomite.

Platte gelbliche Anisien-Dolomite und Kalke.

Quarzite, Phyllite und Dolomitbänke (Buntsandstein).

Konglomeratischer Verrucano, meist grün, mit gut gerundeten Geröllen, im unteren Schenkel 100 m, im oberen wenige Meter.

Schwarze und grüne Phyllite und Konglomerate (Carbon und unteres Perm).

Altkristallin unten der Languard-, oben der Campo-D.

Diese stratigraphische Schichtfolge ist so viel besser als diejenige der Sella-, Err- und Bernina-D. gegliedert, daß wir sie als ein Übergangsglied von der Fazies der unteren ostalpinen Dn. in die mittlere, die Campo-D., bezeichnen können.

Die Couches rouges wie die übrige Kreide in der Sassalbozone, wie sie Jeannet und Staub gefunden haben, ist der südlichste Kreidefund im Deckengebirge Graubündens, der wurzelnaheste der Schweizeralpen überhaupt. Er be-

festigt aufs neue überwältigend den Zusammenhang der Klippen und der Préalpes mit den unterostalpinen Decken.

Weitere gut entwickelte mesozoische Schichtpakete der Languard-D. sind, von Verrucano unterlagert und ohne durch Schürfung zerstört zu werden, erhalten geblieben am Berninapaß (Val Agone, Gessi), wo fast das ganze Paket nur aus Rauh- wacke und Gips besteht, am P. Stretta, dort mit viel Rauh- wacke, Mte. Garone in V. Abrie (gewaltige rote Liasbreccien), in V. Federia mit Gips und am Lavirunpasse. Theobald hatte die meisten davon schon gefunden und dargestellt. Zöppritz hat besonders den nördlichsten Teil dieses Gebietes mit der großen mesozoischen Anhäufung am Murtiröl näher untersucht. Dazwischen auf den Grenzflächen der Dn. erscheinen Trias und Verrucano mit starker Verschürfung meistens nur noch in Linsen, oder das Campokristallin ist dem Languardkristallin aufgeschoben, die mesozoische Hülle des letzteren ganz weggeschürft (z. B. oberes Puschlav).

Tektonik der Languard-D.

Alle Beobachter am Berninapaß (Val del Fain) und am P. Languard (Blösch, Trümby, Spitz und Dyhrenfurth, R. Staub) anerkennen ohne Widerspruch, daß es einen kristallinen Komplex von Deckenform gibt, der über dem Mesozoikum und dem Altkristallin der Berninamasse liegt. Auf der Zone der Berninaquerfalten erscheint diese Decke stark gequält weniger als 500 m mächtig. Die tiefere W-Seite mußte sich in Querfalten auf die höhere E-Seite überwälzen. Die Abzweigung von der Bernina-D. beginnt am Cambrenagletscher, etwa 18 km NNE der gemeinsamen Wurzel bei Brusio. Am Sassalbo, am P. Lagalb und P. Alv zeigt sie Rückfaltungen, am P. Languard ist sie durch solche gestaut und bis auf 2500 m Mächtigkeit gehäuft und verdickt. N von Prünas bildet sie harmonisch mit den unterliegenden Dn. eine stark ENE streichende Synklinale, die Fortsetzung von der uns schon an der Err- und Bernina-D. bekannten „Synklinale von Oberengadin (St. Moritz)“ (Taf. XXVII). Dieselbe erstreckt sich (?) weiter gegen ENE bis in den P. Terza (Urtiola) und stark im Münstertal N. Innerhalb des Kristallinen sind schöne, gegen N gerichtete Antiklinalen zu beobachten (Muraiglgebiet).

Die Languard-D. hat stellenweise mächtigen erhaltenen unterliegenden Ver- kehrtschenkel. Am ausgeprägtesten ist dies der Fall in der Zusammenfaltung mit dem Normalschenkel der Bernina-D. am P. Alv. Streckenweise dagegen sind die Unterseite der Languard-D. und zugleich die Oberseite der unterliegenden (Bernina-) Decke so angeschürft, daß kein Mesozoikum mehr vorhanden ist, und dann, wie z. B. bei Pontresina und bei St. Moritz der Biotitschiefer oder Casannaschiefer der Languard-D. unmittelbar auf dem Diorit oder roten Granit der Bernina-D. aufliegt. Der N-Teil der Languard-D. (Heutal, Bevers, Val Chamuera) ist zweigeteilt. Die trennende Sedimentplatte reicht von der Stirn bis an die 15 km weit nach S hinein. Die Stirn ist gegen N in Keilen abgeschert und ausgewalzt (Ponte). Bei Madulein— Zuoz und am Albulapaß und Tschittapaß unter der S-Wand des P. d'Aela sind die ausgespitzten Enden unter den Albulagranit der Err-D. eingewickelt, die Bernina-D. ist dazwischen schon weiter S zurückgeblieben. Im unteren Teil von V. Chamuera sticht das Berninamesozoikum mit Trias, Lias und Malm als über 1000 m mächtiger

Kalkberg, P. Mezzaun, unter der Languard-D. hervor, z. T. oben mit verkehrter Schichtfolge wie am P. Alv wieder bedeckt (Karte von Zöppritz). Die Basis des P. Mezzaun selbst bildet den östlichsten Rest der Err-D. mit Granit bis Rhät oder Lias.

Eine kleine Klippe von Languard-Kristallin sitzt auch noch dem Mesozoikum des P. Padella auf (Theobald und Cornelius). Prachtvoll zeigt sich die Deckenlagerung des Languard-Kristallin am P. Minor und P. Prünas über dem Bernina-mesozoikum des P. Alv und der Püscha.

Nach kurzem Unterbruch S. Tinzenhorn, wo die ganze Languard-D. weggeschürft ist, erscheinen in Oberhalbstein, bei Klosters und im Rhätikon die nördlich verschleppten Schürflinge derselben. Eine Stirnbiegung ist nirgends gefunden. Das gleiche ist bei den nächst unterliegenden Dn. der Fall, während im Gegensatz dazu die darüber folgende Campo-D. in ihren beiden Lappen mit schöner, gegen N gewendeter Stirnbiegung abschließt.

2. Salsalbo.

Spitz und Dyhrenfurth, Die Triaszonen am Berninapafß und im östlichen Puschlav. Verh. K. K. geol. Reichsanst. Nr. 16, 1913.

Rudolf Staub, Zur Geologie des Salsalbo im Puschlav, Eclogae Vol. XV, Nr. 4, 1920.

An der E-Seite des Puschlav hoch oben von 1500 bis 2800 m zieht sich, von Theobald auf über 8 km Länge S—N kartiert, eine Muldenzone von Mesozoikum zwischen unterliegendem (Languard-) und aufliegendem (Campo-) Altkristallin dem Gehänge entlang. Der höchste Gipfel ist der Salsalbo 2858 m. Seinen Namen verdankt er seinen weißen Felsen. Das Axenfallen geht so stark nach E, daß die Mulde am E-Abhang des Grenzgrates nicht mehr entblößt wird. Diese Salsalbo-mulde ist der Schauplatz eines wissenschaftlichen Turniers geworden, dessen Ausgang für das Verständnis der ganzen bündnerischen Ostalpen von Bedeutung ist, indem beide Parteien weitgehende, einander entgegenstehende Schlüsse aus ihren Beobachtungen ziehen. Nicht Waffen, nicht Beredsamkeit haben zu entscheiden, sondern genaue Feststellung der tektonischen Tatsachen durch eingehende Beobachtung.

Die Streitfrage. Spitz und Dyhrenfurth sehen im Salsalbozoge eine Quermulde von gewöhnlicher Form, S—N streichend, gegen E zwischen zwei kristalline Massen einfallend, Campo- und Languard-D., die wenig tief im E als Trog um die Mulde herum sich verbinden, die Campo-D. durch einen alpinen Längsschub von E her gegen W überfaltet. D. Trümpy und R. Staub halten die Salsalbo-mulde für im S durch Vereinigung der beiden Dn. geschlossen, die Dn. von S überstoßen und infolge des Axialgefälles in dieser Querzone geometrisch S—N streichend.

Die erneuerte eingehende Beobachtung hat die Auffassung von Trümpy und Staub vollständig bestätigt, die entgegenstehende als irrtümlich erwiesen. Staub hat im Sommer 1919 folgende Tatsachen festgestellt:

a) Das kristalline Gebirge ist über und unter der Sedimentmulde sehr verschieden.

Überaus reich ist der petrographische Gehalt des aufliegenden Campokristallins; er entspricht zum größten Teil dem der Tonale—Ivreazone. Biotitgneise, Biotitschiefer, Granatglimmer-

schiefer, Kinzigite mit Granat, Andalusit, Sillimanit und prachttvolle Amphibolite, ähnlich denen von Bellinzona, Muscovit und Turmalinpegmatite, alte Marmore und Kalksilikatfelse bilden neben biotitreichen grobkörnigen alten Granitgneisen und deren Schieferhüllen und N-Valle di Campo granitodioritische Massen die aufliegende Serie. Bemerkenswert sind endlich basische Gänge von Diorit und Diabasporphyriten (ähnlich den Suldeniten und Orteriten im oberen Veltlin).

Das Languardkristallin ist hier im Gegensatz dazu sehr einförmig. Keine Kinzigite, keine Amphibolite, keine Kontaktmarmore und Pegmatite, keine Diorite, Biotitaugengneise, keine basischen Gänge, nur die grünen, grauen, weißen oder schwarzen Serizitschiefer und Serizitquarzite mit einigen grünen Granitmyloniten.

Die große Differenz zwischen den kristallinen Massen beiderseits der Sassalbozmulde spricht gegen eine nahe kurze Verbindung östlich um die Mulde herum, wohl aber für die Herleitung der Dn. aus dem weiter entfernten S.

b) Die Tektonik der Sassalbozone beweist Überfaltung und Überschiebung aus S.

Der äußerst kompliziert gebaute Sassalbozug gliedert sich in drei Komplexe (Schichtreihe S. 722).

Der untere umfaßt den Sedimentmantel der Languard-D. mit Verrucano, Trias und Lias mehrfach miteinander verschuppt und oft in S-N-Richtung lineargestreckt laminiert und gestreift. Der Verrucano dieser Schuppen hängt im S stets mit dem Hauptkomplex des Verrucano der Languard-D. zusammen, die Schuppen wurzeln also im S.

Der obere Teil des Sassalbozuges besteht aus der verkehrten Sedimentserie der Campo-D. Er bildet einen Mittelschenkel, der viel mächtiger ist, als der Normalschenkel der Languard-D., was schon sagen will, daß er aus einer größeren Entfernung stammt, wo primär größere Mächtigkeit, wie sie das Campomesozoikum bezeichnet, vorhanden war. Starke Verschuppung führt auch hier zu Repetitionen der Gesteine, besonders der Triasdolomite mit den roten Liasbreccien. Auch diese Schuppen zeigen alle Merkmale des Vorstoßes oder der Verschürfung von S nach N.

Der mittlere Komplex ist ein komplizierter Muldenkern aus Allgäuschiefern, Malmbreccien, Kreidesteinen. Zwei große liegende Antiklinalplatten von Trias und Lias zerteilen ihn in drei ausholende, liegende, jurassisch-kretazische Muldenfüllungen. Dabei streichen die antiklinalen wie die synklinalen scharfen Umbiegungen alle annähernd W-E bergewärts; die Triaskniee derselben sind konvex gegen N, die Kreidemulden konvex gegen S umgebogen. Auch eine von S in die Sassalbozmulde hineinstechende Platte von Campokristallin biegt in sich selbst zurück mit W-E streichendem Scharnier. Auf dem Gipfel des Sassalbo ruht eine kleine Kappe von Casannaschiefer.

Liegende Falten mit W-E streichender Stirnumbiegung finden sich prachttvoll sichtbar auch im überliegenden Campokristallin, so am P. di Sena, im Valle del Teo, Valle di Campo, am Corno di Dosde. Nirgends in der ganzen Sassalbozone ist eine Antiklinale zu finden, die nach W vorgetrieben wäre. Ähnliche Erscheinungen zeigt auch die Fortsetzung der Sassalbozone in Valle Abrie (oberes Livigno).

c) Die Querfaltung ist aus W→E-Schub hervorgegangen.

Die S-N überstoßenen liegenden Falten und Schuppen der Sassalbozone sind allerdings an manchen Stellen überdies noch mehr oder weniger deutlich quer verbogen und sogar gefaltet. Die S-N streichenden Querfalten liegen aber gegen E über. Die lokale Bewegung war also auch nicht E→W, sondern W→E gerichtet. Diese Querfalten sind im Range untergeordnet dem Gesamtbau der Sassalbozone. Sie gehören mit der schon besprochenen Querfalte des Berninapasses zusammen. Sie sind hier, wie die meisten Querfalten in Graubünden, der Ausdruck eines überstürzten Axialgefälles. Der deckenbildende Hauptschub kam am Sassalbo wie überall in den Alpen von S her, nur der sekundäre und nur lokale Querfaltenschub von W.

d) Die vermeintlich S—N streichende Muldenumbiegung nahe dem N-Ende des Salsalbozuges.

An einer Stelle N Valle del Teo, so behaupten Spitz und Dyhrenfurth, sehe man sehr schön an einem S—N streichenden Scharnier die verbindende Umbiegung der Campo-D. zur Languard-D. R. Staub hat den Fall genau nachgeprüft. Die betreffende Falte streicht nicht S—N, sondern nach ENE! Das vermeintliche Languardkristallin unter der Umbiegung ist kein solches, sondern nur eine relativ kleine Einwicklung von Campokristallin in die Salsalbozone hinein. Die Untergrenze des letzteren und die Auflagerung auf Languardkristallin folgen erst tiefer. Eine normal streichende kleine Einwicklung des Campokristallin in die Salsalbozone ist hier irrtümlich für eine fundamentale S—N streichende Muldenumbiegung zwischen Languard- und Campo-D. gehalten worden.

„Mit dieser genaueren Untersuchung des Nordendes des Salsalbo fällt das beste und einzige Argument, das Spitz und Dyhrenfurth für ihre E→W-Schübe ins Feld führen konnten. Damit fällt ein weiterer wichtiger Baustein aus ihrer Bogenkonstruktion, und die Deckentheorie unserer westalpinen Geologen hat sich von neuem bewährt. Der Salsalbo ist eine im S, nicht im E geschlossene Mulde zwischen zwei kristallinen, aus dem S gekommenen Decken.“ Die große Einheitlichkeit in der Richtung der alpenerzeugenden Rindenbewegung ist abermals bestätigt.

3. Gebiet der Campo-D. S des Inn.

Engadinerdolomiten.

a) Übersicht.

Die Campo-D. oder mittelostalpine D. umfaßt ein weites Gebiet des Veltliner- und Graubündner-Gebirges. Sie beherrscht zusammenhängend Graubünden S des Inn, E der Linie Brusio—Madulein. Außerdem sendet sie noch einen Ausläufer gegen NW, welchem der Albulapaf, die Bergünstöcke und als tieferer Teillappen die Aroserdolomiten angehören. Wir wenden uns zunächst nach dem Gebiete S des Inn. Auf eine Erstreckung SW—NE von ca. 45 km (Salsalbozug bis Schlingüberschiebung) und eine Querbreite von ca. 50 km (Wurzelzone bis Innlinie Madulein—Nauders), das ist ca. 2250 km², bildet sie das Gebirge fast ausschließlich. Allerdings gehört ein großer Teil dieser Fläche zu Italien. Die Grenze der Länder ist verworren gestaltet, sie widerspricht vielfach den natürlichen Außenformen des Gebirges. Bei der vorhandenen Verwicklung der Talwege, wie sie durch allerlei Ablenkungen zustande gekommen ist, waren eben oft tote Talwege und Pässe eher gangbar, als lebendige, deren Hemmnisse vielfach erst in späteren Zeiten durch Anlage von Kunstwegen überwunden worden sind.

In dem SW-Dreieck, dessen Ecken ungefähr durch die Punkte Brusio, Madulein und Bormio bezeichnet sind, ist das Gebirge fast ganz aus dem Altkristallin der Campo-D. herausmodelliert, dessen Mächtigkeit hier 3—5 km beträgt. Das dreieckige Gebiet, welches sich nördlich anschließt, liegend zwischen den Eckpunkten Madulein, Bormio, Nauders, ist vorwiegend in den Sedimentmantel der Campo-D. eingeformt, der hier seinerseits, z. T. durch tektonische Stauung auch 3 km Mächtigkeit erreichen kann. Nur im östlichen Teil (Münstertal, Avignatal, Scarlital, P. Sessenna) entblößen die Täler wieder den hier sich axial aufwölbenden altkristallinen Kern der Campo-D., während zugleich auf vielen Gipfeln, in Fortsetzung der gleich außerhalb des östlichen Zipfels von Graubünden zusammenhängend einsetzenden

„Schlingüberschiebung“, Überschiebungsklippen der Silvretta-Öztaler-D. als prägnante Kappen aufsitzen (P. Cornet, Urtiolaspitze, P. Chavalatsch, P. Lad, P. Chazforà, Mt. Praveder usw.). Die Überschiebung der Silvretta-D. an den Bergen des Münstertals vollzieht sich hie und da an der Stoßseite (S-Seite) der Berge unter Wegquetschen des Campo-Mesozoikums, so daß z. B. am P. Chavalatsch 2765, Grenzstein 2371, am Urtiola 2911 das Silvrettakristallin vom Campokristallin nur noch durch Reste von Campoverrucano oder untere Trias unter der Rutschfläche getrennt bleibt.

In dem ausgedehnten Gebirgsdreieck zwischen der ESE verlaufenden Linie Madulein—Bormio und der nach NE ziehenden Linie Madulein—Nauders wird wohl $\frac{2}{3}$ der Gebirge aus der hier mächtig gewordenen mittelostalpinen Trias gebildet. Die mächtigsten Schichtglieder dieser Trias, die größte Masse des Gebirges und besonders die auffallendsten Gesteinswände bestehen aus triasischen Dolomiten. Man hat deshalb mit Recht diesem ganzen Gebirge, in Analogie zu den Dolomiten von S-Tirol, den Namen der Engadiner-Dolomiten beigelegt, deren SE-Eckstein der Ortler, 3902 m erreicht.

b) Gesteine, Stratigraphie.

Altkristallin. Der obere Teil der Campo-D. wird gebildet durch eine ungeheure Masse von Casannaschiefern (vgl. S. 700). Sie kann über 5 km Mächtigkeit erlangen. Graphitische Schiefer und Quarzitkonglomerate liegen im obersten Teil der Casannaschiefer. Soweit bis jetzt die noch sehr ergänzungsbedürftigen Kenntnisse reichen, enthalten die Casannaschiefer der Campo-D. wohl graphitische Schiefer; Anthracitflöze wie im penninischen Wallis oder im dinaridischen Seengebirge sind bisher noch nie darin gefunden worden.

Als Antiklinalkerne der Casannaschieferfalten und gewöhnlich als Unterlage finden sich Biotitgesteine, Biotitschiefer, Biotitparagneise sehr ausgebreitet — eine Übergangerscheinung gegen das Altkristallin der Silvretta-D., wo hingegen die echten Sericit-Casannaschiefer fehlen. Orthogneise kommen in der Form der Zweiglimmergneise und besonders der Augengneise in großen Massen vor (alt Dm-Granite, Pizzo del Teo, Münstertal, Ortlerbasis). Kinzigite (Gneise mit Granat, Sillimanit, Andalusit, Cordierit, Graphit), braune Granatglimmerschiefer mit Staurolith (V. di Campo) und alte Kontaktmarmore sind weit verbreitet.

In diesen Gneisen und Casannaschiefern finden sich sodann granitische Intrusivstöcke mit Intrusionskontakten, die die Casannaschiefer für unteres Carbon genommen, das wahrscheinlich carbonische Alter der Stöcke beweisen. Offenbar gehören sie in dieselbe carbonische Intrusionsperiode wie die granitischen Intrusiva von Sella, Albula—Julier, Err, Bernina, einige der Languard-D. und der Granit von Brusio; denn gleiche Erscheinungsformen verbinden sie alle: Intrusionskontakte und CMam Casannaschiefer (einschließlich dessen graphitischer Abänderungen, wo solche überhaupt vorhanden sind) und gleiche Gangfolge, gleiche Metamorphosen und massige Texturen. Die Differenzen bestehen darin, daß nach der Masse in Sella-Err-Bernina-D. die Intrusiva enorm vorherrschen, in der Languard-D. und Campo-D. zurücktreten. Intrusiva der Campo-D. sind Granite (Sesvenna, Livigno, Corno di Campo, zwischen Sondalo und Bormio), Tonalite und Diorite (Corno di Campo, Sondalo, Gomagoi, Sesvenna), Gabbro (Leprese S Bormio ob Sondalo,

Campocologno an der S-Grenze der Schweiz im Puschlav, an dieser Stelle verbunden mit Granat- und Cordieritgesteinen), wahrscheinlich alle wie die Berninagranitstöcke carbonischen Alters. Turmalin-Pegmatitgänge sind nicht selten, Porphyritgänge viel seltener, besonders im E vertreten. An der Königspitze (Ortler) durchbrechen die letzteren sogar die Trias (Typus Bergellermassiv).

Alte Kontaktmarmore wie in der Tonalezone sind häufig im Altkristallin der Campo-D. Oft sind sie dolomitisch, enthalten Granat, Pyroxen und andere Kalksilikate. Strichweise sind Cm-Marmore sehr häufig und mächtig (Val Furva, Sobretta, E-Seite Puschlav), manchmal stehen sie in Kontakt mit Pegmatitgängen oder enthalten zerquetschte Pegmatitnester. Nirgends sonst in den ostalpinen Dn. sind Kontaktmarmore in ähnlicher Zahl und Mächtigkeit entwickelt.

Amphibolite treten vereinzelt, NW streichend, in langen Zonen auf (Cima di Cartèn, oberes Puschlav). Die Campo-D. ordnet sich auch hierin zwischen die fast amphibolitfreien unterostalpinen Dn. und die sehr amphibolitreiche Silvretta-D. ein. Die tiefere kristalline Serie der Campo-D. gleicht in vielem (Kontaktmarmore, Katarin, Kinzigite, Amphibolite, Pegmatite, Gabbro) auffallend der Valpellinserie der Dent Blanche und der Fedozserie der Margna-D. Sie ist aber von derselben völlig abgetrennt durch das zwischenliegende, ganz anders geartete Kristallin der unterostalpinen Dn.

Postcarbonische Sedimente.

Perm, Verrucano ist in der Campo-D. reichlich entwickelt. Im Münstertalgebiete kann er 600 m mächtig werden. Die bunten Konglomerate und Breccien enthalten Gerölle von Milchquarz, Quarzporphyr, Granit. Nach unten geht der Verrucano allmählich in Casannaschiefer über. Porphyre im Perm scheinen im Gegensatz zu den über- und unterliegenden Dn. der Campo-D. zu fehlen.

Die Trias der Campo-D. ist typisch ostalpin und mächtig entwickelt, indessen noch nicht so reich gegliedert und nicht so mächtig wie in der Silvretta-D. (siehe Tabelle S. 728). Im Vergleich mit dem Oberostalpinen ist zu bemerken, daß typische Werfenerschichten fast fehlen, die untere Trias (besonders Anisien) noch wenig mächtig ist, die Partnachfazies fehlt, in den Raiblerschichten mächtige Diabaslager sich finden (Münstertal), der Hauptdolomit oft brecciös und das Rhät von sehr wechselnder Mächtigkeit (0 bis 300 m) ist.

Der Lias ist sehr wechselvoll. Er setzt gegen N in der Stirnregion gewöhnlich mit Breccien und Kalken von Arzo-Typus ein, transgredierend auf Karren im Hauptdolomit. Liasfossilien verschiedener Altersstufen sind darin gefunden worden. Nach oben und besonders gegen S (von der Stirnantiklinale gegen die Teilantiklinale) nehmen Breccien und Konglomerate ab und werden (Schiller) ersetzt durch die Bündnerschieferfazies im Ostalpinen, die Allgäuschiefer, die auf 50—500 m anwachsen können. Der Dogger mag dann teilweise in den Allgäuschiefern mitenthalten sein.

Der Malm erscheint auf Lischanna als Acanthiustkalk mit vielen Fossilien (Steinmann und Schiller), dann als Aptychenkalk und Schiefer und als roter, grüner oder gelber Radiolarit und blaugrauer Riffkalk mit Korallen, 10—20 m. Neocom ist als Fleckenkalk entwickelt und von weißlichen, grünlichen oder röt-

lichen Globigerinenmergeln (Couches rouges) überlagert. Die ganze Kreide erreicht nur wenige Meter Mächtigkeit. Biancone wird nicht erwähnt. Der Malm transgrediert im Lischanna auf dem Lias, Dogger scheint zu fehlen. Im SW (V. Trupchum) ist die Schichtfolge vom Hauptdolomit bis zu den Couches rouges vollständig und ununterbrochen.

c) Tektonik der Campo-D.

Die größte der unteren ostalpinen Dn. zeigt sich durch das Vorwiegen der kristallinen Schiefer wieder tektonisch gefügiger als das Err—Bernina-Kristallin. In Menge sind weiche Faltenformen wie feinere Fältelungen entstanden und zahllose Gleitflächen haben sich in den Schieferungsfugen ausgebildet. Das Kristallin der Campo-D. steigt aus dem Veltlin in ihrer Tonale-Wurzelzone, (S-Rand: Dubino, Ardenno, Sondrio, Mte. Padrio, Tonalepaß) steil auf, biegt gewölbeförmig östlich über dem Poschiavosee nach N um in die Gebirge beiderseits Valle di Campo und taucht zunächst axial gegen E ab, wieder auf und wieder ab und zugleich flach nach N (Taf. XXXII A) bis unter das Ortler Triasgebirge hinein. Am Stilsferjoch haben sich große Rückfaltungen eingestellt. Der verkehrte Mittelschenkel der Campo-D. ist am Sassalbo, bei Cinuskel und anderen Stellen erhalten. Der Verrucano geht in der Campo-D. zusammen mit dem Mesozoikum, nicht mit dem Altkristallin. In dem komplizierten Bergland zwischen V. Grosina, V. Viola und Livigno ist der kristalline Kern der D. zu verschiedenen flach nach N überliegenden Falten von bedeutendem Ausmaß gehäuft. Von solchen wird auch noch der S-Rand des Triasgebirges bei Livigno—Bormio und am Ortler ergriffen. Die Sedimente des Ortler selbst trennen als eine über 10 km tiefe Mulde, die gegen N zerlappt und ausgespitzt, nach S überlegt und offen ist, das Kristallin der S-Gebiete vom Kristallin des Münstertales, welches letzteres erst die Basis der Engadiner-Dolomiten bildet. Der höchste Gipfel des südlichen kristallinen Berglandes der Campo-D. ist die Cima di Piazza 3439 m.

Die Deckennatur zeigt sich außerdem durch die W-randlich fast überall zu verfolgende Lagerung über dem Mesozoikum der Languard-D. und durch einige Klippen W der zusammenhängenden Campomasse (P. Toissa, P. Stretta, Sassalbo-gipfel). Vielleicht muß die Campo-D. in Teildecken zerlegt werden.

Ob die Campo-D. auch eine eigene innere herzynische Tektonik besitzt, ist noch nicht endgültig festgestellt. Einige Stellen wie z. B. im Val di Campo, wo die kristallinen Schiefer quer gegen das Granitmassiv des Corno di Campo abstoßen und anderen, wo ihr Streichen etwas von demjenigen der aufliegenden Falten des Mesozoikum abweicht, deuten auf selbständige ältere Tektonik hin, freilich in starker Verwischung durch die alpine.

Eine sehr auffallende Erscheinung ist das Zusammenswinden des Kristallin sowohl der Campo-D. als der Languard-D. gegen E. Auf kurzer Strecke zwischen Bevers, Madulein und dem Albulapaß keilt es fast vollständig aus, so daß weiter W und NW kaum mehr Spuren zu finden sind. Wahrscheinlich verlief der ursprüngliche nördliche Stirnrand des Kristallinkernes der Languard-D. ungefähr über der Linie Bevers—P. d'Err, derjenige der Campo-D. über Madulein—P. Salteras, sie reichten niemals weiter nördlich und sind gegen W über der Bernina-D. dem Abtrag gänzlich zum Opfer gefallen.

Im Faltenbau des Mesozoikums sind für die Campo-D., wie mir nach dem Studium der vorliegenden Karten und Profile sowie eigener Kenntnis des Gebietes scheint, bezeichnend:

1. Ein durchgehender Hauptgewölbestirnfaltenzug vom P. Lat bis P. Toissa, 82 km lang, nicht auf die ganze Strecke geradlinig, die Verbindung der Endpunkte streicht nach E — 20° NE. 2. Ein ungefähr aus der Mitte des Hauptzuges gegen ESE sich abspaltendes Faltenbündel mit Rückfaltung. 3. Im W-Teil ein abgeschürfter, nach N verschleppter unterer Teillappen (Fig. 227).

Ob es angepaßter ist, den Faltenzug von Bergün—Albula über P. d'Esen—Murtaröl gegen den Ortler als die Hauptkette, und die Unterengadiner-Dolomiten als vom Bündel nach NE abgezweigt zu betrachten — oder die Hauptkette von Albula nach den Unterengadiner-Dolomiten gehen zu lassen, und die Kette Esen—Murtaröl—Braulio als seitliche Abzweigung zu nehmen, lassen wir vorläufig unbestimmt.

Sowohl 1. wie 2. endigen nach N mit schöner Stirnumbiegung und nirgends mehr reicht die Campo-D. weiter nach N, vielmehr bleibt sie zwischen den anderen aus. Im Rhätikon, im Unterengadinerfenster, in den Klippen, in den Préalpes finden wir die unterostalpinen Dn. entweder als die obersten oder als von der Silvretta-D. überlagert. Die Campo-D. dazwischen ist zurückgeblieben (Fig. 231 und 233).

Im Näheren ist über die genannten drei Glieder der mesozoischen Campo-D. folgendes zu melden:

Zu 1. Der durchgehende Stirnfaltenzug der Campo-D. bildet in seinem östlichen Teil die eigentlichen Engadiner-Dolomiten. Er besteht aus einer zusammenhängenden Gewölbestirnzone bald einfacher, bald mehrfacher Faltung. Oben gegen den Gewölberücken sind die Schichtmassen gestaut, dagegen unten in den Muldenschenkel und in die Basisüberschiebungsfläche der Campo-D. hinein verschürft. Im E steigt die Stirnzone zwischen Nauders und P. Lat, fast isoklinal zusammengedrückt, unter der Schlinigüberschiebung gegen SW auf. Dann entwickelt sich rasch die gewaltige, schöne Gewölbeumbiegung (Fig. 226) und streicht NE—SW entlang der S-Seite des Inn. Das liegende Gewölbe wie die S sich anschließenden noch erhalten gebliebenen Rückenteile sind durch Quertäler in eine Reihe mächtiger Gebirgspfeiler zerschnitten: P. Lad 2811, Schalambert 3034, P. Ajüz 2797, Lischanna 3109 mit noch aufliegendem Jura, P. S. Jon 3070 ebenso, P. Pisoc 3178 (vgl. Mousson, Neujahrsbl. N. G. Z. 1850), P. Zuort 3122, P. Plavna 2982, P. dellas Plattas 3033, ils Cuogns 2906, P. Laschadurella 3049, P. d'Ivraina 2893, folgt der Durchschnitt durch den Spöl, dann P. Terza 2683, P. Murteröl 2676, P. d'Esen 3131.

Auf der Strecke Cinuskel—Madulein kreuzt die Dolomitgewölbezone unter gleichzeitiger Schwenkung* in E—W-Streichen das Inntal unter spitzem Winkel. Das liegende Stirngewölbe ist zum großen Teil abgetragen, die Zone setzt an der N-Seite des Albulapasses fort durch P. Uertsch 3273 und geht über in die großartige Gruppe der Bergüner Dolomitstöcke. Der prachtvolle, unten durch Riegel (Bergünerstein) geschlossene Talkessel von Bergün liegt im Querschnitt der jungen Albula durch die Campostirnzone. P. d'Aela 3440, Tinzenhorn 3179, P. Michèl

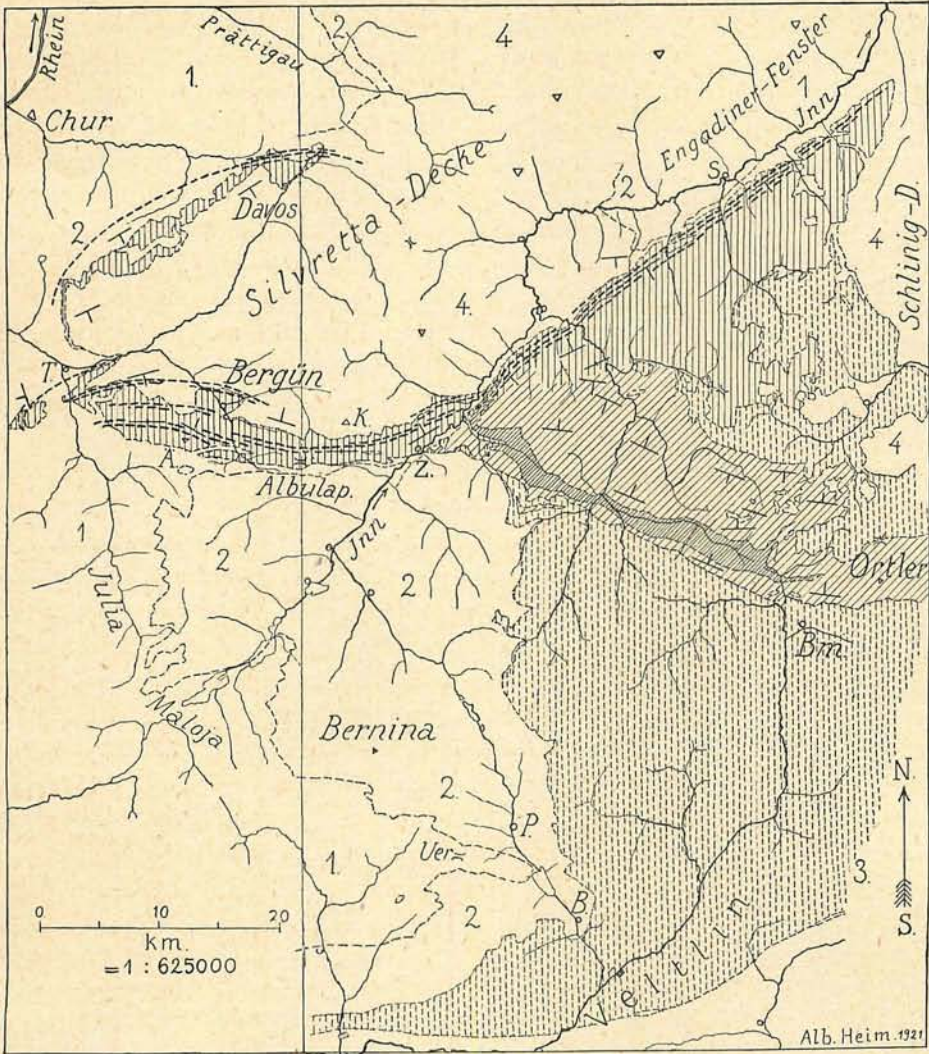


Fig. 227. Kartenskizze der Campo-Decke.

- | | |
|----|---|
| 4. | Oberostalpine Decke: Silvretta—Schlingig—Oetzaler-Massiv. |
| | Mittelostalpine (= Campo-)Decke. |
| | wegerodierte oder verdeckte Stirngewölbeumbiegungen aus Trias, oft mit darunter erhaltene, sichtbare eingewickelter Silvrettedecke. |
| | Mesozoikum der Arosen-, Bergün- und Unterengadiner-Dolomiten mit Überfaltung der Gewölbe gegen N. |
| | Lias—Rhät-Mulde von Trupchum bis in den Ortler, gegen SSW geöffnet und überschoben. |
| | Mesozoikum des ESE Faltenzweiges mit Rückfaltung. |
| | Altkristallin der Campo-D. |
| 2. | Unterostalpine Decken (Sella-, Err-, Bernina-, Languard-D.). |
| 1. | Penninische Decken (Margna- und Suretta-D.). |
- S = Schuls, K = P. Kesch, T = Tiefenkastels, Ä = P. d'Aela, Z = Zuoz, P = Poschivo, B = Brusio, Bm = Bormio.

3163 sind die W anschließenden prägnanten Gipfel (Fig. 231). Das Faltengebäude steigt W höher. Die Julia durchschneidet es bis in seine penninische Unterlage und trennt dadurch den P. Toissa als Deckklippe und westlichsten Zipfel davon ab. Der große Gewölbezug, der im E unter der Schlingüberschiebung heraufgestiegen ist, endigt hier abgewittert, abgebrochen gegen die Luft hinaus, ganz so, wie es seiner Deckennatur und deren N-Stirnrand entspricht.

Zu 2. In der Mitte zweigt an der S-Seite aus dem Stirngewölbezug am P. d'Esen eine Gebirgszone unter spitzem Winkel gegen ESE' abstreichend ab und reicht vom P. Quaternals bis in den Ortler. Es ist das rückgestaute Faltenbündel, das an seinem S-Rand von einer gegen SSW offenen Liasmulde (V. Trupchum – Ortler) begleitet wird, auf welche die Triasgewölbeschuppen aus N überschoben sind. Der trennende Wall zwischen dem normalen NE-Stamm der Engadinerdolomiten und diesem gegen ESE gerichteten Seitenzweig, der wohl auch die Veranlassung zu der Rückfaltung war, ist die Aufwölbung des Münstertaler Kristallin. (Wir kommen darauf zurück).

Zu 3. Einen wesentlich anderen Charakter hat der Campo-Stirnappen, der dem W-Teil der Hauptzone nördlich vorliegt. Tief am Fuß der Bergnerstöcke unter denselben muß in früherer Bewegungsphase noch ein unterer Teillappen angelegt worden sein. Heute ist er vom Zusammenhang losgerissen; er entwickelt sich aber weiter N aus der ostalpinen Überschiebungsfläche, gewinnt gegen N rasch wieder Kraft und baut einen Teil des Arosergebirges auf. Dort am Schiahorn und am Seehorn bei Davos endigt er mit scharfer Stirnabiegung (Taf. XXXIII). Weiter nach N erscheint die Campo-D. nirgends mehr. Wie weit gegen E die Aroserdolomiten noch unter dem Silvrettakristallin fortsetzen, ist vorläufig nicht zu bestimmen. In der Umrahmung des Engadinerfensters konnte dieser tiefere vorgeschobene W-Lappen der Campo-D. bisher nicht mehr gefunden werden.

Auf die Campo-D. im Arosen Gebirge kommen wir noch zurück. Einige Teile des Campo-D.-Gebirges erfordern noch nähere Besprechung. Zum vollen Verständnis fehlt uns freilich noch mancherlei, vor allem eine genaue Kartierung und Profilierung der Region zwischen Languard-D. und Engadiner Dolomiten und für die Zone zwischen P. d'Esen und den Bergnerstöcken.

d) Die Unterengadiner-Dolomiten.

Die Engadinerdolomiten sind das Gebiet, über welches uns die detaillierte geologische Aufnahme von Spitz und Dyhrenfurth und für das E-Ende die Aufnahmen von W. Hammer vorliegen (zit. S. 684).

Die Tektonik der Engadinerdolomiten ist im Einzelnen sehr verworren. Bald treffen wir selbst in den festen Dolomiten die glattesten bruchlosen Falten, bald treten unregelmäßige Brüche und Diskordanzüberschiebungen auf, die die Kontinuität der Faltenformen wieder stören. Das ist eben der mechanische Charakter der höheren ostalpinen Dn. Man betrachte die Profile von Spitz und Dyhrenfurth. Diese Region bietet freilich der Profildarstellung besondere Schwierigkeiten dadurch, daß wellenförmige Axialschwankungen sich mit den Faltungen kombinieren und die Streichrichtungen verschiedener Hauptfalten bis auf 60° voneinander abweichen können. Da sollte stets lokales geometrisches Streichen der Schichten, hervorgehend aus der Kombination von Faltung und Axialgefälle einerseits und Streichen der

Falten andererseits, unterschieden und auseinandergehalten werden können. Ferner sollte das generelle, in den großen Zügen sich zeichnende, normal alpine Streichen mit seinen primären Richtungsschwankungen von lokalen Abweichungen durch schiefe Zerrungen innerhalb einzelner tektonischer Stockwerke und ebenso Bruch- und Schubflächen innerhalb einer Decke von solchen, welche die ganze Decke tragen, unterschieden werden, selbst dann, wenn sie in Wirklichkeit im Sinne mechanischer Bequemlichkeit sich stellenweise mehr oder weniger zusammengehängt haben. Die Untersuchungen von Hammer, Spitz und Dyhrenfurth bedeuten einen großen Fortschritt in der Kenntnis dieses verwickelten Gebietes; sie führten zu Deutungsversuchen, aber noch nicht zu einem abschließenden Verständnis. Einige etwas schematisierte und vereinfachte Profilausschnitte nach den genannten Autoren mögen eine Vorstellung dieses Gebirgsbaues geben (Taf. XXXII B).

Im Gebiete der Entblößung der kristallinen Basis, im Münstertal, erscheinen große Massen von „Muscovitgranit“ (P. Sesvenna), nach S zunehmend Zweiglimmergneise, Phyllitgneise, Quarzphyllite. An manchen Stellen sind diese Gesteine mit Perm und Trias verfaltet. Der NW-Rand tritt aus dem nördlichen Teil der Albulapaßzone bei Madulein ins Inntal, von wo er gegen NE streicht von Cinuskel bis Nauders nur wenig rechts des Inn. Einzig auf der Strecke Zernetz—Tarasp ist der Inn von dieser Leitlinie nördlich in einem kräftigen Bogen — Trennung von Oberengadin und Unterengadin — ausgewichen. Durch die Linie Zernetz—Ofenpaß—Münstertal wird dieses Gebiet der Engadinerdolomiten geteilt. Im nördlichen Teil zeigt sich deutlich eine Anstauung der Sedimentmassen, nach Mächtigkeit und stratigraphischer Fülle zunehmend gegen den NW-Rand. Alle Falten streichen dort SW—NE, wie das Inntal, und wenden ihre antiklinalen Knie gegen NW. In dieser Zone besteht eine ausgebreitete Disharmonie zwischen der Faltung im „Oberbau“, der aus Hauptdolomit, Rhät und Jura besteht, und dem die höchsten Gipfel (P. Tavrü, P. Laschadurella, P. Plavna, P. Pisoc, P. Lischanna usw.) angehören gegenüber dem „Unterbau“, der aus Altkristallin und Verrucano bis Raiblerschichten gebildet wird und in den tieferen Teilen der Talgehänge entblößt ist. Die weichen Raiblerschichten haben als zwischenliegendes Schmiermittel gewirkt, ähnlich wie z. B. in der Alviergruppe innerhalb der Säntisdecke die Portland- und Valangienmergel (S. 379, Fig. 116). Die Falten des Unterbaues sind schärfer, gedrängter, dachziegelig von SE nach NW übereinandergeschoben, in Bündel geordnet. Es finden sich sogar lange Verrucanokeile in den Granit hineingefaltet (Mot del Gaier und Sesvenna). In den Raiblerschichten entstand die etwas unebene, aber im ganzen horizontale Schubfläche, auf welcher sich der Oberbau bewegte in zwei gleich streichenden, aber nach Gestalt, Größe und Zahl abweichenden Falten, z. T. mit Brüchen. An der Trennungsfläche hat sich eine ausgezeichnete Diskordanzdislokation entwickelt. Die Falten des Unterbaues sind an derselben diskordant angeschürft und die Schichten des Oberbaues stehen vielfach steil darüber (Taf. XXXII B).

Der südliche Teil bildet die vielfach durch Quertäler unterbrochene Kette: P. d'Esen, P. Quatervals, P. del Aqua, (Spöltal), Mte. del Ferro, (Val Mora-Paß), P. Murtaröl, Mte. Cornacchia, P. Schumbrada, P. Umbrail. Ihrem S-Rande entlang läuft die Liasmulde: Val Trupchum—N-Livigno—Valle Alpisella—Valle di Fraele, im

Rhät der Ortlergruppe fortsetzend. Ihre tektonischen Beziehungen zum Triasgebirge sind noch nicht ganz aufgeklärt. Der Lias sticht überall steil N fallend unter den Hauptdolomit der genannten Kette, der hier südwärts aufgeschoben ist. Südlich unter dem Liaszug steigt der Triaszug des Ortler herauf, im Ortler zu einem Faltengebirge gehäuft, auf Schweizergebiet auf einige Linsen reduziert. Der südliche Dolomitgebirgszug zeigt den Unterschied von Unterbau und Oberbau nicht mehr. Der tektonische Charakter des Unterbaues, wie er im Nordzweig vorhanden ist, ergreift hier auch die obere Trias, so daß man Wettersteindolomit, Raiblerschichten, Hauptdolomit, mächtiges Rhät harmonisch miteinander veraltet und die Falten einander aufgeschoben sieht. Das Auffallende besteht nun aber darin, daß dieser ganze Obertriasgebirgszug und ebenso seine Schichten und seine Falten gegen ESE streichen. Diese Falten sind (zwar nicht ausnahmslos, Val Mora) mit dem Antiklinalknie gegen SSW gerichtet. Sie bilden mit dem großen Unterengadiner Dolomit und seinem N-Rand S des Engadin einen Winkel von 50 bis 60°.

Der Ofenpaß und das Gebiet des Münstertales gehört der Innenseite des spitzen Winkels an. Dies Gebiet wird beherrscht durch eine axiale Aufwölbung. Hier sind ältere Trias, Verrucano und Altkristallin mächtig entblößt, während die Schenkel des Winkels von den obertriasischen Gipfeln und Gräten gebildet werden. Einzig in der Kette P. Ivrain—P. Tavrü 3170 sendet der N-Schenkel noch einen gradlinigen Hauptdolomitkamm, der Erosionsrelikt ist, weit in den Innenraum des Winkels.

Im ganzen hat eine Variation der Streichrichtung innerhalb eines Kettengebirges nichts Besonderliches an sich.

Spitz und Dyhrenfurth knüpfen nun aber an den vorliegenden Fall ihre Behauptung eines reinen primären E→W-Schubes und versteigen sich sogar zu dem gesperrt gedruckten Satze (S. 224): „Wir lehnen hiermit jeden Versuch, die Tektonik innerhalb der Engadinerdolomiten mit Hilfe eines S→N-Schubes im Sinne der Deckentheorie zu erklären, als unvereinbar mit den fundamentalen Grundtatsachen des tektonischen Aufbaues mit Entschiedenheit ab. Diese Tatsachen lassen sich ohne die Annahme eines bogenförmigen Schubes von E nach W nicht verstehen.“

Stets wird von „Gebirgsbogen“ und vom „Umschwenken“ der Falten gesprochen. Allein bei näherem Nachsuchen in den Lokalbeschreibungen wie in der Zusammenfassung der Resultate findet man keinen Versuch zum Nachweis für eine Tatsächlichkeit dieser Erscheinungen oder die Richtigkeit dieser Schlagworte. Man muß lange suchen, bis man findet, daß die Spitze des Winkels zwischen der nördlichen NE verlaufenden und der südlichen gegen ESE gerichteten Kette, d. h. die Region von Zernetz gegen SE bis zur Ova d'Spin mit dem P. Terza der Schauplatz dieses großartigen Faltenbogens sein soll, — den noch niemand gesehen hat, denn er ist unsichtbar. Es wird berichtet, daß die Falten des N-Schenkels unseres Winkels bei Annäherung an den S-Schenkel sich mehr oder weniger „ausglätten“, absinken und „umschwenken“. Diese häufige Erscheinung kennen wir sogar aus dem Jura (I, S. 631). Es wird hervorgehoben, daß sie sich aber vom N-Schenkel in den S-Schenkel des Gebirgsdreieckes fortsetzen, was man daran sehen könne, daß die Profile beiderseits des Spöleinschnittes Spiegelbilder seien — Gewiß! Die Falten der aus NE herantretenden Kette setzen sich sogar S Zernetz am Abhange des Murtaröl (N-Ausläufer des P. Quaternals, der Name Murtaröl ist leider sehr häufig) noch westlich Val Cluozza ganz in die S-Kette hinein fort. Spitz und Dyhrenfurth heben sogar ausdrücklich mit einer Anzahl von Beispielen hervor, wie sich die Streichrichtungen der Falten in der Bogenregion meistens plötzlich ändern, und damit stimmen auch ihre, freilich viel zu spärlichen Eintragungen mit Streich- und Fallzeichen in ihrer Karte überein: Am P. Terza Streichen aus NE, 2 km S des Gipfels plötzlich Streichen gegen SE. In der NW-Basis des P. d'Esen, der schon ganz dem S-Schenkel des Dolomitkettenwinkels angehört, Streichen aus NE, im Val Tantermozza (bei Ovacotschna) Streichen E—W, gegen die Gräte

hinauf allmählich ESE. Man sollte erwarten, daß wenn ein Faltungsbogen von P. Laschadurella über den Spöl nach dem P. Quaternals bestünde, er sich in einem schrittweisen Umbiegen des Schichtstreichens und Faltenstreichens auf dieser Strecke nach der Reihenfolge: Streichen aus NE, dann, bei sukzessivem Vorrücken gegen SW, sich drehend in Streichen aus NNE, aus N, aus NNW, aus NW, aus WNW zeigen sollte. Davon ist weder in den Beschreibungen von Spitz und Dyhrenfurth, noch in der Karte eine Spur zu finden. Es fehlen in dem „ganzen regelmäßig bogenförmige Anordnung zeigenden Gebirge“ alle die Richtungen drehend über N—S um 120° , und es finden sich nur die Richtungen drehend um 60° , kommend aus NE über ENE, E—W in ESE. Einzig S Munt la Tschera sind in einer tiefen regellosen Bruchregion der Untertrias und des Verrucano lokal Stellen mit N—S Streichen beobachtet worden, nicht aber im vermeintlichen Gebirgsbogen.

Diese Tatsachen zeigen, daß es sich in unserer Gebirgsdreiecksspitze S Zernetz um die Teilungsregion eines Faltenbüschels, aber keineswegs um einen Faltenbogen handelt. Der normale Gebirgsstamm kommt aus SW schon aus der Albularegion und verläuft nach NE bis Nauders — ein Bündel wendet sich zwischen Val Trupchum und Val Cluozza etwas seitlich davon ab — gegen E und ESE. Die Teilung des Bündels wurde für einen Bogen gehalten.

Aus dem behaupteten Gebirgs- und Faltungsbogen wird der E→W-Schub wie folgt abgeleitet (S. 205): „Mißt man von der Umbiegungsstelle gegen NE und SE gleiche Stücke ab und verbindet sie mit einer geraden Linie, so erhält man die Sehne des Bogens. Der auf ihr senkrecht stehende Radius verläuft von E nach W, er stellt die mittlere Schubrichtung dar, wir sprechen daher vom E→W-Schub!“ Viel einfacher hätten Sp. u. D. sagen können: Die Halbierungslinie des Winkels zwischen den Gebirgsketten gibt für uns die Schubrichtung.

Spitz und Dyhrenfurth bezeichnen diese ihre Ableitung des E→W-Schubes in den Graubündneralpen als das tektonische „Hauptresultat“ ihrer Untersuchung. Wir freuen uns darüber, daß sie der Wissenschaft vieles geleistet haben, das viel besser ist! Ihr „Gebirgsbogen“ besteht nicht, ihre Ableitung ist falsch. Von hier aus wird nun weiter gebaut: Graubünden zerfällt in eine ganze Anzahl von „rhätischen Bogen“, die alle gegen W vorgetrieben sein sollen (Sassalbo, Bernina, Err, Ducan, Plessurgebirge, Rhätikon). Die nähere Untersuchung durch die Schweizer Geologen hat aber immer mehr ergeben, daß diese Bogen in Wirklichkeit nicht bestehen. Wir stellen eine ganze Anzahl von nach S überliegenden Falten im südlichen Dolomitgebirgszuge nicht in Abrede, allein wir bezeichnen eben diese, anstatt wie Spitz und Dyhrenfurth die nach N überliegenden (Val Mora usw.) als Ausnahmen, als die „Rückfaltungen“. Jedenfalls ist das behauptete Faltenüberliegen vom Innenraum nach der Außenseite des Winkels zwischen den Ketten auch vom Standpunkte des S—N-Schubes verständlich und zudem nicht ausnahmslos. Vielleicht kommen auch Tauchfalten, tauchende Teillappen der Decken oder gar Teildecken ins Spiel. Es ist doch auffallend, daß die N-Kette und die S-Kette eine gewisse Faziesdifferenz aufweisen. Dort kein norisch-rhätisches Grenzniveau und sehr wenig Rhät, in der ESE gerichteten Kette diese beiden Stufen mächtig entwickelt. Die Erklärung der Tektonik der Engadinerdolomiten durch einen E→W-Schub, der einen mit Falten umstauten Keil unharmonisch zur Gesamtanordnung eingetrieben haben soll, ist viel willkürlicher und unnatürlicher, als die Annahme eines Schubes aus zirka S mit ungleichen Widerständen und Phasen etwas schwankender Schubrichtung und mit Rückfaltungserscheinungen in der etwas abweichend gerichteten Kette (vgl. auch S. 46—49 und 679). Die vielen Falten oder Faltenbüschel eines Kettengebirges, die in der Schubrichtung ausgebogen sind, zeigen überdies eine sanfte, gewöhnlich gegen die Enden zunehmende Umkrümmung in weitem Bogen; keine bildet eine spitze Umknickung zwischen geraden Schenkeln, wie sie hier durch Verwechslung mit einem Falten-Büschelwinkel angenommen worden ist.

Spitz und Dyhrenfurth berichten aus dem ganzen Dolomitgebirge noch eine Fülle bemerkenswerter Einzelheiten. Den von ihnen daran geknüpften Erklärungsversuchen können wir nicht immer folgen. Es ist unmöglich hier auf Weiteres einzutreten. Einer Hauptfrage aber dürfen wir nicht aus dem Wege gehen: dem NW-Rand.

e) Der NW-Rand der Engadinerdolomiten.

An der NW-Randlinie treten die Engadinerdolomiten mit den altkristallinen Silvrettagesteinen in Berührung. Spitz und Dyhrenfurth finden, daß die Be-

rührungsfläche oft senkrecht stehe (z. B. S Zernetz), oft steil schief nach SE unter die Dolomitberge einfällt (z. B. Stragliavitapaß), hie und da am Granit steil nach N fällt (z. B. Val Sulsanna), so daß der „Granit“ an die Dolomiten ansteigt. Sie konstatieren ferner, daß an der Grenzfläche meistens die kristallinen, durchweg zum Silvrettamassiv gehörigen Gesteine diskordant abschneiden, daß die dem Dolomitengebirge zugehörigen Gesteine ebenfalls manchmal diskordant von der Grenzfläche abgeschnitten werden, manchmal derselben parallel stehen, immer aber deutlich die Tendenz zeigen, sich der Trennungsfläche anzuschmiegen. Spitz und Dyhrenfurth lassen die Frage offen, ob diese Trennungsfläche ein Verwerfungsbruch oder ein „Gleitbruch“ sei. Das Silvretta-Altkristallin nehmen sie als durchweg den Engadiner Dolomiten unterliegend, die Dolomiten als normale Decke des Silvrettamassives, diesem angehörend, an. Der Randbruch sei eine Hebung der NW-Seite, das Dolomitgebirge relativ gesunken, die äußere Form also im Widerspruch zur Tektonik ausgebildet. Die Engadiner Dolomiten setzten sich nach dieser Auffassung einst über das Engadinerfenster und das Silvrettakristallin fort.

Dieser Auffassung sind zuerst Zyn del und Trümpy aus tektonischen Gründen entgegengetreten: Überlagerung der Engadiner Dolomiten in ihrer westlichen Fortsetzung (Albulatal und Bergüngebiet) durch Silvrettakristallin. Aber auch die Fazies der Engadiner Dolomiten entspricht (Eugster, Leupold) nicht derjenigen der Silvretta-D. Der N-Rand der Engadiner Dolomiten ist die Stirn-umbiegung der Campo-D. (R. Staub 1916). Das Silvrettakristallin ist etwas unter dieselbe eingewickelt, gehört aber darüber. Am verkehrten Mittelschenkel der Deckeneinwicklung unter dem Stirngewölbe haben sich wie immer Verquetschungen, Abscherungen und Gleitflächen eingestellt und der Randlinie ihren Charakter aufgeprägt. Die großen Züge der Orographie sind hier insofern in Harmonie mit der Tektonik, als die NW-Stirn der Dolomiten, die hier niemals weiter nach N reichten, die Leitlinie für den Inn bildete und die größere Höhe und Steilheit der Tal-S-Seite dem inneren Bau entspricht.

Die seitherigen Beobachtungen haben direkt und indirekt diese Auffassung immer mehr gefestigt. Die Gründe dafür sind folgende:

1. Nach Sp. und D. sollte die Münstertalermasse in die Silvrettamasse fortsetzen. Dagegen sprechen folgende Gründe: Die Triasunterlage im Münstertal und Scarltal wird zunächst von sehr mächtigem Verrucano gebildet, während solcher am N-Rande der Engadiner Dolomiten von Nauders bis an den P. Kesch (Albula) vollständig fehlt. Im basalen Münstertalkristallin fehlen dagegen die folgenden Gesteine der Silvrettamasse: Amphibolite, Diorite, Dioritporphyrite, Diabasporphyrite, alte Kontaktmarmore, Andalusit-Stauroolith-Granatgesteine, typische Silvrettaaugengneise. Alle diese Silvrettagesteine finden sich aber im Gebiet der Unterengadiner Dolomiten als aufgeschobene Deckklippen und in der Schlingnmasse.

2. Den Engadiner Dolomiten wie der P. d'Aelagruppe fehlt im Vergleich mit der über dem Silvrettakristallin und über und vor seiner N-Stirn gelegenen Sedimentmassen in der Trias die Partnachfazies, das Anisien ist noch schwächer, im Perm fehlen noch die Quarzporphyre. Dagegen ist die obere Trias viel stärker, die Raiblerschichten enthalten Diabaslager und in den Engadiner Dolomiten sind die norisch-rhätischen Grenzschiefer oft mächtig entwickelt, was in der Silvrettasedimenthülle nicht zutrifft.

3. Unter dem N-Rand der Unterengadiner Dolomiten erstreckt sich der „obere Gneis-zug“ von Tarasp, der unbestritten gegen den P. Nuna in die Silvrettamasse übergeht. Daß der

„obere Gneiszug“ aber nicht einen normalen mächtigen Sockel der Engadiner Dolomiten, sondern nur ein arg zusammengequetschter schmaler Keil ist, der wenig tief unter die Dolomiten hineingreift, ist in den tiefeinschneidenden Quertälern unter den Dolomiten leicht zu sehen. Im Durchschnitt von Grava d'Laisch, Seitental von Val Plavna, hat er sich schon zum Verschwinden gegen SSE in die Tiefe ausgespitzt. Der obere Gneiszug von Tarasp ist also nur eine untiefe Entwicklungszone. Nirgends trifft man das Silvrettakristallin als normale Unterlage der Engadiner Dolomiten, auch nicht, wo diese am W-Ende für immer austreichen. Seine steile Anlagerung am NW-Rand an die Dolomiten entwickelt sich W vom P. Kesch zu einer flach gegen N abfallenden Auflagerung des Silvrettakristallin auf den westlichen Ausläufern der Engadiner Dolomiten. Die Grenze der Engadiner Dolomiten am Altkristallin der Silvretta ist somit nicht eine bloße „Abstauungsfläche“, sondern die Überschiebungsfläche einer höheren D. Im ganzen Silvrettakristallin beobachtet man von NW nach SE vorschreitend stets bei Annäherung an diesen tektonischen SE-Rand von Sulsanna bis Nauders eine auffallende Zunahme der Zertrümmerung und Mylonitisierung der Gesteine, die auf eine große ausgebreitete tektonische Ursache für diese Zone entlang dem S-Rande hinweist (z. B. bei Zernetz, in Val Laschadura, Clemgiaschlucht bei Schuls usw. [Zyndel und R. Staub]).

4. Den Nordrand der Unterengadiner-Dolomiten haben Studer und Escher in einem Profil als N gewendete Gewölbeumbiegung der ganzen Zone gezeichnet, die unter sich selbst zurücktaucht. In allen den prachtvollen Quertaleinschnitten an der S-Seite des Unterengadin schon im Tal des Spöl, dann Val Sampuoir, Val Plavna, Val Zuort, Scarlital (und Clemgia), V. Lischanna, V. d'Uina, V. d'Assa, sieht man an den Wänden der dazwischen stehengebliebenen wilden Berggräte und vorspringenden Gipfel diese mächtige nach N geschlossene Umbiegung, die die obere Trias doppelt. Am schönsten ist dieselbe am gewaltigen P. Pisoc und P. S. Jon zu sehen (Fig. 226). Spitz und Dyhrenfurth haben sie ebenfalls an mehreren Orten richtig gesehen und gezeichnet, z. B. zwischen P. Laschadurella und Stragliavitapaß. An anderen Orten haben sie dieselbe in ihrer durchgehenden Großzügigkeit verkannt wegen den mannigfaltigen Störungen durch Brüche und Gleitflächen über, in, und unter den mächtigen Komplexen des Hauptdolomites. Die Stirnumbiegung der Dolomiten wird aber auch dadurch erwiesen, daß einzelne zerrissene Fetzen der Schichten aus dem Scheitel, z. B. von Lias, von Malradiolarit usw. noch wieder am Fuß der Wände eingeklemmt zwischen dem „oberen Gneiszug“ von Tarasp und der steilen oder überwältzten Trias sich finden. Die Bestimmung derselben als einer mechanisch sehr reduzierten aber normalen Schichtfolge von Wettersteindolomit und Raiblerschichten, darüber Hauptdolomit bei Spitz und Dyhrenfurth, erscheint uns nach unserer Prüfung zum mindesten als sehr zweifelhaft.

5. Über den Unterengadiner-Dolomiten, oben auf ihrem breiten erosiv zerstückelten Dach, finden sich eine ganze Anzahl von Deckklippen aus den Silvrettagesteinen als Reste der einst zusammenhängenden Decke. Wir zählen sie auf: 1. Umbrailgebiet, die Klippen oft noch mehrfach zerstückelt: P. Chazforà, P. da Rims, P. Lad, Passo dei Pastori, Munt Praveder, Dößradont, Mte. Forcola (6 kleine Klippen), Passo Chumbraida, Cuclèr da Jon da d'Ontsch (3 K.), Mte. Cornacchia (11 kleine K.). 2. Im Chavalatschkamm: P. Minschun—Chavalatsch, P. Valgronda. 3. Urtiolagruppe N Münster: Urtiolaspitze (P. Terza), Muntet, P. Cotschen, Minschuns, Munt della Bescha, P. Starlèr. 4. Lischannagruppe: P. Rims, P. Cornet, P. San Jon, S P. Lischanna. Das sind je nach der Art zu zählen 20—40 Klippen. Das Silvrettakristallin lag über der Decke der Engadiner Dolomiten; es ist nur an der steilen N-Stirn der Campo-D. etwas unter dieselbe eingewickelt worden. Die Campo-D. bleibt hier mit dieser Stirnumbiegung zurück, ihr Mittelschenkel wird meistens stark laminiert oder abgerissen sein. Im N der Engadiner Dolomiten haben wir keine Campomesozoika mehr zu erwarten. Im E hängt das Silvrettakristallin mit der Schlinigmasse zusammen. Die Engadiner Dolomiten steigen auch dort nicht auf diese hinauf, sie sind eben nicht oberostalpin, sondern die Sedimenthaut der östlich untertauchenden Campo-D. Dementsprechend erscheinen die Lischannagipfelseimente auch noch in einem Fenster unter der Schlinigmasse 5 km E des zusammenhängenden Überschiebungsrandes im Rojental W Malserheide.

6. Die Engadiner-Dolomiten erscheinen im Oetztalgebiete in einigen Fenstern, was beweist, daß sie unter dem Oetztaler = Silvretta-Kristallin sich fortsetzen.

Gewiß ist es nicht verwunderlich, wenn auch noch innerhalb der Schichtserie ein und derselben D. Schubflächen und Häufungen von Schuppen sich geltend machen. So ist der Lias unter dem Lischannagipfel und dem P. S. Jon der unterliegenden Trias mit Rutschfläche aufgesetzt (Taf. XXXV), Aufschiebungen innerhalb einer normalen Serie sind in einer solchen Bewegungszone recht gewöhnlich ebenso wie auch mehrfache Repetitionen von einzelnen Schichtgliedern übereinander. Die Deckklippen selbst, sowie ihre Unterlage liefern dafür zahlreiche Beispiele.

Mit dem Silvrettakristallin beginnt die Überschiebung einer höheren D., der Silvretta-D. über die Campo-D. Die untere hat am S-Rande des Engadin ihre Stirn in die obere eingedrückt, die zwischenliegende Überschiebungsfläche dadurch gefaltet und die obere D. auf etwa 40 km SW—NE Länge um 2—3 km tief hinab und etwa ebenso breit gegen S unter das im Deckenbau sonst tiefere Stockwerk eingewickelt. Die uns vorliegende Einwicklung des Silvrettakristallins unter die Campo-D. — Dolomitenstirn greift also trotz ihrer langen Erstreckung sehr wenig tief ins Fleisch des Gebirges.

Von einer durchgreifenden Kenntnis der Campo-Dn.-Tektonik sind wir noch ziemlich weit entfernt.

IV. Das Gebirge um Bergün und Arosa.

(Taf. XXXIII und Fig. 227 bis 233.)

Lit. S. 684—685.

Dem großartigen Beobachtungsdokumente, das uns G. Theobald in seiner geologischen Kartierung 1:100 000 Blatt XV u. XX und zugehörigem Texte gegeben hatte, folgen erst nach langem Unterbruch einige Versuche zum Verständnis des Gebirges durch G. Steinmann, Hoek, Zyndel, Trümpy und (Eclogae 1913) Spitz und Dyhrenfurth. Zyndel war es, der mit großem Scharfblick für fazielle und tektonische Erscheinungen für die Bergünberge, die Errgruppe und das Arosergebirge die ersten durchgehenden Profile gegeben hat, die uns befreiten vom Irrtum der prinzipiellen autochthonen Wurzelständigkeit und die seither im einzelnen vielfach berichtigt, aber nicht umgeworfen, im großen vollauf bestätigt worden sind. Die systematische neue Durchforschung, geleitet durch P. Arbenz, ausgeführt durch seine Schüler: J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster, R. Brauchli, E. Ott, Fr. Frey hat die Einsicht allseitig ergänzt und vertieft, von Irrtümern gereinigt und uns zum Verständnis geführt, unter Präzision der noch schwebenden Fragen. Die vollständigen Publikationen mit Karten sind in den „Beiträgen“ eingeleitet und werden im Verlaufe der nächsten Jahre erscheinen. Wir halten uns im folgenden an die „vorläufige Mitteilung“, gegeben in der Vierteljahrsschr. nat. G. Zürich 1919 und an persönliche Mitteilungen der Verfasser.

Die große alte Quertallinie Septimer—Oberhalbstein—Lenzerheide—Bodensee hat hier an ihrer Ostseite die ostalpinen Dn. alle mit Erosionsrand abgeschnitten und bis in ihre Unterlage entblößt. Taf. XXVII oberes und Taf. XXXV unteres Profil benützen ausgiebig diesen natürlichen Anschnitt. Das axiale Ostfallen am Übergang von den Westalpen nach den Ostalpen ist hier durchweg ausgesprochen. Die Aufschiebungsfläche auf dem Penninikum verläuft ziemlich flach und unabhängig von den aufliegenden Falten. Dagegen sind die darüberliegenden unter-, mittel- und oberostalpinen Dn. stark untereinander verfaultet. Die Komplikationen sind dadurch vermehrt, daß die Falten gegen W zusammenlaufen und ihre Streichrichtungen von

einem Glied zum andern von NE bis ESE um 70° schwanken können. Dazu kommt der Übergang von der plastischen Faltung in den tieferen Dn. zu der Deformation mit vorherrschenden Schubflächen in der Silvretta-D. Eine Menge untergeordneter Schubflächen und tektonisch entstandener Diskordanzen durchsetzen das Gebirge.

Das Gebirge zwischen Sertig und Bergün

wird ganz aus der Silvretta-D. gebildet. Das Altkristallin ist in zwei gegen SW gerichteten großen Lappen entblößt: im SE das Gebirge des P. Kesch, P. d. Darlux, P. Forum, im NW die Zone von Frauenkirch über Monstein, Muchetta nach Stuls bildend. Zwischen diesen beiden Teilzonen ist mit NE-Streichen eine Mulde aus oberostalpiner Trias eingebettet. Ihr SE-Flügel bildet den 10 km langen scharfen Gebirgskamm des Hochducen 3066, der NW-Schenkel die Kette Aelplihorn—Bühlenhorn—Muchetta. Die Auflagerung des Perm und des Mesozoikum auf dem schon herzynisch gefalteten Altkristallin ist teils konkordant, öfter aber diskordant, und zwar sowohl nach dem Fallen als auch nach dem Streichen. Diese Ducanmulde ist durch nach NW gerichtete Faltungen zweiter Ordnung und Faltenbrüche stark kompliziert. Ihre Auflagerung auf dem Altkristallin oder auf dem „Permo-Werfenien“ ist nicht mehr ursprünglich stratigraphisch geblieben, sondern zu einer Scherfläche geworden, welche verschiedene Glieder der Trias mit der Unterlage in Berührung bringt (Taf. XXXIII). Die Ducanmulde bietet uns mit ihrem NE-Ende noch eine Überraschung. Im Hintergrunde des Sertigtals erreicht ihr Triasmuldentrog den Talboden. An der E-Seite des letzteren aber steigt das Silvretta-Altkristallin rasch zur Gipfelhöhe empor, noch ein kleiner Fleck Verrucano, aber keine Spur Trias ist dort mehr zu finden. Der Muldentrog der Ducankette ist an der Querlinie des Sertigtals unvermittelt abgewürgt. Der hier SE-NW bis ESE-WNW streichende Abbruchrand zeigt gegen SW und SSW steil einfallende Schichten und Rutschflächen. Es ist eine Art Querbruch, der die Ducanmulde hier abschneidet. Ihre Fortsetzung, die in einer über 1000 m höheren Stufe gelegen haben mußte, ist abgetragen. Diese plötzliche östliche Endigung der Ducandolomitberge am Sertigtal schafft prachtvolle kontrastreiche Landschaftsbilder.

Der gleiche Bau wie am S-Flügel der Ducanmulde setzt fort am N-Abhange der Muchetta und beherrscht die bedeutend weitere und noch stärker komplizierte Mulde des Landwassertales (Fig. 232), die hier eine zweite stärkere und ausgedehntere muldenförmige Eintiefung im Silvrettakristallin ausfüllt. Das Landwassertal von Davos bis Surava benützt diese Mulde. Im SW aber, S und N Surava, wo die Aufschiebungsfläche der Silvretta-D. ausstreicht, erscheint sie mit ihrer Trias der Campotrias oder dem Penninikum aufgeschoben. Das Silvretta-Altkristallin mit samt dem mächtigen Porphy und Verrucano von Bellaluna sind auf der Strecke von Monstein und Stuls bis Surava verloren gegangen, ausgekeilt! Auch nördlich hinaus bis über den Rhätikon liegt im Meridian von Surava kein Silvrettakristallin mehr der Schubfläche auf, es setzt erst ca. 15 km weiter westlich wieder ein. Die Linie Alvaneu—Schweizertor scheint überhaupt eine W-Grenze des Altkristallin der Silvrettadecke zu sein.

Die Stratigraphie des Mesozoikums der Silvretta-D. ist in ihrem Verhältnis zu den unterostalpinen Dn. zusammengestellt in der Tabelle bei S. 728. Im Ducan und Landwassergebirge ist

sie fast ganz gleich wie im Rhätikon. Die folgende Fig. 228 von H. Eugster und W. Leupold gibt ein gutes Bild für das Ducan-Landwassergebirge. Diese genaue stratigraphische Analyse der Silvrettrias bedeutet einen großen Fortschritt.

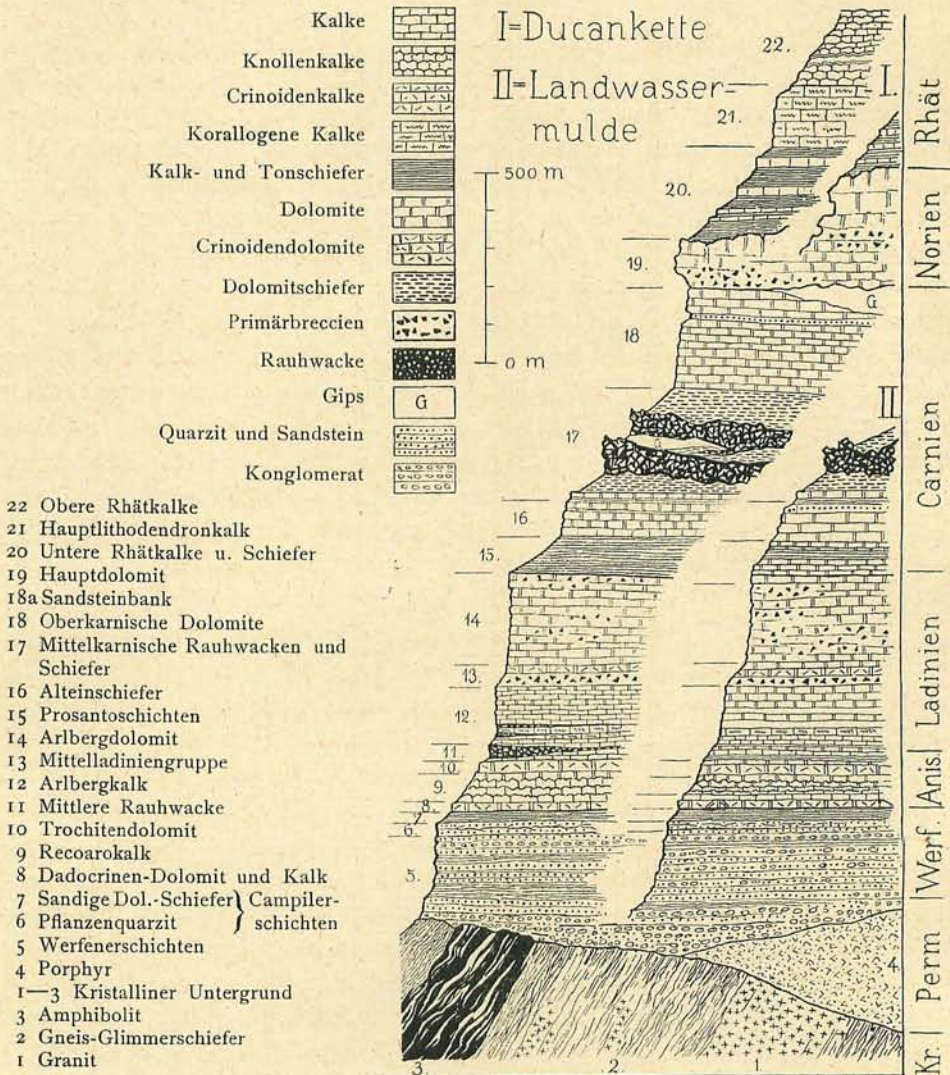


Fig. 228. Schichtprofil der Silvretta-D. in Mittelbünden.

H. Eugster, der die Scherflächen in diesen Gebieten genau verfolgt hat, macht auf deren besonderen und für das Gebiet der Ducanmulde und der Landwassermulde bezeichnenden Charakter aufmerksam. Er findet, daß dieselben im Gegensatz zu einer Gewölbeüberschiebung stehen, indem nicht die Verkehrtchenkel, sondern die Normalschenkel im System der liegenden Falten ausgedünnt sind, was davon herrührt, daß das Gewölbe zurückgeblieben, die unterliegende Mulde vorgeschoben ist, und er nennt den Vorgang passend eine „Untervorschiebung“ (Fig. 229). Wir sind schon hie und da (z. B. am P. Alv und Salsalbo) auf Fälle reduzierter Normalschenkel bei verdickten Verkehrtchenkeln gestoßen (S. 723 u. 725).

Die Silvrettadecke setzt an ihrem S-Rande mitsamt dem zugehörigen Perm auf N fallender Überschiebungsfläche ein. Ihr Rand streicht von Cinuschel über Sulsanna, zwischen P. Kesch und P. Blaisun über Fuorcla Pischa, N von P. Uertsch und durch den N-Abhang von V. Tisch hinaus, biegt dann um den P. da Darlux, quer durch V. Tuors und in einem Halbfenster um Bergün und Latsch an den Aela-Grat hinüber. Die Silvretta-D. wird von Sulsanna bis über Bergün auf ca. 20 km Länge südlich begleitet von der breiten und stellenweise mehrfachen Albulazone von Lias und Hauptdolomit der Campo-D. Aber die Auflagerung des Silvrettakristallin auf dem Campo- oder Aela-Lias ist nicht immer unmittelbar. Schon N ob Zuoz stellen sich auf der Scherfläche Linsen und Pakete von Dolomiten ein. Von der Fuorcla Pischa gegen W werden diese Zwischenmassen zusammenhängend und erlangen zwischen Darlux und Bergün über 600 m Mächtigkeit. Oberhalb Bergün erreichen sie die Albula, keilen aber in V. Tuors wieder aus. Diese Zwischenmassen zwischen dem aufliegenden Silvrettakristallin und dem Liasschiefer der Aela-D. erweisen sich bei genauer Prüfung (Zyndel und H. Eugster) als eine in

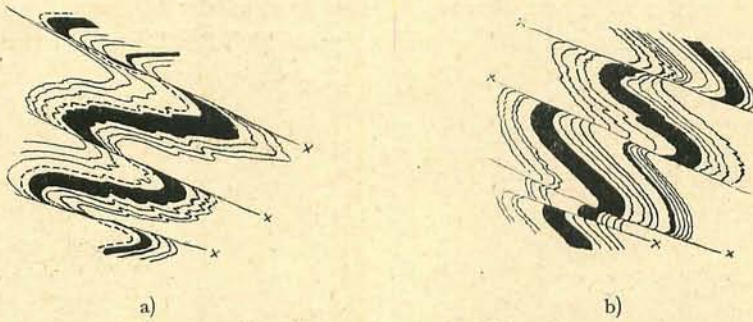


Fig. 229. Verschiedene Arten der Faltenschuppen.

× = Scherflächen, die Schubrichtung von rechts nach links.

- a) Übervorschiebung, die Scherflächen vertreten die Verkehrtchenkel. b) Untervorschiebung, die Scherflächen vertreten die Normalschenkel.

Kleinfalten und Schuppen verknüpfte, aber im ganzen stets deutlich verkehrte Schichtreihe von Trias. Oben unter dem Silvrettakristallin liegt immer zuerst Arlbergdolomit (Ladinien), darunter carnische Rauhwacken, noch tiefer Hauptdolomit. Der letztere ist dann gegen den Campo-Lias durch eine große durchgreifende Rutschfläche begrenzt. Diese Trias ist fazial eine Mittelform zwischen derjenigen der Ducankette über dem Silvrettakristallin einerseits und derjenigen der Campo-Aela-D. andererseits. Sie bildet eine mächtige Linse zwischen zwei Scherflächen, die sich gegen E und gegen NW in die Hauptüberschiebungsfläche der Silvretta-D. vereinigen. Diese verkehrten Triaspakete sind also erhaltene Stücke des verkehrten Mittelschenkels der Silvretta-D.

In V. Tuors unter P. Darlux greift die Scherfläche der Ducanmulde, die hier zugleich in den S-Teil des Silvrettakristallin eingewickelt und darunter eingeschleppt ist, bis an den Grund des Altkristallin, dasselbe wegschneidend. Dadurch kommt dort der Verkehrtchenkel der Ducanmulde in direkte Berührung mit dem verkehrten Mittelschenkel der Silvretta-D., unter Ausbleiben des dazwischengehörenden Silvrettakristallin. Theobald und auch Zyndel hatten die beiden Verkehrtserien als eine Masse angesehen und die trennende Scherfläche noch nicht gefunden.

Die Deckennatur des Silvrettamassives und seines Sedimentmantels, überlagernd die mesozoischen Gebilde der Campo-D., kommt in der Umgebung von Bergün durch den reichgegliederten Erosionseingriff unter die Überschiebungsfläche hinab durchschlagend zum Ausdruck. Überall beobachten wir gegen W die Falten-treppe, in welcher der Campohauptdolomit, überdeckt vom Lias, nach N zur Tiefe steigt. Überall treffen wir gegen E als dessen obere Grenze, diskordant oder mehr oder weniger mitgefaltet im ganzen nach N tauchend, die Überschiebungsfläche der Silvretta-D. Diese wird oft von verkehrten Linsen von Silvrettatrias begleitet, im anderen Falle liegt ihr das Altkristallin der Silvrettamasse auf, das selbst streckenweise von oberostalpinen Trias bedeckt wird. Nirgends ist die Campotrias von Silvrettakristallin — die relativ sehr kleinen Einwicklungen abgerechnet — unterlagert. Unsere früheren Schlüsse: die Silvrettamasse ist ein tektonisch höheres Stockwerk, bestätigen sich vollauf. Sie schwimmt, sichtbar ringsum an ihrem Erosionsrande, auf den Gesteinen der unter- und mittelostalpinen Dn., von diesen durch die größte Überschiebungsfläche der Schweizeralpen getrennt. Bergün und Latsch liegen auf Campomesozoikum in einem Fenster, ausgegraben in der Silvretta-D. Auch hier streichen die aufgeschobenen Silvrettafalten nach ENE bis NE, die unterliegenden Campofalten, wie der S-Zweig der Engadiner-Dolomiten, nach ESE bis SE.

Die Bergüner Dolomitstöcke.

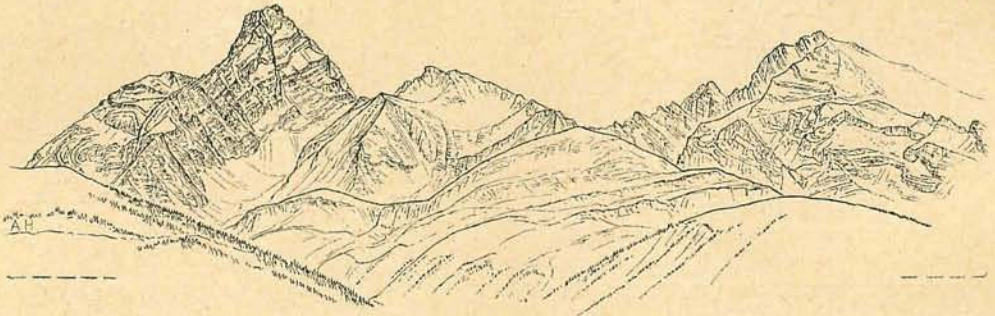


Fig. 230. Tinzenhorn und P. Michèl, gesehen von Wiesen.

Das prachtvolle Talbecken von Bergün wird von großartigen, sehr wilden Gebirgsmassen umgeben. Die Dolomite bilden an der W-Seite 2000 m hohe Steilgehänge, durch SN laufende Nebentäler in kühne Gipfel und Gräte gegliedert: P. d'Aela 3340, Tinzenhorn 3179, P. Michèl 3163. Immer wieder drängt sich der Vergleich mit den Unterengadiner-Dolomiten auf. Dort biegt die Campo-Trias in einem einzigen gewaltigen Stirngewölbe hinab und entlang seinem Fuße zieht der schmale Streifen des eingewickelten Silvrettakristallin. Hier bei Bergün erledigt sich aber der steile N-Abfall der „Aela“ = Campo-D. nicht mit einer einzigen Abbiegung, sondern er ist geteilt in mehrere Stufen mit mehreren gegen N gewendeten Stirnlappen und dazwischen von der Unterseite der Silvretta-D. abgeklemmten Fetzen (Fr. Frey). Das unterste Profil unserer Taf. XXXIII und Fig. 231 und 233 zeigen uns die kräftige Einwicklung von Campo-Lias unter Hauptdolomit schon hoch oben an

der N-Seite von P. d'Aela, außerhalb welcher die Silvrettaüberschiebung zwar steil, anscheinend ohne eigentliche Einwicklung nach N taucht. Es folgen einige tiefere Stirnwellen des Hauptdolomites und sodann der große Stirnlappen von Latsch (Dörfchen und Bergkuppe 250—300 m höher NE über Bergün). Dieser letztere, welchem der Bergünstein, der Schlußriegel des Bergünertalbeckens, angehört, wickelt die Silvretta-D. ein. Die Einwicklung dicht NW Bergün betrifft noch deren Verrucano und Porphyr. Noch sind nicht alle Merkwürdigkeiten des Bergün- Gebietes aufgeklärt. Gegen W setzen die tieferen Glieder der eingewickelten Silvretta-D., eines nach dem andern, überhaupt aus, und der tiefste Teil der Silvretta-D., der an der N-Ecke des P. Michèl bei Motta Palousa 2147 eingewickelt ist, besteht nur

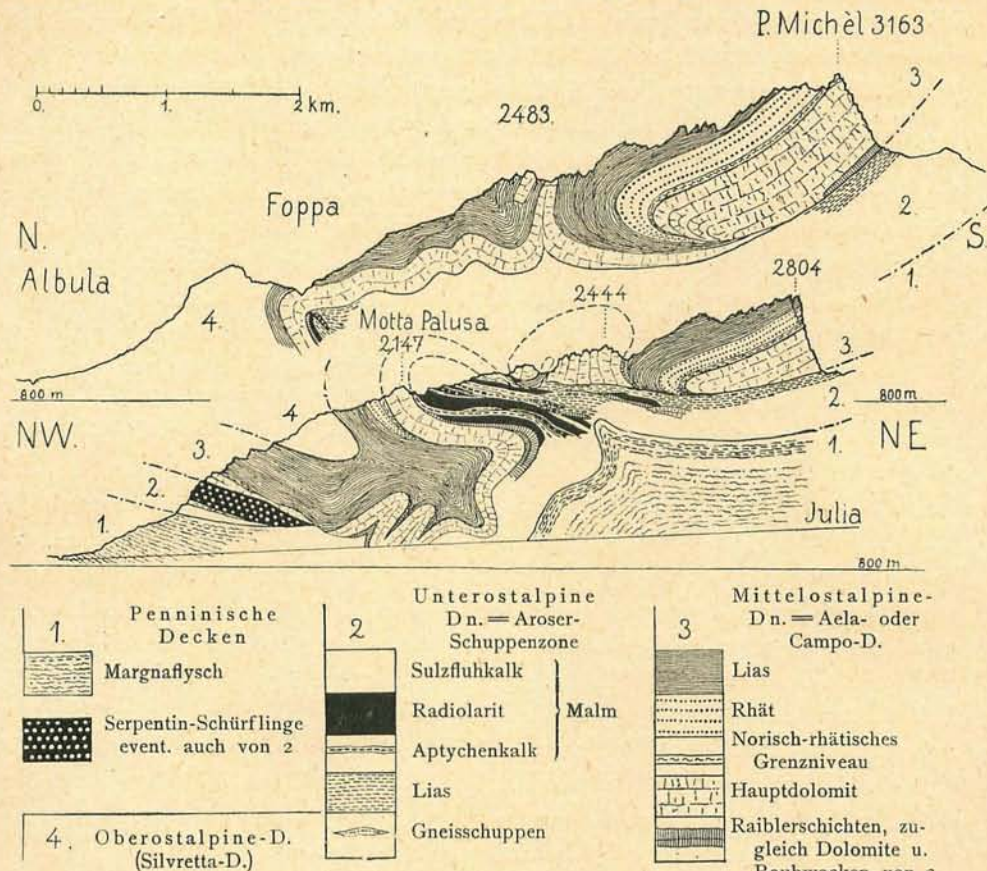


Fig. 231. Profile durch die westlichen Bergün-Dolomiten (Campo-Mesozoikum), aufgenommen 1920 von E. Ott.

noch aus Muschelkalk, umhüllt von arg gestauchten Falten des Lias und Hauptdolomit der Campo- (Aela-) D. Unterdessen hat sich das WNW-Streichen der Campo-Trias- und Liasfalten am P. d'Aela sanft umgebogen in EW am P. Michèl, in WSW am Stein, und stellt sich im P. Toissa quer.

Der Latscher Stirnlappen, der auch den Gipfel der Motta Palousa bildet (Fig. 231, E. Ott), ist nicht nur derjenige, welcher die Silvretta-D. einwickelt. Er

ist zugleich derjenige, in dessen Kern auch die unterliegenden tektonischen Glieder harmonisch eingewickelt sind. In Verquetschung und wilder Verschuppung tritt in das liegende Gewölbe die Zone der unterostalpinen Schürflinge ein, vom Gneis bis zum Radiolarit einschließlich Serpentin. Es sind die Äquivalente der „Aroser Schuppenzone“ im Sinne von J. Cadisch unter Ausschluß von Falknis- und Sulzfluhkalk. In der Hauptsache gehört dieses 300—400 m mächtige Paket von Schürflingen wohl zur Languard-D. Darunter fehlen nachweisbare Reste der Err- und Bernina-D., es folgt harmonisch mit eingebogen die Scherfläche über dem Margnaflysch. Einzig am nördlichen Fuße der Motta Palousa ob Surava findet sich über dem Margnaflysch und unter der hier kaum mehr 175 m mächtigen unterostalpinen Schuppenzone (an dieser Stelle aus Marmor und Serpentin gebildet) noch eine Linse von — wahrscheinlich Sulzfluhkalk, die südlichste bisher bekannte ihrer Art! Schon Arnold Escher notierte diesen Kalk in seinen Tagebüchern (XXXIII unterstes Profil).

P. Toissa. Die Überschiebungsfläche des Ostalpinen auf dem Flysch-Bündnerschiefer steigt axial gegen W an. So kommt es, daß W der Julia die Gesteine der Campo-D., weil sonst zu hoch, abgetragen worden sind, erreicht doch der Margnaflysch mit dem Gipfel des P. Forbisch 3258 m. Eine einzige Klippe haben die Bergüner Dolomiten noch westlich der Julia stehen lassen: den P. Toissa 2662. Seine Grundfläche mag $4\frac{1}{2}$ km², die Höhe der Klippenkappe ca. 600 m betragen. Die Hauptmasse besteht (E. Ott) aus Hauptdolomit, darüber Grenzhorizont und Rhät, am Gipfel Lias, faziell ganz so wie im südlichen Teil der Aelagruppe. Das Streichen ist quer, die Schichten fallen größtenteils ca. 45° WSW und stehen diskordant und gegensinnig auf der unterliegenden Überschiebungsfläche, an welcher sie geschleppt erscheinen. Margnaflysch mit Serpentinlinsen unterlagern. Innerhalb der Aela-D. ist das Axialgefälle gegen E nicht ausgesprochen, z. T. verlaufen die Axen horizontal, z. T. fallen sie sogar etwas gegen W. Die einzelnen Falteglieder vom N-Abhang der Aelagruppe steigen also nicht mit der Überschiebungsfläche gegen W auf, sondern werden von derselben von unten fortschreitend nach oben schief abgeschnitten. Die Toissaklippe ist deshalb wahrscheinlich nicht die westlich aufsteigende Fortsetzung des Triasschenkels, welcher an der Julia den Riegel „am Stein“, „Crap Sees“, bildet, der den Namen Oberhalbstein für das höhere Talgebiet veranlaßt hat — sondern ein Rest einer der höheren Falten am P. Michèl. Dafür spricht auch das Vorkommen von Grenzhorizont und Rhät. Das Querstreichen am P. Toissa kann eine Verdrehung dieses Klotzes an der Aufschubfläche, oder vielleicht auch eine gestaute Abbiegung des gegenstehenden Axialgefälles sein.

Mit Ausnahme einiger schwachen Linsen von Raiblerdolomit und Rauhacke am Fuß der S-Wand des P. Michèl und W unter Motta Palousa bestehen die Bergüner Dolomiten nur aus oberer Trias und Lias. Nur diese oberen Mantelschichten der Campo-D. sind soweit gegen N vorgetrieben worden. Ein komplizierter Unterbau aus mittlerer und unterer Trias, wie er zwischen den Unterengadiner-Dolomiten und dem Münstertalerkristallin vorhanden ist, fehlt im Bergüner und Aroser Gebirge.

Das Arosener Gebirge.
(Taf. XXVI u. XXXIII.)

Das, abgesehen von dem NE-Anhang Weißfluh—Todtalp, ungefähr rechtwinklige Gebirgsdreieck von Arosa steigt im SE, seiner Hypothese entlang, als N-Schenkel der Landwassermulde empor. In Lappen mit einer Menge von untergeordneten, z. T. queren Brüchen und Scherflächen steigt die Triasmasse mit dem Abhang hinauf und am Grate (P. Musch, Sandhubel, Kummerhubel) sticht das „Permo-Werfenien“ und auch noch das Altkristallin der Silvretta-D., nach NW abgebrochen, aus dem Gebirge in die Luft hinaus. Wir müssen hier von den vielen Komplikationen in der Lagerung absehen, die von Cadisch, Leupold u. Brauchli mit größter Sorgfalt verfolgt worden sind, und uns mehr an die großen Züge halten. Immerhin sei in Fig. 232 ein Beispiel dieser Tektonik gegeben.

In den größeren Gliedern des Arosener Gebirgsdreieckes herrscht SW-NE- oder W-E-Streichen und Einfallen nach SE vor, so durchgreifend, daß das ganze Gebirge

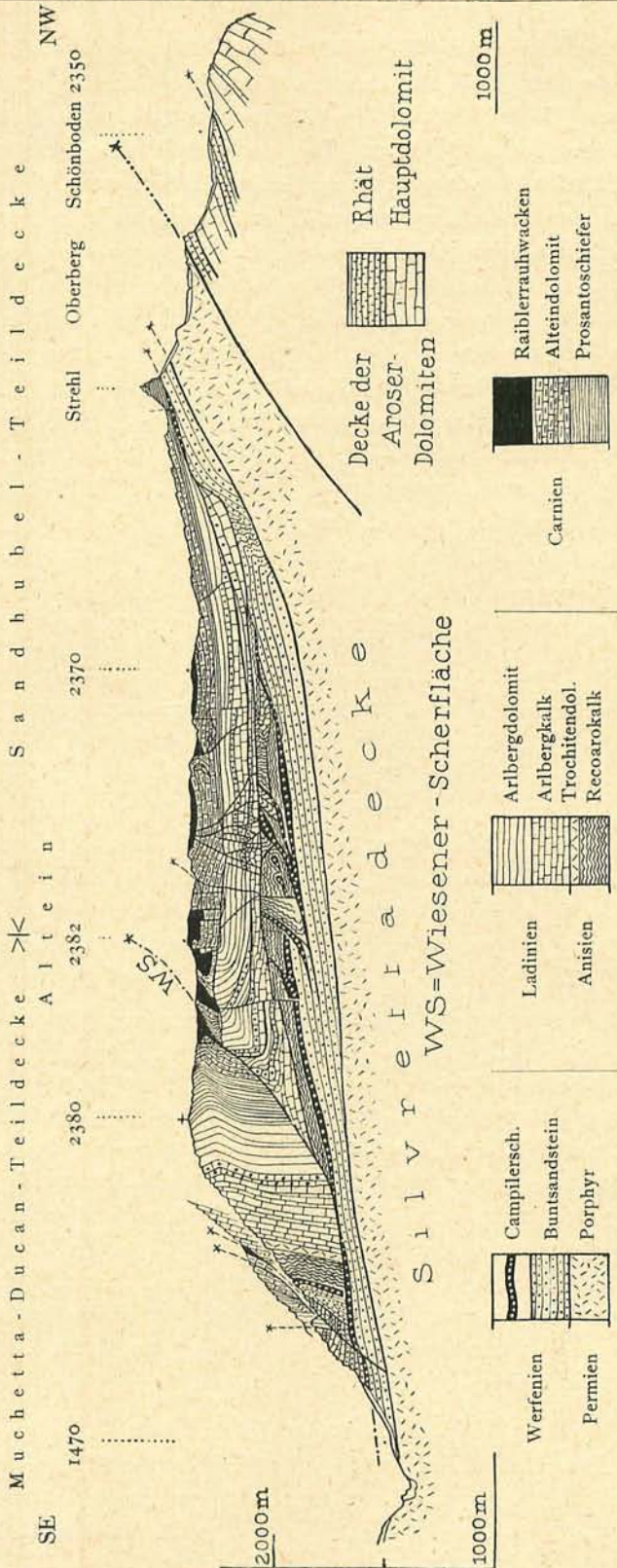


Fig. 232. Profil durch den Altein bei Davos, Nordflanke der Landwassermulde, aufgenommen und gezeichnet von W. Leupold 1921.

wie fast alle seine Glieder den Schichtrücken gegen SE, die Schichtköpfe gegen NW wenden. Zahllose kleine und größere Fältelungen und Scherflächen durchkreuzen, NNW—SSE bis NW—SE streichend, die große Gebirgsplatte der obersten D. Sie liegen gegen SW über. Die bruchlosen Falten herrschen in den tieferen, die Scherflächen in den höheren Gebirgsgliedern vor. Die Falten sollen auch an Stellen, wo sie in der gleichen D. mit den spitzwinklig die Schichten schneidenden Scherflächen in Konflikt kommen, sich jünger als die Scherflächen erweisen (gefaltete Scherflächen).

Am Aufbau des Arosener Gebirges beteiligen sich folgende tektonische Stockwerke von unten nach oben, oder kulminierend in Ketten von NW nach SE aufgezählt (vgl. zugleich Taf. XXXIII):

1. Penninisches Sockelgebirge.
2. Falknis-Sulzfluh-D.
3. Arosener Schuppenzone.
4. Eingewickelte Zone der Silvretta-D.
5. Campo-D. (Arosener Dolomiten).
6. Silvretta-D.

1. Unterlage (relativ basales Gebirge).

In Tausenden von Falten und Fältchen (Fig. 180), die alle gegen N oder NNW bewegt und in erstaunlicher Zerknitterung dicht zusammengestaut sind, mit Vorherrschen von gegen S—SE fallenden Faltenschenkeln bildet der Flyschbündnerschiefer oder penninische Flysch die Unterlage der Ostalpen vom Septimer bis über den Rhätikon. Dabei steigt die Aufschubfläche von der Albula bei Surava gegen N an, verläuft dann über der Lenzerheide ziemlich eben, teils schwebend wellig und nach SE abfallend. An der Albula bei Surava, das ist an der SW-Ecke des Arosener Gebirgsdreieckes, liegt sie bei 920, am W-Abhang des Lenzerhorn bei ca. 1800, an der NW-Ecke unter Gürgaletsch am Churerjoch bei 2030 m. Durch das Gebiet von Schanfigg hinein fällt sie bis auf 1350 m, indem sie durch Querschuppung der Falknis-D. lokal tiefer in den Flysch hinabgreift (Cadisch). Nördlich der Linie Langwies—Davos schließt sich an das Arosenergebirge eine zweite, etwas weniger breite sanfte W—E streichende Aufwölbung an, eine Antiklinale der penninischen Unterlage, über welche sich die ostalpinen Dn. mit ihrer Unterfläche von 1680 m bei Langwies auf 2400 m über Stelli—Weißfluh hinauf und nach Klosters wieder auf 1200 m hinunter sattelförmig legen müssen. Dadurch, daß diese „Hochwang-Weißfluhantiklinale“ von der Weißfluh nach E axial rasch absinkt, dreht sich das geometrische Streichen auf der Linie Davos—Klosters konzentrisch um das NE-Ende unserer Gebirgsgruppe herum, und die sämtlichen tieferen ostalpinen Glieder derselben versinken mit E-Fallen unter das östlich folgende Silvrettakristallin hinab. Nördlich Klosters erhebt sich die penninische Unterlage zum drittenmal in den Hochrücken unter dem Rhätikon.

2. Falknis-Sulzfluh-Decke.

Mit einer für ein solches Überschiebungsgebiet erstaunlichen Regelmäßigkeit lagern der Bewegungsfläche rings um das große Prättigau-Schanfigger-Halbfenster

zunächst zwei vorherrschend hellfarbige, kalkige Schichtkomplexe auf, die nach den charakteristischen Vorkommnissen im Rhätikon die Namen Falknis-D. und Sulzfluh-D. erhalten haben. Ihre Zuweisung zur Err- und Bernina-D. als deren gegen N vorgetriebene Sedimentmassen, sowie ihre Stratigraphie haben wir schon besprochen. Falknis-D. und Sulzfluh-D. zeigen faziel nur sehr geringe Unterschiede, sie sind in sich selbst, aber in der Regel nicht miteinander verfaltet, sondern tektonisch deutlich getrennt (vgl. S. 691, 704, 709 usw.).

Am N-Rande unseres Gebirgsdreieckes liegen der Schubfläche von unten nach oben auf:

a) Falknis-D. (oder „Falknis-Teil-D.“): Keine Trias und kein Lias, vielleicht mit Ausnahme einiger Linsen bei Tschierschen.

1. Falknisdogger, Fe, Mn und Pb führende Sandsteine.
2. Oxford, 0—10 m dunkle Mergelschiefer und Breccien.
3. Falkniskonglomerat, nach oben übergehend in Falknisbreccie, ca. 10 m; Gerölle derselben: grüner Granit am häufigsten, davon Blöcke von m³ Größe, dann Porphyre, basische Eruptiva, Paragneis usw., Zement: dichter, oder hie und da großoolithischer Kalkstein.
4. Malmkalk, dunkelgrau, hell anwitternd.
5. Plattiger Tithonkalk, Riffkalk mit prachtvollen Korallen (bei Sapün) und *Calpionella alpina*.

6. Kreide. Neokom 0—60 m dunkle Kieselkalke und Tonschiefer. Keine Fleckenmergel. Urg-Aptien: einige Meter Tristelbreccien (feine Breccien, Grundmasse aus spätem Kalk vorherrschend, Trümmer besonders von gelbem Dolomit, auch kristalline Gesteine), Rhynchonellen und *Diplopora Mühlbergi*. Gault: Glauconitquarzite, Kieselkalke, Sandsteine und Breccien bis 100 m. Übergang in Couches rouges: weißliche Flaserkalke voll Foraminiferen (*Globigerinen*) bis 4 m. Senonmergel: hellblaue Schiefer an wenigen Stellen.

7. Tertiärflysch ca. 10 m.

b) Sulzfluh-D. (oder „Sulzfluh-Teil-D.“):

1. Sulzfluhgranit, grüner Granit an einigen Stellen (bei Sapün, N der Weißfluh). Teils Blöcke und Linsen in Couches rouges. SE Zähnjesfluhgipfel eine 10 m mächtige Platte.
2. Trias, im Arosergebirge fehlend, nur im Rhätikon vorhanden.
3. Lias, Steinsbergfazies mit Übergängen in:
4. Malm: Riffkalk der Sulzfluh-D. Tithon bis 150 m oder durch Verschuppung mit Kreide noch höhere Wände bildend (so besonders im Rhätikon), gewöhnlich nur Sulzfluhkalk, oder nach der Felswand S. Langwies auch „Pretschkalk“ genannt.
5. Kreide, ganz gleich wie in der Falknis-D., ca. 20 m, Couches rouges auch rot. Kein Tertiärflysch.

Die Falknis-D. ist vom Falknis durch den Rhätikon über Klosters, ins Weißfluhgebiet, über Stelli nach Langwies und am S-Gehänge des Schanfigg zu verfolgen: am Gürgaletsch liegt sie breit abgedeckt. Sie ist 50, 200—400 m mächtig. Innerlich ist sie nicht einfach, sondern verfaltet und verschuppt. Dabei zeigt sich z. B. am Gürgaletsch fast stets die Eigentümlichkeit, daß im oberen Teil Scheinmulden von Jura von N gegen S in die Kreideumhüllung hinabstecken, während Jura wieder der Schubfläche aufliegt. Oft bleibt man im Zweifel, welche eingefalteten Massen nach oben, welche nach unten sich öffnen. Vielleicht ist ein großer Teil der Falknis-D. am Gürgaletsch und anderwärts aus einem Verkehrtchenkel entstanden. Allein schon nahe über Parpan keilt sie in die Überschiebungsfläche hinein aus und weiter S konnte nirgends eine Spur davon gefunden werden. Die vorgeschürften Gesteinsplatten im Arosergebirge und im Rhätikon sind also vom südlichen Teil der D. ganz abgerissen.

Die Sulzfluh-D. ist in ihrer Mächtigkeit in ähnlichen Grenzen schwankend. Sie hat z. B. an der Zähnjeflüh W Weißfluh ca. 150 m Stärke. Sie keilt schon am W-Abhang des Aroser-Weishorn aus, fehlt am Gürgaletsch, und, mit Ausnahme einer ca. 30 m mächtigen Linse am Parpaner Schwarzhorn, fehlt sie auf der ganzen Linie ob der Lenzerheide. Sie erscheint aber S. ob Surava unter Motta Palousa in marmorisiertem Zustande nochmals in kräftiger Linse (Fig. 231 u. 233). Der Zusammenhang mit dem südlichen Teil der Stammdecke ist ebenfalls abgerissen.

3. Aroser-Schuppenzone (Cadisch).

„Aufbruchzone“, „Aufbruchzone der rhätischen und der Breccien-D.“, „Mischzone“, „Parpaner Zwischen-D.“ usw.

Aus dem Kern der Latscherstirnfalte heraus können wir einen Gesteinskomplex fast ohne Unterbruch erst unter dem Albulatal zusammengequetscht, dann gegen N an Mächtigkeit bis gegen 800 m zunehmend, am W- und N-Rand unseres Gebirgsdreieckes und über Klosters in den Rhätikon verfolgen. Stets liegt er über der Sulzfluh- und Falknis-D., wo diese vorhanden sind, und unter den mittelostalpinen Dolomiten und der Silvretta-D. Weil er vielfach eine unentwirrbare Verschuppung aufweist, und weil Arosa mitten in seinem größten Ausbreitungsgebiete liegt, hat J. Cadisch dafür den Namen Aroser-Schuppenzone gewählt. Andere unterschieden eine „Quetschzone“ und eine „Aufbruchzone“ darin. Hoek nannte sie „Quetschzone“ und hat mit Recht ganze Berge als solche kartiert. Ihre Gesteine haben die Anklänge an Helvetisches und Penninisches verloren und sind rein unterostalpin geworden. Besonders auffallend ist der Reichtum an Ophiolithen, der hier ausschließlich dieser Zone angehört. Sowohl die Fazies der sedimentären Schichtpakete, deren Glieder von den entsprechenden Gesteinen der Languard-D. nicht zu unterscheiden sind, als auch die Lagerung über Sulzfluh-D. und unter Campo-Dolomiten zwingt, die Aroser-Schuppenzone ganz oder doch größtenteils der Languard-D. (vielleicht noch teilweise der Bernina-D.) zuzuweisen. Aber die Ophiolithe sind hier ein Rätsel. Im südlichen Graubünden kommen sie nur in den penninischen Dn. vor, hier treffen wir sie auf einmal nur im oberen Teil des Unterostalpin!

Die Frage steht noch in voller Diskussion, ob die Ophiolithe der Aroser-Schuppenzone der Margna-D. angehören und durch Verschuppung in die ostalpinen Massen hineingeraten sind (R. Staub), oder ob sie primär den letzteren zugehört haben (J. Cadisch). Für die erstere Annahme spricht der Umstand, daß in den Sedimentzonen zwischen den ostalpinen Dn. S. des Landwasser nirgends Ophiolithe vorhanden sind, daß vielmehr die Ophiolithe dort nur im Penninikum vorkommen. Für die letztere Auffassung spricht die sonderbare Tatsache, daß dem Penninikum von der Lenzerheide durch das Arosergebiet und den Rhätikon stets mit Rutschfläche erst die Falknisbreccienkalke und dann die Riffe der Sulzfluh-D. in regelmäßiger Reihe auflagen und die Ophiolithe erst in der höher aufliegenden „Aroser-Schuppenzone“ enthalten sind. Wenn die Ophiolithe stratigraphisch zum Unterostalpin gehören, dem sie eingelagert sind, so muß man dann allerdings annehmen, daß sie schon ursprünglich nur dem nördlichsten Teil des Unterostalpin angehört, der sich südlich ans Penninische anschloß, daß sie aber dann innerhalb des unterostalpinen Gebietes gegen S. rasch ihre primäre Entstehungsgrenze fanden. Wenn sie aber alle zur Margna-D. gehören, so mußten sie in einer späteren Phase durch die Lücke auf der Überschiebungsfäche zwischen Tschittapaß und Lenzerheide nachgeschoben und dann auf die ihnen vorangeeilten unterostalpinen Dn. hinauf gestoßen worden sein, so sich zwischen sonst überliegende Stockwerke einschachtelnd. Die Zone zwischen Tschittapaß und der Linie Lenzerheide—Davos wäre dann die Überwanderungs-

zone der Margna-Ophiolithe, Radiolarite usw. hinauf zwischen Unter- und Oberostalpin. Wir lassen die Frage noch offen und begnügen uns vorläufig mit der Tatsache, daß Ophiolithe einerseits vorherrschend im Bündnerschiefer des Penninikum, andererseits zwischen den unterostalpinen, vorherrschend der Languard-D. angehörenden Trias- und Juragesteinen der Aroscher-Schuppenzone im Arosergebiet, Rhätikon und Unterengadinerfenster vorkommen, dagegen in der stratigraphisch und tektonisch dazwischenliegenden Falknis- und Sulzfluh-D. und in den südlichen Gebieten der unterostalpinen Dn. fehlen.

Der stratigraphische Reichtum der Aroscher-Schuppenzone ist groß, vielfältig sind die Wiederholungen durch Schuppung, überall wieder zeigen sich alle möglichen Erscheinungen der Verknetung, Verschüfung, Lamination, Fältelung. Bei eingehendem Studium zeigt sich oft liegende Faltung, wo man erst Schuppung vermutet hatte. Kristalline Kernpakete sind z. B. am Aroscher Weißhorn von Hauptdolomit nördlich in scharfen Umbiegungen unwickelt. Vielfach besteht Disharmonie zwischen der Faltung verschiedener Partien. Ein durchgreifendes Auseinanderlesen ist nicht überall möglich, und für richtige Kartierung sind die Maßstäbe unserer Karten zu klein.

Folgendes sind die Komponenten der Aroscher-Schuppenzone, die in großen oder kleinen Linsen, Fältchen und Schichtpaketen erkennbar vorkommen.

Altkristallin: Casannaschiefer, Glimmerschiefer, Konglomeratgneise, paläozoische Kontaktmarmore (Cotschna bei Klosters, Plattenhorn bei Arosa). Die Paragneislinsen und Marmore sind oft aplitisch oder pegmatitisch injiziert und kontaktmetamorph. Auch Platten von grünen Graniten fehlen nicht. Alle diese Gesteine sind verschleppte Schüfrlinge, abstammend vom kristallinen Kern der Languard- eventuell noch der nächst höheren oder nächst tieferen Dn.

Verrucano: rote und grüne Breccien, Sandsteine und Schiefer stehen in den Schuppenpaketen oft noch in primärem Sedimentationskontakt mit Altkristallin, aber selbstverständlich hier als abgerissen und weit ab verschleppt vom ursprünglichen Standort. Weiße Quarzite vertreten den Buntsandstein.

Triasgesteine sind in dem Schüfrlingswerk unvollständig vertreten. Es kommen vor: Gips, Rauhwacke, Raiblerdolomit. Fein zuckerkörniger Hauptdolomit erscheint vielerorts in bis 100 m mächtigen Schichtkomplexen, die oft nach oben brecciös werden. Rhätschiefer mit *Cardita austriaca*, rhätischer oder norischer Dachsteinkalk sind vorhanden.

Jura: Roter Cephalopodenkalk des Lias, Hierlatzkalk Arzobreccie, Lithodendronkalk über Rhät, liasische Kalktonschiefer mit Belemniten. Lias und Dogger-Streifenschiefer, Aptychenkalk, Radiolarit (gut geschichtet im Weißfluhgebiet), Manganerzlinen im Radiolarit. Der Radiolarit, der in der Falknis-Sulzfluh-D. fehlt, hat in der Schuppenzone weite Verbreitung.

In den Schichtreihen der Aroscher-Schuppenzone finden sich alle Schichtglieder vom Hauptdolomit bis zum Radiolarit oft durch mächtige Lagen von Konglomeraten und Breccien vertreten. Es handelt sich um Brandungsprodukte (Geantinklinabildungen Argand und Staub). Der Hauptdolomit und das Altkristalline lieferten dafür die Hauptmenge der Trümmer. Die oft gut erhaltenen seitlichen Übergänge dieser Psephite in stratigraphisch bestimmbare Schichten beweisen, daß ihre Bildung zonenweise von der Triaszeit bis ins jüngere Mesozoikum angedauert hat (J. Cadisch).

Als bezeichnende Bestandteile der Aroscher-Schuppenzone haben wir schon die Ophiolithe genannt. Sie finden sich in gequetschten Linsen und Stücken, meistens in ausgedehnten Lagen, in verschiedenen Niveaus und oft mehrmals (3—4 mal) übereinander zwischen den anderen Bestandpaketen eingeschaltet. Vom Parpaner Weißhorn bis Klosters zählt man nach bisheriger vorläufiger Kartierung ca. 20 Vorkommnisse, die etwa vier Horizonten angehören. Das größte Stück ist die Serpentinmasse der Todtalp N Davos. Die Unfruchtbarkeit des Bodens spricht sich im Namen der Lokalität aus. Die Mächtigkeit erreicht am Schwarzhorn 300 m und

sinkt nach E (Selfranga) auf 10 m ab. Die gewaltige, düstere, bröcklige Platte liegt auf ca. 12 km² Fläche entblößt. Sie ist in ihrer Lage mit 10—15° Fallen nach E von dem großen E-Axialfallen beherrscht. Der Todtalpserpentin ist unterlagert von den „Weißflussschuppen“ und überlagert von dem Kristallin der Casannaschuppen und des „Schafflägerzuges“ der Aroser-Schuppenzone. Das Gestein ist meistens ein grünschwarzer, massiger, selten geschieferter Serpentin. Hellgrüne Färbung zeigt sich an den zahllosen Harnischen, die es, als die dem Serpentin besser angepaßte Art der Differentialbewegung, durchsetzen. Ball bestimmte Lherzololith als Muttergestein des Todtalpserpentin. An mehreren Stellen fanden Cadisch und Leupold olivinführenden Pyroxenit darin. Bronzeglänzende Diallagkristalle durchsetzen diesen Serpentin in weiter Ausbreitung. An der Todtalp wie in ähnlichem Serpentin im oberen Teil von Arosa und an anderen Stellen erfüllt ein ganz feiner plastischer, dichter, zäher, bläulichweißer Serpentin-Magnesitschlick die zahllosen tieferen Risse im splittrigen Serpentin und bildet durch diese Einspülungsdichtung unregelmäßige quellensammelnde Horizonte (Quellenfassungen an der Todtalp für Davos, geleitet von Alb. Heim).

Die Serpentinplatte der Todtalp lieferte prähistorisch gegen E einen großen Serpentin-Bergsturz. Die erste Hauptbewegung war gegen E—ESE gerichtet und häufte, am Abhange des Hörnli aufbrandend, den Serpentinblockhügel von Wolfgang bis Drusatscha und von Davosersee bis Laret an. Die Wasserscheide zwischen Landwasser und Landquart erfuhr dadurch eine Verlegung gegen N. Der Flüelabach, der früher sich ins Prättigau wandte, wurde dadurch zum Davosersee gestaut und nach SW gewendet. Der linke Teil der Sturzmasse wandte sich nördlich gegen Klosters, einen etwas umbiegenden Trümmerstrom von weiteren 3 km Länge, oben bei Laret 900 m, bei Selfranga an seinem unteren Ende noch 300 m breit, bildend. Das Ende des Trümmerstromes steht dicht hinter Klosters bei 1200 m. Drei kleine, mehr und mehr verlandende Seen liegen zwischen den Trümmerwellen. Wie auf allen Bergstürzen läßt auch hier die Kultur den Wald bestehen; nur die jüngeren Bachverschwemmungen (unter Laret, unter Wolfgang und an beiden Seenden) sind bebaut. Der Inhalt der ganzen Trümmermasse ist auf etwas über $\frac{1}{2}$ km³ zu schätzen, wovon ca. $\frac{1}{10}$ auf den nach N abgeflossenen Trümmerstrom entfallen.

In der Umgebung von Arosa sind die Gesteine der Diabassippe gewöhnlicher als die Serpentine. Diabase, Spilite, Variolite kommen vor. Ein sehr prägnantes Gestein dieser Art ist der Variolit des Hörnli im Hintergrunde des Talkessels von Innerarosa. Der Diabas erscheint vielfach als Randfazies des Serpentes (Beder).

Es kann kein allgemeines Querprofil der Aroser-Schuppenzone gegeben werden. Das Kartenspiel der Schuppen ist an verschiedenen Stellen verschieden gemischt worden. In der Umgebung von Arosa ist die Verschuppung nicht so verworren wie etwa an der Weißfluh, und öfter lassen Umbiegungen Zusammenhänge erkennen.

Im NE-Teile der Aroser-Schuppenzone besteht häufig die Lagerungsfolge von oben nach unten: Schuppen der Casanna (es gibt viele Gipfel dieses Namens, hier ist der zerklüftete Casannagipfel 2561 SW über Klosters gemeint), bestehend aus Trias, Gneis und Granit. Dies sind zugleich die kristallinen Schuppen des „Schafflägerzuges“ (Schaffläger zwischen Schiahorn und Weißfluh) und gleich dem Altkristallin der „Tschirpenschuppen“ (Augengneise, Orthogneise, Amphibolite). — Ophiolithe, besonders Serpentin, Todtalpserpentin. — Weißflussschuppen, Mesozoikum, besonders Hauptdolomit und Schichtreihe, bald normal, bald verkehrt oder repetiert, bis und mit altkristallinen Linsen. — Ophiolith. Darunter folgt Sulzfluh-Falknis-D.

Innerhalb der Aroser-Schuppenzone ist hier und da eine Zweiteiligkeit ausgesprochen:

Obere Region: ohne Breccien und ohne Ophiolithe = Casanna, Parpaner Weißhorn, Tschirpen (= Parpaner Zwischenstück nach Hoek, Tschirpenschuppen nach Brauchli). Schuppen vielfach

E streichend. Untere Region: mit viel Breccien und Ophiolithen = Weißfluh, Aroser-Weißhorn. Schuppen meistens NE streichend.

Der Aroser-Schuppenzone gehören folgende Gipfel an: Casanna 2561 (oberste kristalline Schuppen, Hauptdolomit und Lias), Schwarzhorn 2672 (Todtalpserpentin), Weißfluh 2848 (Hauptdolomit), Alpfläche von Mädrigen 2000, Aroser Weißhorn 2657 (Hauptdolomit), Parpaner Schwarzhorn 2690 (Casannaschiefer bis Hauptdolomit am Gipfel), Parpaner Weißhorn 2828 (Hauptdolomit, Rhät, Aptychenkalk und Radiolarit, z. T. transgressiv). Weißfluh und Aroser Weißhorn entsprechen einander in jeder Richtung. Diese beiden prägnantesten Berge der ganzen Zone bestehen am Gipfel aus Hauptdolomit. Die Schichtserie der Weißfluh ist der Verkehrtchenkel einer angestauten Querausfaltung, die sich repetiert. Der Todtalpserpentin liegt wieder einer normalen Serie der Weißfluh auf. Wie Weißfluh und Aroser Weißhorn sich entsprechen, so auch deren jeweiligen nächste ophiolithische Begleiter: das Schwarzhorn (Todtalp) entspricht dem Hörnli (Innerarosa).

Vom Aroser Weißhorn über das Parpaner Schwarzhorn und bis unter das Lenzerhorn sind die Schuppen innerhalb der Aroser Schuppenzone alle nach S, SE oder E einfallend dachziegelig aufeinander gehäuft. In den tieferen Gliedern der unterostalpinen Zonen herrscht bei den Schuppen und Fältchen W—E-Streichen, im obersten Niveau der Aroser-Schuppenzone (Casanna-Schafklägerschuppen) SW bis NE-Streichen vor.

4. Eingewickelte Zone der Silvretta-D.

(Parpaner Rothorn—Mädrigen—Davos-Dorf).

Als ich 1867 mit Arnold Escher v. d. L. auf dem Stätzerhorn war und das Panorama zeichnete, erschien mir das Parpaner Rothorn mit seinen das Altkristallin charakterisierenden Formen, überall umschlossen von gut geschichteten Triassedimenten und einem Sockel von solchen aufgesetzt, unbegreiflich. Wo wurzelt denn dieses kristalline Massiv? „Ich weiß es nicht,“ antwortete Escher, „das kleine Massiv hat keine Wurzel, es steckt als Fremdkörper unverstänlich in diesem Gebirge.“ An eine Verbindung von Kristallin oben herum über die Triasberge dachte man damals noch nicht. Nun ist dieser Fremdkörper näher untersucht worden.

Das Parpaner Rothorn 2899 samt seinem SE-Nachbarn, dem Aroser Rothorn 2985, besteht, wie Theobald es kartiert hatte, aus Casannaschiefer, Gneis und Amphibolit. Die Gesteine sind von der Art des Silvrettamassivs. In dem merkwürdigen Talkessel von Sanaspans zwischen Rothorn und Lenzerhorn kann man (R. Brauchli) beobachten, daß dieses altkristalline Massiv sich, abfallend gegen S, in drei Ausläufer ausspitzt. Sie alle stechen noch in den merkwürdigen NW-Grat des Lenzerhorn, endigen dann aber etwas südlicher in der Lenzerhornwand. Die oberste Zacke, zwar nur noch durch Verrucanomylonit vertreten, ist die längste, aber dünnste, die mittlere die kräftigste. Die Kristallin-Digitationen sind umhüllt von unterer Trias, die beim mittleren Keil sehr deutlich sich ebenfalls südlich abwärts ausspitzt und ihrerseits in einer Gleit- und Füllmasse von Carnien endigt, während die Trias der untersten Digitation noch unter dem Lenzerhorn sich bis nahe Brienz fortsetzt. Die Triasfüllungen zwischen den kristallinen Keilen endigen gegen N aufwärts zwischen denselben mit scharfer gewölbeförmiger Umbiegung, wobei die äußeren Schichten dieser Scheingewölbe die älteren (Anisien), die Kernschichten die jüngeren (Ladien und Carnien) sind (Taf. XXXIII). Die Verfaltungen von Altkristallin und Trias streichen W—E. Wir fassen zusammen:

Das Rothornkristallin endigt gegen S in drei tauchende Digitationen; die scheinbaren Triasgewölbe sind überdrehte („falsche“) Mulden, die scheinbaren kristallinen Wurzelzacken sind tauchende Gewölbe („falsche Gewölbe“).

Die Unrichtigkeit der Beobachtung von Spitz hierüber hat Brauchli (Festschrift S. 400) aufgedeckt, die falsche Deutung von Spitz fällt damit ebenfalls dahin. Jeder unmittelbare Zusammenhang des Rothorkristallin mit einem Massiv in der Tiefe darunter ist unmöglich.

Es ist nun nicht leicht, überall die Trias des überstürzten Rothornsedimentmantels abzugrenzen gegen die Trias der unterliegenden und überliegenden Dn. Das Kristallin des Rothorn keilt etwa $4\frac{1}{2}$ km ENE des Rothorn Gipfels aus, sein Triasmantel setzt sich auch gegen NE bis zum Auskeilen unter dem Schießhorn fort; die Fuge, in welcher das Rothornkristallin gegen ENE auskeilt, läßt sich am N-Fuß der Kalkwände der Aroser Dolomiten weiter verfolgen. Unter der Thiejerfluh und von da in einem langen Streifen über Mädrigen, unter Küpfenfluh und N um das Schiahorn herum hat sich abermals eine Zone Silvrettakristallin darin eingestellt, die ich für die unzweifelhafte Fortsetzung des Rothorn halte. Diese Zone endigt aber nicht auch spitz ausgekeilt nach unten. Sie steigt vielmehr vom Schiahorn an die S-Seite des Davosersee hinab. Dort biegt sie in einem W—E streichenden Knie um den aufliegenden Dolomit und verschmilzt unter dem Seehorn in die große Masse des aufliegenden Silvrettakristallin. Die Schichten des Hauptdolomit, die über unserer schmalen Silvrettazone liegen, biegen um in diejenigen, die unter der zusammenhängenden Silvretta-D. vorhanden sind (Taf. XXXIII. Seehorn links oben). Das Rothornkristallin, das gegen SW in Tauchstirnklappen endigt, vereinigt sich im NE am Seehorn oben um die Aroser Dolomiten herum mit dem Silvrettakristallin. Das Kristallin Rothorn—Mädrigen—Schiahorn ist also ein eingewickelter Lappen des Silvrettakristallin. Der obere Zusammenhang, der am Seehorn noch vorhanden ist, ist im SW durch Abtrag verloren. Das Silvrettakristallin der Hauptkette (Frauenkirch—Kummerhubel—P. Musch) bog sich einst oben mit nördlich überliegendem Knie über und hinab in die Rothornmasse. Die Rothornmasse ist von S und oben herab eingewickelt in die tieferen ostalpinen Dn.

Die Einwicklung ist scharf und schmal, die eingewickelte Mulde enge und geklemmt, besonders gegen E völlig platt gedrückt. Die nordwärts folgende Auswicklung der Silvretta-D. ist weggewittert. Nur eben eine schmale Zone vom eingewickelten Silvrettakristallin ist im Gebirge eingekleilt geblieben. Die Einwicklung streicht SW—NE bis WSW—ENE und greift ziemlich liegend mit bloß $15-30^\circ$ isoklinal zwischen die umschließenden unterostalpinen und [mittelostalpinen Dn. hinein. Bei dem Vorgang muß die Silvretta-D. relativ passiv oben gelegen haben, die von unten mit ihrer Stirn eindringende Campo-D. war der relativ aktive Einwickler.

5. Campo-D. (= Unterengadiner-Dolomiten, Aela-D. und Aroser-Dolomiten).

Dem eingewickelten Rothornkristallin liegt mit Rutschfläche der Hauptdolomit der Aroser-Dolomiten auf. Er bildet Berge von gleicher Art wie die Bergün- und die Unterengadiner-Dolomiten es sind. Die Zone gipfelt in Pizza Naira 2872, Erzhorn 2922, Schießhorn 2610, Furkakorn 2728, Thiejerfluh 2786, Mädrigerfluh 2668, Küpfenfluh 2655, Schiahorn 2713. Paßsättel von 2370 bis 2600 m trennen die Gipfel. Es sind die hellen trotzigen Stöcke, aus Schutthalden aufsteigend, welche

den Talkessel von Arosa im S begrenzen und ihre Steilseiten gegen Arosa wenden. Sie bilden teilweise die Wasserscheide zwischen Plessur und Landwasser.

Rothpletz, Zyndel und Spitz betrachteten die Arosler-Dolomiten noch als eine tiefere Schuppe der Silvretta-D. Allein ihre Fazies vom Anisien bis Lias — jüngere Schichten fehlen — verbindet sie vollständig mit den Unterengadiner- und den Bergüner-Dolomiten (Helbling, Leupold und Brauchli). Die gleichen Unterschiede, die wir schon früher erwähnt haben (S. 728), trennen sie vom Oberostalpin. Die Arosler-Dolomiten sind also mittelostalpin, sie gehören zur Campo-D. Der N-Fuß ihrer Kalk- und Dolomitwände ist der NW-Rand der Campo-D. überhaupt. In den Wänden findet man hie und da Biegungen und Verschiebungen. Zwischen den Stöcken wird auch als innerster Kern noch etwas Raiblerschichten und Muschelkalk getroffen, die einen N überliegenden Gewölbebau verraten. Sonst sind die Arosler-Dolomiten ausschließlich aus Hauptdolomit mit Rhät und etwas Lias aufgebaut. Eine Stirnbiegung wie in den Unterengadiner- oder Bergüner-Dolomiten ist im W-Teil nicht zu finden. Das E-Ende dagegen bringt vollständige Klarheit. In der Kuppenfluh sind mehrere knieförmig gegen N gewendete Umbiegungen sichtbar, die eine Stirnfalte mit Digitationen darstellen. Die oberste derselben setzt im Schiahorn fort. Die ganze Hauptdolomitzone streicht dann vom Strelapaß nach Davos hinab und nachher, nun schmal und zusammengepreßt geworden, über dem SE-Rand des Davosersee unter das Seehorn. Dort schließt sie mit einer schönen Umbiegung in sich selbst ab. Diese Umbiegung ist aber nicht eine Mulde im umschließenden Silvrettakristallin, sondern sie ist ein Triasgewölbe, das gegen E bis ESE streicht und mit seiner Axe etwa 20° steil in einen vom Kristallin gebildeten, umwickelnden Tunnel hineinsticht. Damit verschwinden die Arosler-Dolomiten überhaupt von der Oberfläche (Leupold). Dies ist ihr nördlichstes Ende und ist die Stirnbiegung der gewaltigen Campo-D. Es ist diejenige Stirn, welche das Silvrettakristallin unter sich eingewickelt hat. Damit bleibt die Campo-D. zurück. Nördlich davon, etwa im Rhätikon oder in den bayrischen Alpen ist tatsächlich keine Campo-D. mehr vorhanden.

Am Erzhorn sehen wir wohl im Rücken der Campo-D. die norisch-rhätischen Grenzschichten in gewaltigen Platten abfallen gegen S ins Welschtobel, allein die Stirnbiegung ist weggewittert. Gegen W sind mehr und mehr die südlicher rückliegenden Teile bloßgelegt. Sie sind arg verquetscht und ausgedünnt. Der Gebirgszug der Arosler-Dolomiten besteht aus der ausgetriebenen, vorgeschürften, wulstförmigen Stirnmasse. Unter der verkehrten Triasgipfelserie des Lenzerhornes sind die Arosler-Dolomiten nur noch als ein Schichtpaket von ca. 90 m Mächtigkeit erhalten und bestehen aus Liasschiefern und Kalken, Rhät und nur einzelnen Linsen von Hauptdolomit, der in der Hauptmasse schon am P. Miez endigte. Die dünne schwarze Zone von Rhät-Liasschiefern und Kalken aber, an ihrer Unterfläche von einer Reihe kleiner auseinandergerissener Linsen von Hauptdolomit begleitet, ist an der W-Seite des Lenzerhornes gegen S absteigend noch weithin zu verfolgen. Brauchli hält dafür, daß ihr auch der Hauptdolomitklotz zugehöre, welcher die Ruine Belfort bei Surava trägt. S der Albula setzt sich der Belfort-Dolomit fort in die Dolomitwand unter Aclas da Surava, die mit dem Hauptdolomit des P. d'Aela zusammen-

hängt. Der Hauptdolomit der Aroser-Dolomiten ist also die direkte, wenn auch etwas verschürfte nördliche Fortsetzung des Aelahauptdolomites und die Aela-D. ist die W-Fortsetzung der Unterengadiner-Dolomiten. „Auch auf diesem Wege gelangen wir zur Feststellung der Identität der Aroser- und Unterengadiner-Dolomiten“ (Brauchli). Sie alle sind stratigraphisch und tektonisch die Stirnsedimente der Campo-D., und die Aroser-Dolomiten bestehen aus dem vorgeschürften untersten Stirnlappen derselben (Fig. 227 u. 233).

Die Zone der Aroser-Dolomiten streicht im Grundriß SW—NE. Ihre Faltungen im Kern wie am Stirnrand streichen mehr W—E. Ihre wirkliche Stirnumbiegung, so weit sie von der Kuppenfluh durchs Schiahorn bis zum Eintauchen E Davosersee erhalten ist, streicht ebenfalls W—E. Die Stirnumbiegung im W-Teil der Zone, etwa im Profil des Erzhornes, muß höher gegen N einst vorhanden gewesen sein. Die Differenz im Streichen der Zone und ihres Gipfelgrates (NE) gegenüber dem Streichen der Faltung und des Stirnrandes (E) ist bedingt durch das Zusammenwirken des Faltenstreichens mit dem Axialgefälle gegen E und dem Gesetze der Gipfelkurve.

6. Silvretta-Decke im Arosergebirge.

Wir haben schon angedeutet, daß die Landwassermulde eine tiefe Einsenkung der Silvretta-D. mitsamt den unterliegenden Dn. bedeutet. Sie spielt sich ab vom Muchetta bis an den Guggernell, und weiter W erstreckt sie sich vom P. Michèl bis an P. Musch und Lenzerhorn. Der N-Schenkel der vielfach komplizierten Mulde ist ein Aufbranden der Silvretta-D. an die vorgedrückte Welle der Aroser-Dolomiten, die ihrerseits sich überschlagen und dadurch einen nördlichen Streifen der Silvretta-D. (Nr. 4) überstürzt und unter sich eingewickelt haben. Der N-Schenkel der Silvretta-Landwassermulde erreicht hie und da noch den Wasserscheidegrat gegen das Schanfigg, öfter ist er von demselben zurückgewittert. Wie vom P. Kesch und von Muchetta gegen W, so zeigt sich auch auf der NW-Seite der Landwassermulde eine Abnahme der Silvretta-D. von der Unterseite in der Richtung gegen W: vom Seehorn bis über Frauenkirch bildet noch das normale Silvrettaalkristallin die Platte, welche den Rücken der Aroser-Dolomiten bedeckt. Weiter westlich kommt dasselbe noch in der eingewickelten Zone (Mädriegen—Rothorn) erhalten vor, während es im N-Schenkel der Landwassermulde aussetzt. Die tiefsten Glieder der Silvretta-D. sind hier die permischen Porphyrlatten, die unter dem Valbellahorn bis 700 m mächtig werden und dem Porphyr von Bellaluna (Albulatal bei Stuls unterhalb Bergün) im S-Schenkel entsprechen. Eine kurze Strecke SW vom Sandhubel treffen wir nur noch klastischen Verrucano als das tiefste Glied der Silvretta-D. Am P. Musch ist er noch kräftig ausgebildet. Am SW-Abhang von Lenzerhorn und P. Linard (S-Nebengipfel des Lenzerhorns) streicht nur noch eine begrenzte Linse von Verrucano aus, im übrigen ist dort unmittelbar das Ladinien der Silvretta-D. dem gequetschten Rhät-Lias der Campo-D. aufgeschoben.

Erinnernd an die Scherfläche, welche innerhalb der Ducanmulde die Sedimente auf dem zugehörigen Altkristallin verschob, treffen wir auch innerhalb des N-Flügels der Landwassermulde Abscherungen. An einer solchen, sehr schön zu verfolgen beim Aufstieg von Wiesen nach dem Sandhubel und Valbellahorn, ist die Trias

über Verrucano und Porphy abgetrennt und diskordant verstellt und verstaucht (Taf. XXXIII). Es ist überhaupt im ganzen Arosengebirge gewöhnlich, daß Scherflächen mit Verschiebungen nicht nur die Deckeneinheiten trennen, sondern auch in großer Zahl und ungleicher Bedeutung innerhalb einer Deckeneinheit zwischen den Schichten einer stratigraphischen Reihe, oder dieselben schief schneidend, auf-treten. Die Hauptursachen dafür sind: die Überwältigung einer älteren Falten-richtung durch eine jüngere und die relativ geringe Belastung infolge der hohen Lage im Stockwerk des Deckengebäudes (vgl. Fig. 232).

Der NW-Rand des NW-Schenkels der Landwassermulde streicht klar und be-stimmt nach NE. Alle die mannigfaltigen Abweichungen davon innerhalb dieser Gebirgskette sind von nur ganz lokaler Bedeutung und sind meistens nur die Relikte einer älteren transportierten und dann überwältigten Struktur. Das NE-Streichen der Gebirgskette ist aber nicht völlig das Streichen der Faltung. Letzteres geht mehr gegen ENE, und es ist wieder die Kombination von Faltenstreichen und Axialgefälle gegen E, welche in Zusammenwirkung mit dem Gesetz der Gipfelflur eine NE strei-chende Kammlinie und eine SW gerichtete Talmulde geschaffen haben. Dem ent-spricht auch, daß in dieser Kammlinie mit Vorschreiten gegen NE die Gipfel fast immer gleich hoch bleiben, aber allmählich aus tieferen tektonischen Gliedern herauspräpariert sind.

Diese Gipfelreihe sei kurz von SW nach NE angegeben und charakterisiert (Abkürzungen: SD = Silvretta-D., CD = Campo-D.):

P. Linard 2770. Der Gipfel besteht aus einer SE fallenden Platte von normal gelagertem Anisien der SD. Dicht darunter, durch die Hauptüberschiebungsfäche der SD. getrennt, folgt ver-kehrt gelagertes Anisien der Lenzerhorngipfelschuppe. Diese letztere wurde erst für verkehrten Mittelschenkel der SD, neustens aber für eine Zwischenschuppe der älteren Faltung genommen.

Lenzerhorn 2911. Der oberste Gipfel besteht aus Anisien (Muschelkalk), darunter Ladinien (Arlbergkalk, Arlbergdolomit) und Carnien. Diese verkehrte Schichtfolge der Lenzerhorngipfel-schuppe keilt S unter dem P. Linard, an seiner W-Seite sichtbar, aus. 190 m unter dem Lenzer-horngipfel ruht sie mit Überschiebungsfäche auf Rhät-Lias der CD.

P. Musch 2694. Verrucano SD aufgeschoben der Lenzerhorngipfelschuppe. Am Grat gegen SSE setzt mit dem P. Mulein 2630 die untere Trias der SD ein.

P. Naira 2872, dreiseitiger Wasserscheidegipfel zwischen Landwasser—Albula-Tal, Sanaspans—Lenzerheide und Welschtobel—Plessur. Lias der CD unter dem Verrucano des Musch gegen N aufsteigend.

Guggernell 2743 (Wasserscheide Welschtobel: Landwasser) Trias SD, am S-Gehänge Tiaun 2705 ebenso.

Sandhubel 2768 (Wasserscheidegrat) Porphy der SD.

Foppa oder Valbellahorn 2769 (Wasserscheidegrat) SD. Auf Porphy Anisien bis Carnien, darüber aufgeschoben eine zweite Schuppe Ladinien (der höchste Gipfel) und Carnien (Südgrat). Ab-sinken der Trias mit Komplikationen durch sekundäre Falten über Alteingrat 2380 (Fig. 232) gegen Monstein. Dort Ausstreichen der Trias der SD in der Landwassermulde gegen NE. Von Monstein bis Langmatte bei Frauenkirch fließt das Landwasser im Muldentrog des Verrucano, bei Frauen-kirch und aufwärts im Altkristallin der SD.

Amselfluh 2785, ähnlich Valbellahorn, am Grat gegen W durch Verrucano und Porphy ge-trennt von der CD des Schießhornes. Gegen NE letzter aufliegender Lappen von Trias der SD.

Kummerhubel 2599 am S-Abhang Porphy der SD wechselnd mit Verrucano, abfallend bis Glaris im Landwassertal. Aufschubfläche der SD nahe nördlich zwischen Kummerhubel und Thiejer-fluh, letztere CD und Wasserscheide.

Weiter gegen NE bleibt die Wasserscheide unbestritten der Zone der CD. Die Kulminationen der SD bleiben etwas tiefer auf der S-Seite des Abhanges gegen Landwasser zurück. Dies sind: Körbshorn 2654, Wannengrat 2518, Strela 2636, alle SD Altkristallin bis an das Landwasser und weit über dasselbe hinaus.

Die Silvretta-D. im Arosergebiet erscheint also in zwei Zonen: am S-Rand des Gebirges als der N-Schenkel der Landwassermulde und im Inneren der Gebirgsgruppe (Rothorn—Mädriken—Davos-Dorf) als eingewickelte gequetschte Deckenmulde. Die diese beiden Zonen der Silvretta-D. trennenden Arosler-Dolomiten sind die vorgequetschte Stirnregion der unterliegenden Campo-D. Die Silvretta-D. erlitt schon in südlicher Zone (Unterengadiner-Dolomiten—Albula—Latsch—N-Seite der Bergünner-Dolomiten) eine steile aber wenig tiefe Einwicklung. Die nördliche Wiederholung derselben unter den N-Rand der Arosler-Dolomiten ist flacher und viel breiter hineingreifend. Das folgende Profilschema (Fig. 233) mag diese Verhältnisse verdeutlichen.

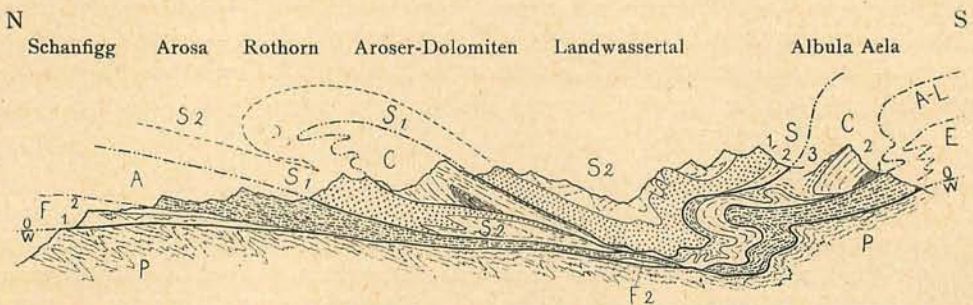


Fig. 233. Der Zusammenhang des Bergünner- und Arosler-Gebirges in schematischer Profildarstellung.

P = Penninischer (Margna-) Flysch; $\frac{O}{W}$ = Überschiebung der E-Alpen über die W-Alpen; E = Errgranit; F_1 = Falknis-D.; F_2 = Sulzfluh-D.; A = Arosler Schuppenzone; A-L = deren Verbindung mit der Languard- usw. D.; C_1 = mittlere, C_2 = obere Trias, C_3 = Lias der Campo-D.; S_1 = Altkristallin u. Perm der Silvretta-D., S_2 = deren Trias.

Analogen unter den drei Zonen der Campo-Dolomiten.

Analogen bestehen zwischen dem Arosergebirge, den Bergünnerstöcken und den Unterengadiner-Dolomiten in folgenden Erscheinungen:

Der Oberbau der Arosler-Dolomiten besteht aus Hauptdolomit, norisch-rhätischem Grenzniveau und rhätischen Kalken und Schiefen. Ein Unterbau aus Ladinien, nur spurweise vorhanden, ist, wie N Ofenpaß usw., nicht ganz harmonisch zum Oberbau gefaltet. Die D. der Arosler-Dolomiten streicht als Ganzes nach NE, während innerhalb derselben auch W—E und bis SE streichende kleinere Falten und Schuppen vorkommen, entsprechend S Zernetz. Wie die Unterengadiner-Dolomiten einen NE streichenden Faltenzug bilden, so streichen die Arosler-Dolomiten gegen NE. Dem oberen Gneiszug von Tarasp, der dem NW-Rand der Unterengadiner-Dolomiten entlang unter dieselben eingewickelt ist, entspricht der eingewickelte altkristalline Zug von Silvrettagesteinen, der von N Davos-Dorf durch Schiahorn, Mädriken ins Parpaner Rothorn und S bis gegen Brienz eingeschleppt ist. Der Stirnabiegung unter P. S. Jon und Genossen entspricht die Stirnfaltenstufe an der N-Seite der Bergünner-

stöcke und in der vordersten Welle die liegenden Dolomitantiklinalen von Küpfenfluh über Schiahorn bis unter das Seehorn bei Davos.

Ich meinerseits bin aber durchaus nicht geneigt, die Stirnfalte im Hauptdolomit am Seehorn direkt 23 km weit vom Davosersee bis Zernetz unter dem Silvretta-kristallin durch mir zusammenhängend zu denken. Die aufgeführten Analogien bezeichnen nicht direkte Fortsetzungen, sondern Parallelerscheinungen. Der Einwicklungskontakt am NW-Rand der Unterengadiner-Dolomiten streicht vielmehr zusammenhängend von Zernetz weg Inntal aufwärts, dann N des Albulapasses und verläuft durch den N-Abfall der Bergünnerstöcke (P. d'Aela) gegen W gerichtet. Die Einwicklung Seehorn—Rothorn dagegen liegt 10—22 km weiter nördlich an der N-Seite der Aroser-Dolomiten.

Auch hier soll man die Analogien nicht zu weit sehen wollen. Unterschiede laufen stets mit: Im E ist das trennende im Winkel der beiden auseinander streichenden Dolomitgebirgszüge die Aufwölbung des unterliegenden Münstertalerkristallin (Campo-D.). Hier im W wird dieser Winkel umgekehrt von einer Einsenkung des überliegenden Kristallin der Silvretta-D., der Landwassermulde, erfüllt. Im E kommt die Silvretta-D. nur in kleinen flachen Deckklippen über den Dolomiten vor, hier im W ist sie kräftig zusammen mit den mittel- und unterostalpinen Dn. verfaultet. Im E finden wir einen kräftigen Unterbau von unterer Trias, dagegen ist in den Bergünner- und Aroser-Dolomiten die Untertrias tektonisch fast verloren gegangen.

Bei der genaueren Prüfung hat auch das Arosergebirge wiederum die Unrichtigkeit der Ableitung eines E→W Schubes aus „rhätischen Bögen“ gezeigt. Es kommen dort gewöhnlich vor ESE und ENE bis NE Streichen der Falten. Ganz lokal und untergeordnet stellt sich auch Querverzerrung ein. Das ESE—SSE Streichen erweist sich als älter und schwächer und kommt nur in den tieferen tektonischen Stockwerken, aber an gleicher Stelle wie das ENE und NE Streichen vor. Die ENE streichende Faltung hat auch die SSE streichende überwältigt, eingewickelt und in eine neue Gegend verfrachtet. Umgebogene Streichrichtungen, die von einem Gebiete mit SW Streichen in ein solches mit SSE Streichen überleiten würden, bestehen hier wie in den Unterengadiner-Dolomiten nur in der Phantasie von Spitz. Es handelt sich nicht um Bögen, sondern um ungleich alte und sich durchkreuzende Phasen der Bewegung. Der jüngere Hauptschub aus SSE hat die älteren Faltungen, die aus SSW oder NNE geschoben worden waren, transportiert und überwältigt (Arbenz, Leupold, Eugster, Brauchli).

Sich kreuzende Systeme von durch jüngere anders streichende mächtige Dislokationen überwältigten, älteren sind nicht die Faltenbögen, für welche Spitz sie genommen hat!

V. Der Rhätikon.

- 1853 A. Escher v. d. Linth, Geol. Bemerk. über Vorarlberg usw. Denkschr. S. N. G.
 1862 F. v. Richthofen, Die Kalkalpen von Vorarlberg und Tirol. Jahrb. K. K. Reichsanstalt.
 1864—65 G. Theobald, Geol. Karte 1:100000 Bl. XV u. X usw.
 1877 G. A. Koch, Beitr. z. geol. Aufnahme im Rhätikon und Silvretta. Verh. K. K. Reichsanstalt.
 1891 Ch. Tarnuzzer, Der geol. Bau des Rhätikongebirges, Jahresber. nat. Ges. Graubünden.

- 1894 Ch. Tarnuzzer, Kristallin. Konglom. Falkniskette. Jahrb. n. G. Graubünden.
 1899 A. Rothpletz, Der Rhätikon und die große rhätische Überschiebung. Z. d. deutsch. geol. Ges.
 1899 Ch. Tarnuzzer u. A. Bodmer-Beder, Beiträge zur Geol. u. Petrogr. d. östl. Rhätikons, Jahrb. n. G. Graubünden.
 1900 A. Rothpletz, Das Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen und die rhätische Überschiebung u. a. m.
 1901 Th. Lorenz, Der südliche Rhätikon. Ber. nat. Ges. in Freiburg i. B.
 1906 W. v. Seidlitz, Geol. Unters. im östl. Rhätikon. Ber. nat. Ges. Freiburg i. B.
 1907 O. Ampferer, Zur neuesten geol. Erforschung des Rhätikongebirges. Verh. K. K. Reichsanst.
 1910 W. v. Seidlitz, Über Granitmylonite und ihre tektonische Bedeutung. Geol. Rundschau.
 1910 W. v. Seidlitz, Aufbau des Gebirges in der Umgebung der Straßburger Hütte mit geolog. Panorama von der Scesaplana usw.
 1912 Hugo Mylius, Geol. Forschung, Grenze Ost- und Westalpen.
 1912 Hugo Mylius, Die Schuppen und Quetschzonen d. Rhätikons. Zentralblatt f. Min. usw.
 1916 Daniel Trümpy, Geol. Unters. im westl. Rhätikon. „Beiträge“.

1873 teilte zuerst Mojsisovics den Rhätikon in vier Schollen ein, die z. T. einander überschoben seien. Die Grenze der jüngeren Umrandung zeichnete er als tiefgehende Verwerfungsspalte. 1897 vermutete Schardt Überschiebungen aus S. 1900 zeigte auf anderer Grundlage Rothpletz, daß die Rhätikonmassen jüngerem Gestein aufgeschoben sind, wie er sich dachte von E gegen W. 1901 verglich Lugeon den Bau des Rhätikon mit dem Chablais und zeichnet ein schematisches Profil, das die Haupterscheinung treffend wiedergibt. 1901 vermehrte Lorenz die stratigraphische Einsicht, indem er z. B. die *Calpionella alpina* als Leitfossil der Tithonriffkalke erkannte und den „Tristelkalk“ als Schrattenkalk mit *Diplopora Mühlbergi* bestimmte. Koch hatte 1876 zuerst den Sulzfluhkalk nach einer Nerinea als Tithon erkannt, spätere Bestimmungen schlecht erhaltener Nerineen wiesen auf Kreide. 1906 erschienen die Untersuchungen von W. v. Seidlitz, Große Ausdauer im Suchen nach Fossilien führte ihn zur sicheren Bestimmung des Sulzfluhkaltes als Tithon. Die oberen helleren Teile ohne Oolithbildung enthalten keine Fossilien, die unteren, etwas dunkleren oolithischen Teile des Sulzfluhkaltes lieferten 39 Arten. Auf dem Sulzfluhplateau in den Karrenfeldern finden sich ganze Schichten erfüllt mit Nerineen. Einige weitere Funde von Tithonleitfossilien machte Rothpletz. Trümpy konnte die Stratigraphie der Falknis-D. wesentlich vertiefen, indem er den Jura gliederte (Lias oder Dogger, Oxfordien, Argovien), die Kreideserie durch den Gault vermehrte. Zugleich gelang es ihm, den unterliegenden Flysch zu gliedern. J. Cadisch ergänzte die Stratigraphie der Sulzfluh-D. durch die Kreide hinauf (Tabelle S. 728). Seidlitz hatte aus den zu beobachtenden Schichtreihen alle Breccien herausgegriffen als Glieder der einen „Breccien-D.“, während alles Zwischenliegende (Ophiolithe, Radiolarit usw.) als „rhätische D.“ genommen wurde. Daraus ergab sich ihm eine Verfaltung dieser beiden Decken ineinander, die in dieser Art nicht besteht und die seine Profile unnötig komplizierte. Ampferer übte daran eine zum Teil richtige Kritik, ging aber zu weit, indem er die von Seidlitz beobachtete Verschuppung von Sulzfluhkalk mit Couches rouges zurückwies, die er bei mehr Umsicht wohl selbst gefunden hätte. Ampferer macht ein schönes Profil der gegen NE erst flacher, dann steiler abfallenden Decken im Rhätikon, leugnet aber den Deckenbau.

Über den W Rhätikon (Falknis) besteht nun die Detailkarte von D. Trümpy in 1:25 000 mit zugehöriger Monographie. Der östliche Rhätikon (Scesaplana bis Sulzfluh) und der südliche (Sulzfluh—Madrisa—Klosters) dagegen sind noch nicht eingehend kartiert. Die neuesten Untersuchungen in diesem Teil verdanken wir J. Cadisch, an dessen mündliche Mitteilungen ich mich im folgenden vielfach halte.

Gesamterscheinung des Rhätikon.

Als Rhätikon bezeichnen wir die Gebirgskette, welche vom Rhein bis an das Schlappinerjoch (Paß Klosters—Gargellen) die Wasserscheide zwischen den Flüssen der Landquart und Ill, d. i. zugleich die Grenze zwischen den Talschaften Prättigau und Montafun, und dadurch zwischen der Schweiz (Graubünden) und

Österreich (Vorarlberg) bildet. Ungewohnterweise verläuft auf dieser ganzen Strecke die politische Grenze ohne Übergriffe genau auf der Wasserscheide. Die Talgebiete von Prättigau hinauf bis ca. 2500 m Meerhöhe zeigen die rundlichen, be-rasten, stumpfen Gipfel und Gratformen der Flysch- und Bündnerschiefergebiete zwischen tiefen, steilen, rückwärts sich verzweigenden Schluchteinschnitten mit zahl-losen wechselnden Abrutschungen in den Sammelgebieten. Gefährliche Wildbäche brechen aus den Schluchten hervor und gefährden die Kulturen des Talbodens. Wie eine zackige Krone aus ganz anderem Material ist dem weichförmigen Flysch-gebirge der Rhätikon aufgesetzt in einem erst W—E (Falknis—Sulzfluh), dann gegen S Scheienfluh—Madrise—Klosters) umknickenden Bogen von ca. 40 km Länge mit einer Sehne (Luziensteig—Klosters) von ca. 32 km. Fast durchweg sitzt die Krone bei ca. 2000 m Höhe auf. Sie wird unten aus Gesteinen der Falknis-D. gebildet, die im W (Falknis) mächtig entwickelt und mehrfach gelappt ist, gegen E stark abnimmt. Darüber folgt die Sulzfluh-D., die im W nur in geringen Resten erhalten ist, dagegen E der Scesaplana mächtig zunimmt. Beide, Falknis- und Sulzfluh-D., enthalten im Rhätikon keine Trias mehr, nur Jura und Kreide, die in verschiedenen Gliedern auch primär auf Altkristallin transgredieren können. Der Sulzfluh-D. liegt ein wechselvolles Schuppensystem auf, das die Fortsetzung der Aroscher-Schuppenzone darstellt und aus noch unbestimmbaren Schiefen, Altkristallin, Trias, Jura und Ophiolithen besteht. Im E (Klosters—Madrise—Sulzfluh) ist der Aroscher-Schuppenzone das Silvrettakristallin aufgelagert. Zwischen Grubenpaß und Drusentor setzt das Altkristallin aus und bald wird die Aroscher-Schuppenzone überlagert von der mächtigen Trias mit Jura des Rückens der Silvretta-D., die mit der Scesaplana einen gewaltigen oberostalpinen Edelstein in die Gipfelkrone setzt. Halten wir das Bild weiter fest, so können wir sagen: Im W wird die Bergkrone aus Steinen der Falknis-D. aufgebaut, dann folgt die überragende breite Scesaplana, gegen E schließen sich die Zacken aus Sulzfluhklippenkalk an und im nach S gewendeten Zweig steigt das Silvrettakristallin zur Bildung der Kronengipfel darüber hinauf. In der Madrise schließt die Krone der Prättigau-N-Seite ab. Die Unterlage des ganzen Gebirges, der Prättigauerflysch, scheint eine mächtige Aufwölbung („bombement“) zu sein, die einer unterirdischen Fortsetzung des Aarmassives entspricht. Der breite Scheitel der Aufwölbung greift vom Furerberg an der S-Seite der Landquart bis über Sassauna an der N-Seite. Sie streicht aus WSW kommend gegen St. Antönien und sinkt dann axial-östlich ab. So kommt es, daß die überwölbenden Schichten der Gebirgskrone von Falknis bis gegen die Sulzfluh nach N fallen, die Falten nach N tauchen. Dann dreht das Schichtfallen gegen NE um. Von der Scheienfluh bis gegen die Madrise überwiegt das rein axiale E-Fallen, von der Madrise gegen Klosters dreht es, als am S-Rand der Aufwölbung in SE-Fallen. Gegen S schließt sich der früher besprochene Casanna—Weißhorn-Rücken der Flyschunterlage an. Die Kronengesteine drehen also kuppelförmig um den Scheitel des Prättigauers herum, stets nach außen abfallend. In der Mitte über dem Prättigauergebiet sind sie weggewittert bis auf Gipfel der Unterlage, die wenig über 2400 m erreichen, und zu einem fast einheitlichen Niveau von 2000 m für die peripherische Kronenbasis. Die Kronenspitzen erreichen 2500—2900 m. Die Tektonik der Unterlage,

zusammen mit dem Gesetz der Gipfflur, haben die Bogenform der Rhätikonkrone und ihrer Fortsetzung am N-Rand des Arosergebirges bis Gürgaletsch erzeugt. Das ganze Alpengebäude macht sie mit: In den tieferen helvetischen Falten, Churfürsten—Fläscherberg—Calanda, und im Aarmassivmantel der Tödigruppe findet sie ihren konzentrischen Kern der tieferen Stockwerke. Hätte man aus diesen konzentrischen Bögen einen Schub W—E ableiten sollen? Lorenz hatte die „Glerner Bogenfalte“ als „Überschiebung oder Überfaltung gerichtet gegen die Concavseite eines Bogens“ für etwas „anderweitig noch nicht Beobachtetes“ gehalten (S. 381 u. 382). Heute ist die Sache aufgeklärt: das ganze Deckenwerk wölbt sich über eine Schwelle, das Aarmassiv, und sinkt mit derselben axial-östlich zur Tiefe. Dadurch sind die Streichrichtungen der Schichten und die Entblößungszonen der verschieden tiefen Gebirgsplatten um das Aarmassivende herum konzentrisch gebogen und der Erosionsabtrag liefert gegen E konvexe, mit den Schichten nach außen abfallende Bogenketten. Die wirklichen Falten aber biegen nicht um, sie streichen ungestört gegen E oder NE fort, und zwar sowohl die Stirnübergangungen der Decken und Deckenlappen und die großen Falten als auch die Mehrzahl der Stauungsfältchen und Schubflächen dazwischen. Die Querketten, das Querstreichen, die Kettenbögen bedeuten nur Schwankungen in der Höhe der Scheitellinien, nicht aber einen anders gerichteten Schub. Wiederum erkennen wir die Allgemeinheit der S→N-Bewegung!

Die Flyschbasis des Rhätikon.

Innerhalb des Prättigauflysches (S. 495 und 569), der die Unterlage des Rhätikon bildet, sind die Zerknitterungen fast unentwirrbar (Fig. 180 S. 579) und ihr Zusammenhang kaum zu verfolgen. Die große W—E streichende Aufwölbung Furnerberg—Sassauna—St. Antonien wird durchkreuzt von einer unter dem Rhätikon in sanften Wellen bemerkbaren Querfaltung. Diese steigert sich östlich in große axiale Wellen, die nun das N—E Streichen des Rhätikon vom Grubenpaß bis Madrisa und das axiale Ostfallen unter das Silvrettamassiv ergeben und sich fortsetzen im Wiederauftauchen des Penninikum im Unterengadinerfenster. Der Schub aus S spricht sich auch im Deckenbau der penninischen Schieferunterlage des Rhätikon deutlich aus: Nördlich W—E streichendes stirnartiges Untertauchen (Falknisgruppe) und durch die ganze Masse Überwiegen von W—E bis SW—NE Streichen der Tausenden von Kleinfalten, die fast überall zu sehen sind.

Die Deckenfolge im Rhätikon.

Im Rhätikon treffen wir überall auf die gleiche Deckenfolge von unten nach oben: Penninischer Flysch, darüber unterostalpin: Falknis-D., Sulzfluh-D. und Aroscher-Schuppenzone, dann oberostalpin: Silvretta-D., im E mit Altkristallin, im W mit oberostalpinen Trias einsetzend.

Von einem guten Standpunkt aus, wie z. B. Kühnihorn oder Kreuz bei St. Antonien, übersieht man die Regelmäßigkeit dieser Deckenfolge durch den ganzen Gebirgskranz. Die oberste Zone (Silvrettakristallin) ist dunkel, die Aroscher-Schuppenzone begrast, die Sulzfluhkalke kahl hellgrau, der Falknismalm dagegen mehr dunkelgrau.

Dies ist die gleiche Deckenfolge wie im Arosergebirge, nur einfacher, indem 1. die Campo-D. (Aroscher-Dolomiten) zwischen den unterostalpinen und oberostalpinen

Gesteinsmassen fehlt. Sie ist mit Stirnbiegung auf der Linie Arosa—Davosersee zurückgeblieben, sie hat niemals so weit nördlich gereicht. Im ganzen Rhätikon liegt Oberostalpin unter Fehlen von Mittelostalpin direkt auf Unterostalpin; 2. weil die Campo-D. fehlt, fehlt auch die Einwicklung des Silvrettakristallin unter dieselbe.

Übereinstimmend wiederum mit dem Arosergebirge ist aber auch im Rhätikon sehr deutlich ausgeprägt, daß jede der Decken in sich selbst verfaultet und verschuppt, reduziert oder gehäuft sein kann, daß aber die verschiedenen Decken in der Regel immer säuberlich voneinander geschieden, übereinanderliegen und nicht miteinander verfaultet sind. Die alpine Breite von gegen 40 km von Lenz bis Falknis scheint uns erstaunlich groß für so stetes Aushalten dieser Deckenfolge. In der Längsrichtung erkennt man die gleiche Deckenfolge sogar noch 75 km E des Falknis, das Unterengadinerfenster umrandend.

Auch im Rhätikon scheint die Aroscher-Schuppenzone die am meisten innerlich verschuppte und bewegte, am meisten verquetschte und laminierte zu sein. Sie ist es, die vielfach durchaus nur noch als Quetschzone, als Zwischenmittel, als Schmiermittel auftritt. Alle Ophiolithe des Rhätikon und die Mehrzahl der Radiolarite gehören der Aroscher-Schuppenzone an. Theobald hatte zuerst Diabasporphyrat am Bettlerjoch gefunden. Rothpletz, Steinmann, Seidlitz, Mylius mehrten die Funde. Heute sind die Ophiolithlinsen in großer Zahl bekannt.

Wer hier wandert, muß unwillkürlich darauf verfallen, auch die Ophiolithe und Radiolarite der Ibergerklippen, der Aroscher-Schuppenzone, und damit den überliegenden Gipfel des Roggenstock der Silvretta-D. zuzuweisen. Es wird dadurch sehr wahrscheinlich, daß die Langard- und die oberostalpine D. noch in die höchsten Teile der Klippen hinausreichen, während deren Hauptmassen aus Sulzfluh-D. = Klippen-D. bestehen, und die Falknis-D. nur die Grabserklippe bildet.

Einzelne Glieder des Rhätikon.

Der östliche Rhätikon, Madrisa.

Wir wandern rasch von SE nach NW durch den Rhätikon, um noch einige charakteristische Erscheinungen hervorzuheben.

Bei Klosters-Dörfli ist das ganze Paket der unterostalpinen Dn. 400—500 m mächtig. Der Schlappinbach liegt schon im Silvretta-Alt-kristallin. Rasch steigt die Unterlage der unterostalpinen Schubmassen von ca. 1100 m bei Klosters-Dörfli nach NW an die W-Seite der Madrisa empor. Auf der Höhe beobachtet man in diesem mächtigen Gebirgsstock von W nach E, d. i. von unten nach oben, folgendes Profil bei stetem Ostfallen der Schichten (J. Cadisch):

Jägglishorn 2252, Prättigauflyschunterlage.

W-Ausläufergrat des Saaser-Calanda von 2303 m bis über den Punkt 2366, Gesteine der Falknis-D. in zwei Schuppen übereinander.

W-Absturz des Saaser-Calanda 2560 und Rätchenfluh 2707 über 200—300 m mächtig, Sulzfluhriffkalk mit Couches rouges der Sulzfluh-D. mehrfach verschuppt.

Sattel vom Madriser Joch: Über dem Sulzfluhkalk folgt eine ausgedehnte Schuppe von grünem Granit (Albula- oder Berninagranit), darüber normale Folge Hauptdolomit, Rhät und etwas Lias, wieder Sulzfluhkalk und darüber viel Sulzfluhkreide, gegen E bis an den Fuß der Steilwand und des Gipfels 2742.

Bei ca. 2650 m lagert die Aroscher-Schuppenzone etwas über 100 m auf, sie beginnt scharf abgegrenzt mit Ophiolith und endigt oben mit Rauhacke.

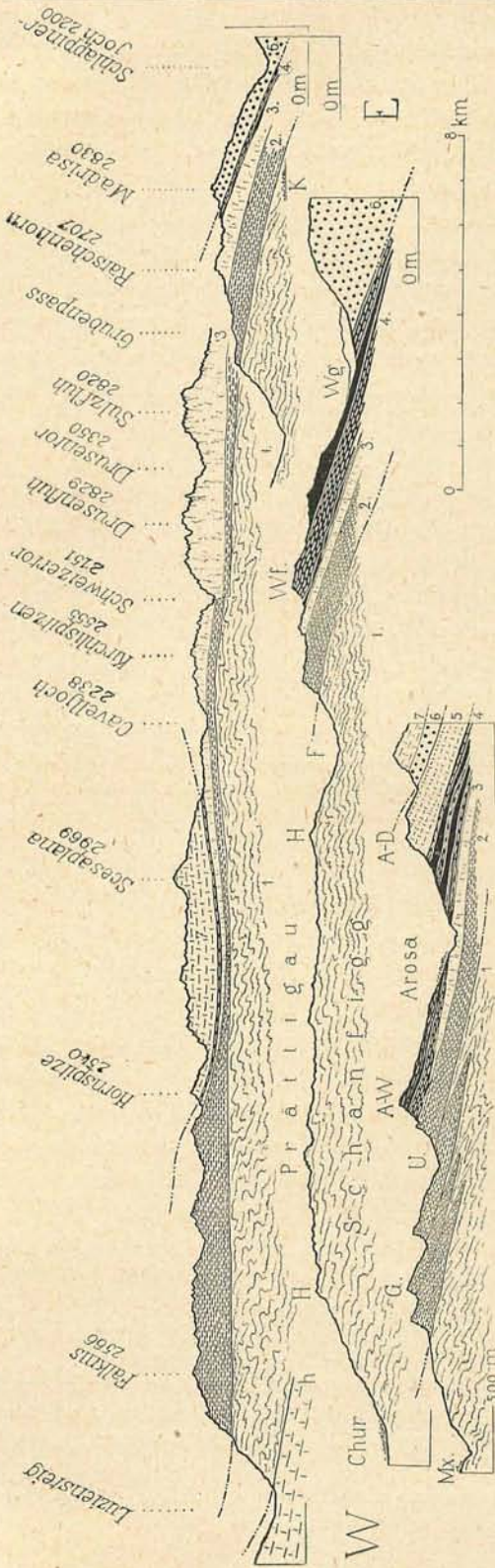


Fig. 234. Schematische Längsprofile durch Rätikon, Hochwangkette und Arosen-Gebirge (Prättigauer-Schanfigger-Halbfenster und dessen ostalpine Umrahmung), nach J. Cadisch 1920.

K = Klosters 1200, H—H = Hochwangkette 2482, F = Fondel, Wf = Weißfluh 2848, Wg = Wolfgang (unter Todtalp) 1633, Mx = Malix, G = Gügaletsch, U = Urdenal, A-W = Arosen-Weißhorn 2655, A-D = Arosen-Dolomiten.
 7 = Silvretta-Trias, 6 = Silvretta-Altkristallin, 5 = Trias der Campo-D., 4 = Arosen-Schuppenzone, Schwarz in 4 = Ophiolite der Arosen-Schuppenzone, 3 = Sulzfluh-D., 2 = Falknis-D., 1 = penninischer Flysch, h = helvetische Kreide des Fläscherberges.

Die oberste ca. 150 m mächtige Wand des Madrisahorn 2830 m wird von Silvretta-Alt-kristallin, hauptsächlich Amphibolit gebildet, das hier anscheinend konkordant den tieferen D. aufliegt und gegen E nach Schlappin abfällt (Fig. 234).

Die Aufschubfläche des Unterostalpinen auf dem Prättigau - Flysch, häufig von Schutt bedeckt, hält sich N vom Ratschenhorn am Eckberg in ca. 2250 m, unter der Gempfluh in 1900 bis 2000 m, an der W-Seite um den Schollberg in 2100 m. Die amphibolitischen, zackigen Gipfel des S-N laufenden Grates Madrisahorn, Gargellenkopf 2560, Rungspitz 2552, Schollberg 2574, Rotspitz 2518, Sarrotlaspitzen 2562, bestehen alle aus dunklem Kristallin, oft Amphibolit, Granatamphibolit usw., die sich scharf abheben von den hellen unterliegenden Wänden des Sulzfluhkalkes. Nun aber schiebt sich

im Tal von Plassecken ein SN gerichteter Talboden zwischen die Sulzfluhkalke und das Silvretta-Alt-kristallin ein. Die ersteren, gegen W umknickend, übernehmen nun die Rolle der Rhätikon-Wasserscheide, der zackige Grat der letzteren trennt sich und fällt nach N ab.

Das Gebiet der Sulzfluh.

Landschaftlich gestaltet sich am wunderbarsten die Gruppe Scheienfluh—Sulzfluh. Im Gebirgskessel zwischen den zackigen weißen Wänden von Scheienfluh und Sulzfluh liegt der Partnunsee 1874 und etwa 500 m dahinter am Fuß des Grubenpasses erscheint der Sulzfluhgranit. Er ist an vielen Stellen unter der Sulzfluhwand zu beobachten. Granit erscheint aber auch wieder dem steil NE und E einfallenden Sulzfluhkalk an der Außenseite des Gebirgsbogens aufliegend. Am Plasseckenpaß folgt über einer solchen grünen Granitschuppe die Aroser-Schuppenzone (mit Verrucano, Buntsandstein, Rötidolomit, Hauptdolomit, Breccien, Aptychenkalk und Radiolarit) und sodann weiter gegen E und N an den Sarotlaspitzen, dem Platinakopf, Seehorn und Schwarzhornspitz die Diorite und anderen Amphibolitgesteine des Silvrettamassivs. Weiter N am Mittagspitz 2169, ins Montafun vorgeschoben, klebt auf dem Alt-kristallin ein Rest einer aufliegenden W—E streichenden Triasmulde, wahrscheinlich ein Stück normalen Sedimentmantels des Silvrettakristallin.

Die Art, wie das Silvrettakristallin N der Scheienfluh—Sulzfluh von E gegen W aufhört, scheint noch nicht genau geprüft worden zu sein (Ampferer gegen Seidlitz). Sie erinnert an das Auskeilen desselben von E nach W am Landwasser. Ungefähr W des Meridians vom Drusentor hat die Silvretta keinen kristallinen Kern mehr. Über der Aufschubfläche bildet stellenweise Verrucano den Sockel oder, wo dieser fehlt, die Trias in der besonders nach oben vollen ostalpinen Ausbildung, während die Muldenzonen darüber mit Jura (Adneterkalk, Allgäuschiefer, Radiolarit) gefüllt sind.

Wo Granitplatten dem Sulzfluhkalk aufliegen, sind dieselben oft zuerst wieder von einer schwächtigen Platte von Sulzfluhkalk, darüber von einer kräftigen Serie von Kreide der Sulzfluh-D. überlagert, worauf erst die Aroser-Schuppenzone folgt. Zwischen den Falknisdeckengesteinen unten und der Schuppenzone oben ist also die Sulzfluh-D. oft gedoppelt, wobei im unteren Stockwerk der Sulzfluhkalk mächtig, die Kreide meistens nur durch Couches rouges oder nur wenig Gault und Tristelkalk vertreten, im oberen Stockwerk dagegen der Tithonriffkalk nur schwach, die Kreide stark und vollständiger ausgebildet ist. Das untere Stockwerk der Sulzfluh-D. zeichnet sich ferner sehr oft durch eine mehrfache, oft verwickelte Verschuppung von Riffkalk mit Couches rouges aus, die völlig der Wimmiserfluh und anderen Stellen in den Préalpes entspricht. Manchmal sitzen rote Couches rouges fast nesterförmig, oder wie an der Mithe transgressiv dem Riffkalk auf (Primärtransgression). Seidlitz erläutert seine bezüglichen, von anderen (J. Cadisch) hierin bestätigten Beobachtungen, durch verschiedene Abbildungen (die leider zeichnerisch zur Wiedergabe ungeeignet sind). Ein Teil der über 500 m betragenden Höhe der Sulzfluhkalkwände ist durch Wiederholungen in Schuppen bedingt.

In diesem Teile des Rhätikon bestehen folgende Gratgipfel aus Sulzfluhkalk:

Mittelflüh 2342. Scheinflüh 2630 m mit E fallendem Riffkalk, gegen W von 520 m Wandhöhe. Nische von Gruben mit den Kerben in der Hinterwand, Grubenpaß 2235 und grünes Fürkeli, und den Höhlen Abgrundshöhle, Kirchhöhle, Seehöhle, oben flacherer und unten steilerer Schichtfall gegen NE. Sulzflüh 2820, Schichtung flacher oder steiler NNE fallend, an Rutschflächen eingeklemmt im Tithonkalk steckende Pakete von Couches rouges. Gegen W folgt Paßsattel Drusentor 2350 m, Drusenflüh fast 4 km langer Riffkalkkamm, höchster Gipfel 2829, Wandhöhe gegen S 530 m, Schichtfall steil N, vier Einlagerungen von Couches rouges im Tithonkalk, am S-Fuß Falknisbreccie und Quarzit. Schweizertor heißt die enge Paßscharte 2151, welche die Drusenflüh von den gleichgebauten Kirchlispitzen 2555 abtrennt. S unter der Wand aus Sulzfluhkalk besteht das Kirchli 2263 aus Falkniskreide in mehrfacher Wiederholung. Die Kirchlispitzen, aus SW gesehen, bieten ein völliges Ebenbild der Kleinen Mithe in Formen und Farben.

Die Aroser-Schuppenzone begleitet die Sulzfluhkalkmassen des Rhätikonbogens auf folgender Linie; Plassecken, Tilisunasee, Bilkengraben am N-Fuß der Sulzflüh, Ofenpaß am N-Rand der Drusenflüh, Nerrajöchl am N-Rand der Kirchlispitzen, Kanzelköpfe an der N-Seite von Lünereck. Sie zieht dann, nur stellenweise sichtbar, unter der S-Wand der Scesaplana durch in die Große Furke zwischen dem Tschingel und der Hornspitze am W-Ende der Scesaplana. Es ist das eine typische Furchen- und Sattelzone, wie es den zerquetschten Gesteinen entspricht.

Die Scesaplana.

Am Cavelljoch (Lünereckpaß) 2238 m verliert der östlich so beherrschende Sulzfluhkalk rasch seine landschaftliche Kraft — wahrscheinlich hört hier die Verdickung durch Schuppung auf, während zugleich die primäre oder tektonische Mächtigkeit der Tithonriffkalke sich reduziert. Die Fortsetzung zwischen den Schutthalden am S-Fuß der Scesaplana muß gesucht werden; und im Falknisgebiet findet man nur noch wenige eingeklemmte Linsen davon. Dafür setzt mit der Scesaplana auf eine Gratlänge von 9 km die mesozoische normale Schichtreihe des Silvrettamassives ein. Sehr auffällig ist gerade am S-Rande unter der Scesaplana die sehr geringe Mächtigkeit der unteren Trias. Die Silvretta-Trias hat ihren eigenen Fuß verquetscht. Gegen W und N erholt sie sich, bleibt aber doch relativ schwach.

Die tiefsten Glieder der Silvretta-D., Verrucano und der rote Buntsandstein, sind auf Schweizerboden nicht zu sehen, dagegen ist der rote Sandstein im lichtensteinischen Saminatal und in der Umgebung von Brand aufgeschlossen. Die Schichtfolge der unteren und mittleren oberostalpinen Trias von Muschelkalk, Arlbergkalk und Dolomit, Partnachschieben und Raiblerschieben (Rauhacken, Gips und Dolomit) ist an der Schweizerseite teils mechanisch reduziert, teils von Schutthalden verdeckt, aber an der Scesaplana-W-Ecke (Hornspitze) und gegen NW zwischen Samina- und Gamperdonatal reichlich vertreten. Die S-Wand der Scesaplana besteht fast nur aus oberer Trias. Das hier wie durch die ganzen vorarlbergischen und bayrischen Triaskalkalpen vorherrschende, 700—1000 m hohe Wände bildende Gestein ist stets der norische Hauptdolomit, ein heller, klotziger, dolomitischer Kalk, nur im oberen Teil gut geschichtet, sehr arm an erkennbaren Fossilien. Der Gipfel der Scesaplana besteht aus Rhät in Fazies der Kössenerschieben, die hier verkehrt gegen S unter den aufgebogenen Hauptdolomit einfallen. Die dunklen Schiefer mit eingeschalteten gelben Bänken von Rötidolomit-ähnlichem Gestein sind reich an Versteinerungen (Muschelbreccien, Korallen, Brachiopoden). Am Scesaplanagipfel werden leicht gefunden *Terebratula gregaria*, *Avicula contorta* (S. 602 Fig. 186 b), *Gervillia inflata*, *Cardita austriaca*, *Cardium rhaeticum*, *Thamnastraea* und *Thecosmilium* u. a. m. Stratigraphisch über, an der N-Seite des Scesaplanagipfels unter den Kössenerschieben folgt das oberste Glied der oberostalpinen Trias, der helle splittrige Dachsteinkalk. Er bildet eine Art Klippenkappe auf dem Wildberg. Die Juragesteine füllen die schief nach N geöffnete Mulde des Branderferner. Sie bestehen von den älteren zu den jüngeren aus:

1. 0—3 m Adneterkalk, mit dem unterliegenden Dachsteinriffkalk durch Übergänge verbunden, roter, oft knolliger, oft brecciöser, marmorischer, Belemniten und Ammoniten führender Lias.
2. Allgäuer Fleckenmergel, reich an Kalknestern, voll Ammoniten (Arietites, Aegoceras, Harporceras, Phylloceras), von bedeutender Mächtigkeit (100—300 ?).
3. Radiolarit, rot und grün, 10—15 m.
4. Aptychenkalk und Schiefer.

An der N-Seite der Scesaplana besteht der Muldenkern dieser Triasgesteine aus roten und hellen Globigerinenschiefern (Couches rouges ?).

In der oberostalpinen D. sind die Kreideschichten, so viel bis jetzt bekannt, nirgends so gut entwickelt und gegliedert wie in den unterostalpinen; auf Schweizerboden sind sie nirgends erhalten.

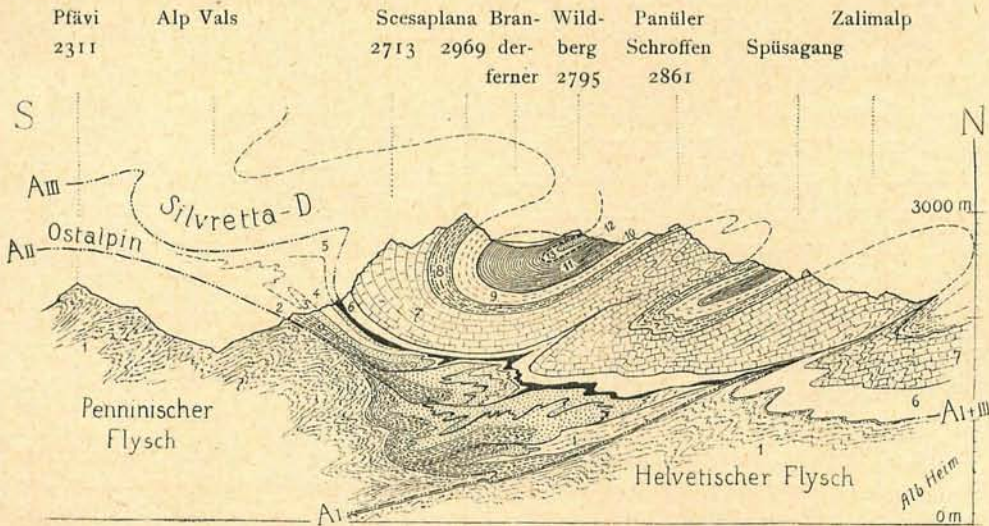


Fig. 235. Scesaplana, Profil in 1:75000, nach den Untersuchungen von A. Escher, Theobald, W. Seidlitz, D. Trümpy usw. zusammengestellt.

AI = Aufschubfläche von penninischem Flysch u. unterostalpinen u. oberostalpinen Decken auf helvetischem (inkl. Wild-) Flysch.

AII = Aufschubfläche der unterostalpinen Decken auf penninischem und helvetischem Flysch.

AIII = Aufschubfläche der oberostalpinen (Silvretta-) Decke auf unterostalpinen Decken und über helvetischen Flysch.

1 = Tertiärflysch; 2 = Jura der Falknisdecke; 3 = Kreide der Falknisdecke (punktiert = Kreide überhaupt); 4 = Sulzfluhdecke; 5 (schwarz) = Aroser Schuppenzone;

Silvrettadecke: 6 = untere und mittlere Trias; 7 = Hauptdolomit; 8 = Kössenerschichten; 9 = Dachsteinkalk; 10 = Adneterkalk (Lias); 11 = Allgäuschiefer (Lias u. Dogger); 12 = Radiolarit; 13 = Aptychenkalk (Malm).

Die ganze Silvretta-D. ist an der Scesaplana und deren N Abdachung in eine Anzahl nach N überliegende, stufenförmig absteigende Falten zusammengestoßen, deren Gestalten noch recht plastischen Charakter zeigen. Die Tektonik erinnert stark an die helvetischen Dn., z. B. Urirotstock, Bauenstöcke. Es ist „das gleiche in Oberostalpin“.

Mit Ausnahme der zerstückelten und nur unvollständig erhaltenen, oben stark abgetragenen Massen des Ducan- und Landwassergebirges ist die Scesaplana die

einzig, und sie ist mit ihrem S-Abfall die gewaltigste Erscheinung des oberostalpinen Decken-Mesozoikums in den Schweizeralpen. Sie allein enthält noch Dachsteinkalk und Jura. Die Aussicht vom Scesaplanagipfel bietet einen herrlichen Überblick über den Gebirgsbau der Grenzregion von W und E Alpen (von Seidlitz geologisch bearbeitetes Panorama in der Festschrift der Sektion Straßburg des Deutschen und Österr. Alpenvereines 1910).

Der Falknis.

Am S-Fuße der Scesaplana sehen wir die Falknis-D. gegen W stark zunehmen, während die Sulzfluh-D. mehr und mehr zusammenschumpft und sich verbirgt. Im Falknis beherrscht die erstere das ganze Gebirge. Glücklicherweise haben wir von dieser Region die gründliche Spezialuntersuchung mit geöl. Karte in 1:25 000 von D. Trümpy.

Außer der bloßen Registrierung in unserer Tabelle bedarf ein Glied der Falknis-D. einer besonderen Betrachtung. Dies ist die:

Falknisbreccie. Die Schichtserie der Falknis-D. zeichnet sich im Arosengebirge, im Engadinerfenster und noch mehr im Rhätikon durch den klastischen Charakter aller ihrer Sedimente aus, so daß selbst die pelagischen Couches rouges terrigenes Material enthalten. Am auffallendsten sind die polygenen Breccien im Jurakalk am Falknis selbst, in dem im besonderen als „Falknisbreccie“ bezeichneten Gestein. Es geht durch den Rhätikon und den nördlichen Teil des Arosengebirges, wo es besonders in der Parpaner Schwarzhornkette am Gürgaletsch gut entwickelt ist, und findet sich wieder im Engadinerfenster.

Escher und Studer erwähnen die Breccien am Falknis zuerst 1839. 1846 beschreibt sie Escher als auffallende Horizonte im Kalkgebirge, in denen „Granit ähnliche Konkretionen“ vorkommen. Theobald („Beiträge“ 1864) betrachtete diese als Gerölle und erkannte ihre Ähnlichkeit mit den Oberengadinergesteinen. Tarnuzzer (Jahresber. n. G. Graub. 1894 und 1897) untersuchte diese Konglomerate und glaubte darin 29 verschiedene Gesteine von S-Graubünden in Geröllen erkennen zu können. Die Mehrzahl dieser Bestimmungen haben sich bestätigt.

Die Grundmasse, in welcher die Gerölle der Falknisbreccie liegen, ist ein gleichförmiger, Foraminiferen reicher, etwas spätkalibergiger hellgrauer Kalk mit Korallen und Spongienresten, der sowohl dem oberen als dem unteren Malm zugehört. Die Masse des einbettenden Zementes herrscht manchmal weit über diejenige der umschlossenen Trümmer vor, so daß dieselben weit voneinander getrennt liegen. Die Breccien und Konglomerate bilden zahlreiche einzelne Bänke von wechselnder (1—15 m) Mächtigkeit. Die Bänke im oberen Malm führen die größten Trümmer, sind aber sonst feinklastischer, diejenigen im unteren Malm sind grobklastischer. Die Granite und Diorite sind in der Falknisbreccie in eckigen, plattigen Blöcken bis zu 3 m Durchmesser vorhanden, die viel spärlicheren Dolomit- und Kalkgerölle messen selten über 30 cm. Dazu kommen in allen Abstufungen die kleineren Stücke bis zu Mikrogeröllen oder bis zu einzelnen Quarz- und Feldspatkörnern. Die Trümmer sind in manchen Bänken vorherrschend eckig, in anderen ziemlich gerundet, oder eckige und gerundete mischen sich.

Als nach der Herkunft sicher bestimmt können jetzt folgende Gerölle der Falknisbreccie gelten:

Grüne Granite, im Gegensatz zu denjenigen, welche in Linsen die Falknis-Sulzfluh-D. und die Arosler-Schuppenzone begleiten, oft wenig verändert, massig. Daneben finden sich auch Gerölle aus stark gequetschten grünen Graniten. In solchen ist der Quarz sandig, undulös auslöschend oder in dünne Lamellen umkristallisiert, die Feldspäte zu linsigen Serizitagregaten mit neugebildetem Albit und Quarz, die Biotite zu dünn ausgewalzten Häuten von Serizit-Chlorit umgewandelt und die Textur flasrig und schiefrig geworden. Alle diese grünen Granite sind identisch mit denen von Julier und Albula (Err-D. und Bernina-D.). Diorite, ununterscheidbar von manchen Bernina-Dioriten. Quarzporphyre (Orthoklas, saure Plagioklase, Quarz, Biotit meist chloritisiert Pyroxen, Zoisit und Erz, weißer Glimmer). In manchen Geröllen findet man Übergänge dieser Gesteine in Serizitalbitgneis und Serizitschiefer, also starke DM. Das Gestein ist identisch dem „Nairporphyr“ (Cornelius) vom P. Brascheng (= P. Nair 2914 bei Bivio) und im Oberengadin. Die DM bleibt innerhalb der Gerölle, sie greift nicht in das einschließende Gestein hinüber.

Trümpy bemerkt zum letzten: „Die Anwesenheit von solchen mylonitisierten, granitischen und porphyrischen Gesteinen des Oberengadins in jurassischen Konglomeraten der Falknis-D. bildet einen wichtigen Beweis für die Existenz älterer intensiver Faltungen im Gebiet der Oberengadiner-Dn. Das Alter dieser Faltung ist wohl prätriasisch herzynisch, da für jüngere Phasen vor Malm im Oberengadin keine Anzeichen vorliegen“, und die Intrusion der Granite carbonisch war.

Weitere Geröllsteine der Falknisbreccie sind: Augitporphyr von der Art, wie sie in der Languard-D. in V. Chamuera vorkommen. Kristalline Schiefer (Injektionsgneise, Zweiglimmergneise, roter Biotit-Plagioklasgneis, Kontaktmarmore usw.) haben nicht den Habitus der penninischen, sondern durchaus denjenigen der unterostalpinen Oberengadiner- und Tonalegesteine.

Ophiolithe, Prasinite und Phyllite der Bündnerschiefer und kristalline Gesteine der Silvretta-D. konnten nicht sichergestellt werden. Triasdolomite, schwarze Hornsteine, schwarze Tonschiefer und grüne glimmerige Sandsteine lassen eine genauere Herkunft nicht bestimmen, sie alle finden sich auch in den unterostalpinen Dn. anstehend. Die Gerölle aus Sedimentgesteinen sind an Zahl ganz gering im Vergleich zu den kristallinen.

Als Herkunftsgebiet der Falknisbreccientrümmer können somit nur die südlicheren Teile der unter- und mittelostalpinen Dn. gelten.

Die Konglomerate sind nun aber durchaus nicht ein Charakteristikum nur des Malms in der Falknisserie. Auch im Lias und in der Kreide finden sich hier Konglomerate und Breccien. Es entspricht dies der altgeoantiklinalen Zone, welcher die Störnregion der Falknis-D. angehört.

Die Entstehung der Falknisbreccie ist vielfach erörtert worden. Für diese Frage ist von Bedeutung: Pelagische bis bathyale Fazies des einschließenden Malmgesteines (Korallen, Krinoiden, Foraminiferen neben Aptychen und Radiolarien, rasche Übergänge von Riffauna zu Hochsee und Tiefmeer), keine Andeutungen von nahem Lande, keine Kohlen (keine eingeschwemmten Pflanzen oder Landtierreste, keine Terra-rossa-Einschwemmung wie etwa in den Couches rouges), wechselnd bankförmige Lagerung der Trümmer (nicht moränenhaft), sehr wechselnde Größe und unvollständige Rundung der Trümmer, oft Vorherrschen des einschließenden Gesteins. Trümpy gelangt nach sorgfältiger Prüfung dazu, normalen Flußtransport, Treibeis, nahe Steilküste als unzutreffend abzuweisen. Er hält dafür, daß ein submariner Geantiklinalrücken in mehrmaligem Wechsel seiner Höhe — im Auftauchen zerstört, nach Abtrag oder Untersinken wieder rasch pelagisch überdeckt —, die Trümmer an die Falknisbreccie in der Malmzeit geliefert habe — Meererosion ohne Festland!

Tektonik der Falknis-D.

An der durch das Rheintal geschaffenen westlichen Amputation des Rhätikon ist dessen Bau bis in die Flyschunterlage hinab entblößt. Die Untersuchung des Falknis hat hier folgende Tatsachen ergeben:

Das oft steile NE und N Einfallen der mehr oder weniger verwalzten unterostalpinen Dn. im Rhätikonkamme entspricht nicht mehr bloß der flachen Überschiebung über den penninischen Flysch, sondern dem in der Rhätikonzone einsetzenden Absteigen der Deckenrücken in die Stirnfalten. Die Hauptschubfläche auf dem Prättigauflysch taucht hier steil nach N hinab, damit hat das Penninische überhaupt sein N-Ende gefunden. Die unterostalpinen Dn. (Falknis-D., Sulzfluh-D., Aroser-Schuppenzone) sind im Winkel an der N-Seite hinter dieser tektonischen Steilstufe der Penninikumsstirn zu einem gewaltigen Faltenklumpen zusammengestaut. Die Falknisstirn ist hier in drei größere Falten gelegt, die wieder untereinander verfaltet sind.

An internen Schubflächen fehlt es nicht, aber es scheint mir doch deutlich, daß hier die arge Zusammenstauung in Fältchen eine letzte Phase der Bewegung war, die die schon nach Aroserart vorher durchscherten Komplexe hier noch überwältigt hat. Trümpy gibt für die Faltung im Falknis das Schema Fig. 236. Er

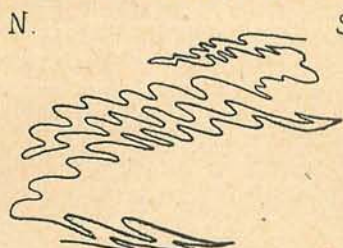


Fig. 236. Schema der Falknisfalten.

unterscheidet drei primäre Schuppen (von unten Glehornschuppe, Falknisschuppe und eine verdoppelte Tschingelschuppe), deren Größen nach oben abnehmen. Unter den sich überstürzenden Tauchstirnen der Falknis-D. findet sich eingewickelter Falknisflysch, der mit Rutschfläche dem Flysch von Triesen aufliegt. Der letztere ist wahrscheinlich schon helvetischer Flysch (— eventuell noch ein vorgeschürftes Stück Prättigauflysch?). Sicher ist, daß Flysch ganz unter den Tauchstirnen des Ostalpinen durchzieht. Der Fläscherberg, der SW unter dem Falknisgebirge auftaucht (S. 381/82) gehört nicht dazu, sondern darunter. Er ist als die Fortsetzung der Kette Churfürsten—Alvier helvetisch. Die Fortsetzung des Falknis zielt mit seiner Aufschubfläche über das Helvetikum gegen W und NW ansteigend. Etwa im Deckenstreichen der Dreischwestern finden wir W des Rheines bei ca. 1000 m auf dem helvetischen Flysch der Wildhausermulde vom Falknis etwas nach N vorgeschoben noch eine Deckklippe von Gesteinen erhalten, die Grabserklippe (S. 665), welche den Falknisgesteinen anscheinend am nächsten steht. Es ist eine Klippe der Falknis-D., die uns deutlich zeigt, daß auch quer über das Rheintal hinüber das Ostalpine dem helvetischen Flysch ohne Wurzel aufgeschoben liegt. Es ist somit erwiesen, daß das Unterostalpine des Rhätikon gegen N und W ohne Wurzel austreicht.

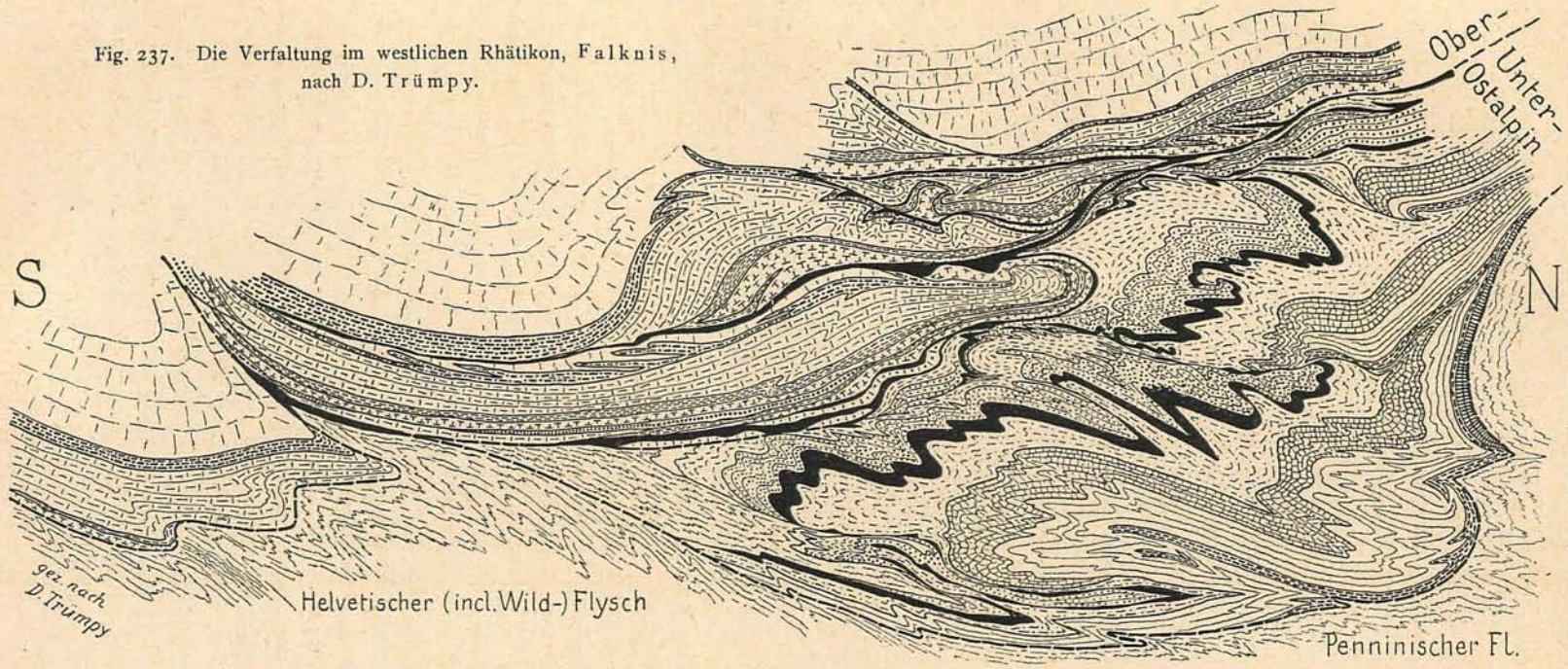
Die Grabserklippe, überschoben auf helvetischen Flysch, verhält sich zur Falknis-D. ganz entsprechend wie die Toissa-Klippe, überschoben auf Margna-Flysch, zur Campo-D. Beide sind Klippen links der Rheintallinie, geschnitten aus der Basis der jeweiligen ostalpinen, axial gegen W steigenden Überschiebung auf den W-Alpen — kurz: Ostalpine Klippen auf den W-Alpen.

Der Abstieg der unterostalpinen Dn. über den N-Rand des Prättigauflusch erinnert in seinen Formen an Erscheinungen aus anderen tektonischen Stockwerken: Abstieg der Campo-D. am N-Abhang des P. d'Aela (Profil Ostschweiz, Taf. XXVII, wo diese beiden dargestellt sind), Abstieg der Säntis-D. über das Stirnende der Axen-D. im Axen, Abstieg der Axen-D. am Urirotstock, oder Abstieg des Autochthonen und Parautochthonen am N-Rande des Aarmassives (Taf. XVIII—XX). Die nördlich absteigende Falknis-D. ist aber in ihren Formen viel gequälter als die vergleichend genannten, offenbar deshalb, weil hier eine schon vorher arg verschürfte, vor einem „traineau écraseur“ vorgeschobene Masse nun in den Schlupfwinkel hinter der penninischen Stirn sich geflüchtet und zusammengestaut hat.

In diesem gestauten Faltenhaufen des Falknis hat Trümpy die Sulzfluh-D. noch mehrfach — immer wie es ihr gebührt, über der Falknisbreccie und von der ihr aufliegenden Silvretta-D. durch verschürfte Teile der Aroser-Schuppenzone getrennt — gefunden. Ihr oft ganz ungeschichteter Sulzfluhkalk bildet dabei einzelne Reihen von Linsen, die höchstens 40 m mächtig werden können und die ausnahmslos von stark roten transgressiven Couches rouges bedeckt sind, während dagegen die Couches rouges der Falknis-D. weiß, nicht terra rossa gefärbt, nicht transgressiv auftreten. Unter dem Sulzfluhkalk fand er an sechs verschiedenen Stellen im W Rhätikon als der Erste auch die grünen Err- oder Bernina-Granitmylonit-Linsen (fluidale Augentextur, Quarz sandig zerquetscht, Feldspäte ein Mikroagregat von Feldspatkrümmern und Serizit, darin Neubildung von Quarz und Albit). Sie sind ein willkommener Heimatschein für die Sulzfluh-D., der leider auf dem weiteren Wege nach den Klippen der Zentralschweiz und den Préalpes verloren gegangen ist.

Über das Ganze hinweg schiebt sich, ebenfalls, aber viel weniger steil nach N tauchend, die oberostalpine Trias-D. des Vorarlberg. Auch sie ist, wie wir schon an der Scesaplana gesehen haben, nicht eine glatte Platte. Sie ist zerlegt in eine Anzahl von N überliegenden breiten Falten, die oft durch Zerreißen ihrer Mittelschenkel zu Falten- und Schuppen geworden sind. Die großen oberostalpinen Falten und Schuppen gestalten sich im allgemeinen unabhängig von den kleineren, gequälteren des Unterostalpinen. Nur gering sind die Versuche zu harmonischem Anschmiegen. Das eine ist eben der große „Traineau écraseur“, das andere nur der tektonische Schutthaufe, der sich in einem geschützten Winkel darunter anhäufen mußte. Der erstere geht rücksichtslos über den letzteren hinweg. Sehr bezeichnend ist die Erscheinung, daß nur das ohnehin ans plastische Anschmiegen und Auswalzen gewöhnte, schon zu besonderer Gefügigkeit dressierte Material der Aroser-Schuppenzone sich als das zwischen Falknis-Sulzfluh-D. einerseits und Silvretta-D. andererseits liegende Schmiermittel geberdet. Nur dieses Glied des Unterostalpinen wird noch tief gegen N hinaus und oft ansteigend eingeschleppt und eingeschürft in die Antiklinalfugen oder Aufschubflächen zwischen die Teildecken oder Teillappen und Falten des Oberostalpinen. Fetzen von Radiolarit und von Ophiolithen finden sich im Falknis nur noch in diesen Quetschzonen. Besser als viele Worte kann davon Fig. 237 ein Bild geben. Dieselbe ist eine verkleinerte Wiedergabe eines Generalprofils durch den Falknis, das Trümpy durch eine Zusammenstellung aller seiner Einzelbeobachtungen gewonnen hat.

Fig. 237. Die Verfaltung im westlichen Rhätikon, Falknis, nach D. Trümpy.



170
Dritter Hauptteil, Die Schweizeralpen.

Oberostalpine oder Silvretta-Decke

Unterostalpin



Hauptdolomit



Raiblerschicht.



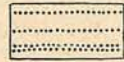
Arlbergkalk



Partnachsch.



Muschelkalk



Buntsandstein



Quetschzone, hauptsächl. Aroscher Schuppenzone



Sulzfuhkalk

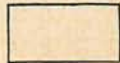


Flysch

Gesteine der Falknis-Decke



Flysch



Senon



Couches rouges



Gault



Tristelk. (Urg.-Apt.)



Neokom



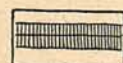
Tithon



Mittl. Malm



Unt. Malm



Dogger? Lias Trias

Die ostalpinen Decken gegen Norden.

Beobachtet man rechtsseitig des Rheintales vom Falknis weiter gegen N, so kann man sich leicht davon überzeugen, daß hier das ganze oberostalpine Gebirgsgebäude aus Trias und Jura aufgeschoben ist und schwimmend aufliegt dem eocänen Flysch bis hinaus an seinen N-Rand unter Dreischwestern und von da gegen ENE über Nenzing—Walsertal—Mittelberg—Oberstdorf—Hindelang—Pfronten und weiter. Auf dieser Linie gibt es immer wieder Stellen, wo die Aufschubfläche sichtbar ist, wo Schürffetzen aus dem S darin eingeklemmt sind. Kein Absteigen zu einer Wurzel! Wir sind im reinsten Deckenlande, die Wurzel liegt im S. Dort ist die Heimat der oberostalpinen Trias von Scesaplana, Vorarlberg und bayrischen und tirolischen Kalkalpen! Niemand, der über die geistige Kraft zur Einstellung seiner Überzeugungen auf die unabänderlichen Tatsachen der Natur verfügt, wird sich hier der Erkenntnis des Deckenbaues aus S—N Schub verschließen können!

Im Arosergebirge lagen über den penninischen Schiefern als unterostalpine Stockwerke die Falknis-Sulzfluh-D. und die Aroscher-Schuppenzone, dann die Campo-D. und darüber die oberostalpine D., die Silvretta-D. Schon am Tschittapaß waren die kristallinen Kerne bis auf kleine Schürflinge zurückgeblieben. Mit dem Arosergebirge blieb durch Stirnabiegung aus dieser Deckenfolge auch die Campo-D. zurück. Mit dem N-Rande des Falknis bleiben die vorgetriebenen unterostalpinen Mesozoika und die begleitenden kristallinen Schürflinge in der Hauptsache ebenfalls zurück. Nur einige Schürflinge erstrecken sich noch weiter nördlich. An der Innenseite des Falknis bleibt der penninische Flysch zurück. Die Tauchstirnen der unterostalpinen Dn. stoßen schon auf helvetischen Flysch. Noch weiter N bleibt nur noch die oberostalpine Triasdecke direkt aufgeschoben auf helvetischen Flysch. Alles Penninische, alles Unterostalpine mit Ausnahme von „Abfallstaub“, von „Hobelspännen“, sind weiter südlich zurückgeblieben. Die oberste Decke greift am weitesten nach N hinaus.

Ganz so bleiben auch innerhalb jeder einzelnen D. von S nach N die tieferen Glieder zurück, während die oberen in der gleichen Richtung gehäuft werden. Bei der Falknis-D. und der Sulzfluh-D. ist dies besonders deutlich:

In der Bernina- und Errgruppe fanden wir in den Sedimentschichtpaketen, welche dort die kristallinen unterostalpinen Deckenkerne voneinander trennen: viel Trias und nur wenig Jura und ganz spärliche Fetzen von Kreide, im Arosergebirge: wenig Trias, weit mehr Jura und Kreide, im Rhätikon: fast gar keine Trias mehr, dagegen Jura und viel Kreide (von den früheren Beobachtern meist noch für Flysch angesehen), und Jura und Kreide sind gegen die Deckenstirn mächtig angehäuft. Schon früher (S. 28 Fig. 14 und S. 50 usw.) haben wir dieser im Deckenbau der Alpen allgemeinen Erscheinung gedacht. Drei Ursachen wirkten zusammen, um gegen die Stirn einer D. allmählich die tieferen Schichtmassen auszuschalten, die höheren zum Vorherrschen zu bringen: 1. Alte Denudationen und Transgressionen in der prädestinierten Stirnregion (Geantiklinale S. 42, 43); 2. aktive Abwanderung und 3. passive Ausquetschung. Die aktive „Abwanderung“ kann innerhalb einer mächtigen vorfließenden Masse, ähnlich wie bei jedem leicht oder schwer beweglichen Strome (Schuttrutschung, Gletscher, Lava) dadurch zustande

kommen, daß die Differentialbewegungen sich von der Unterlage nach der freieren Oberseite summieren.

Die Auflagerung von Sulzfluhmalmkalk im Rhätikon und von Schrattekalk im Gebiete von V. Tasna auf Altkristallin, die fast vollständige Verkümmern der Trias am Falknis, die Transgression von Gault oder von Couches rouges auf Tithon an der Sulzfluh, von Flysch auf Gault am Falknis sind wenigstens zu einem Teil nicht tektonisch erzeugt, sondern primär stratigraphischer Natur. Den, den Transgressionen vorangegangenen Verwitterungsabträgen entsprechen die so häufigen Breccien und Konglomerate aller Alter.

Eine auffällige Ausnahme besteht darin, daß die Aroser-Schuppenzone kein Zurückbleiben der älteren Schichten, kein Abwandern der jüngeren nach N erkennen läßt. Auch im Rhätikon enthält sie Trias, Ophiolithe und Radiolarit, Schiefer verschiedener Art, wie bei Arosa oder unter dem P. Michél. Auch im Rhätikon ist darin typische Kreide nicht gefunden worden. Die Aroser-Schuppenzone hat wohl, weil im S schon zu früh ganz in unzusammenhängende Linsen aufgelöst, für ihre bloß passive Fortbewegung jede innere Ordnung noch um so mehr preisgegeben, als sie schon größtenteils verloren war.

Nordrand der oberostalpinen D.

Im Bayrischen, S Nesselwang, treffen wir Verhältnisse, die ganz an unsere Pré-alpes erinnern: S der Molasse folgt eine Flyschzone analog der „Zone externe“, aus welcher, als Vertreter von Mont Salvan—Bifé der Grünten und Reiterberg vorragen. Am S-Rande dieser äußeren Flyschzone folgt, da wie dort, eine gewaltige Aufschubfläche. Über derselben ist da wie dort, keine liegende Stirnübergangung zu sehen, fremdes schwimmendes Gebirge steigt mit Abbruchrand empor. Es ist in sich in schönen Zügen gefaltet. Das sind die „Préalpes“ der bayrischen und der Ostalpen. Sie unterscheiden sich von den W schweizerischen Pré-alpes dadurch, daß sie nicht aus den Stirnregionen der unterostalpinen (romanischen), sondern aus der oberostalpinen D. aufgebaut sind. Sie unterscheiden sich aber auch von unseren Pré-alpes noch dadurch, daß sie viel ausgedehnter, viel gewaltiger sind, daß ihnen vom S bis an die Linie Klostertal—Stanzertal ihr kristalliner Kern (Silvretta) erhalten geblieben ist, und daß sie als oberostalpine D. von der Region mit Pré-alpes-Stellung bei Pfronten ohne Lücke verfolgt werden können um das Engadinerfenster herum in die Schlinigüberschiebung bis an die dinaridische Wurzel.

Die Pré-alpes der W-Schweiz sind getrennt von ihrer Wurzel, weil die südlich folgenden autochthonen und penninischen Massive ihren Deckenrücken zu hoch gehoben und deshalb der vollständigen Abwitterung, der Trennung von Frontregion und Wurzelregion überliefert hatten. Die bayrischen Pré-alpes dagegen gehören einem alpinen Querprofile an, das statt mächtigen Aufwölbungen zwischen Front und Wurzel in tiefe Axialdepressionen fällt, über welchen auch diese hohen Decken noch Rettung vor Abtrag gefunden haben. Das Axialgefälle auf dem Malenco—Septimer—Bodensee-Meridian beherrscht alle Zonen im ganzen Querprofil der Alpen. Alle sind dadurch mitbeteiligt daran, daß in den E-Alpen die oberostalpinen Dn. als eine zusammenhängende Brücke erhalten geblieben sind und die unterliegenden Stockwerke nur in Defekten der Brücke sichtbar werden. Die Tatsache der axial tieferen Lage der E-Alpen spricht sich zugleich aus in dem größeren Schweredefekt derselben (S. 52—55).

VI. Das Silvretta-Massiv (Silvretta-Alt kristallin).

Außer den schon S. 684 zitierten Publikationen von Theobald, U. Grubenmann, Spitz und Dyhrenfurth, im besonderen:

1900 A. Gramann, Über die Andalusitvorkommnisse im Flüela-Scaletta-Gebiete, Vierteljahrsschr. n. G. Zürich.

1921 Frank Escher, Petrogr. Unters. in den Bergen zwischen Davos und P. Kesch. Dissertation.

1921 R. Staub und J. Cadisch, Zur Tektonik des Unterengadiner-Fensters. Eclogae.

Als „Silvrettamassiv“ ist schon von Studer, also längst vor der Erkenntnis des Deckenbaues, das Gebirge bezeichnet worden, das jetzt sich als der kristalline Kern der oberostalpinen oder Silvretta-D. erwiesen hat (S. 692). Die Überlagerung jüngerer Sedimente durch seine Ränder war in weiter Ausdehnung bekannt und ist von Theobald in Bl. X u. XV 1:100 000 vortrefflich geologisch kartiert worden. Man hielt die Erscheinung für dasselbe wie die Überlagerung der Sedimente des Chamounixtales, Urserentales oder am Urbachtal und Mettenberg durch die autochthonen Massive, denen gegenüber sie freilich als riesenhaft erscheinen mußte. Die Steilstellung, stellenweise Fächerstellung im Inneren des Massives ließ den Gedanken an Wurzellosigkeit und Überschiebung des ganzen Massives nicht aufkommen.

Heute sind die Ränder des Silvretta-M. und seine Auflagerung über einer Rutschfläche, deren unter- und überliegende Gesteinsmassen petrographisch und stratigraphisch verschieden sind, vielfach diskordant fallen, diskordant streichen und unharmonisch gefaltet sind, durchweg genauer festgestellt. Dagegen sind unsere Kenntnisse über seine Gesteinszusammensetzung und seine innere Tektonik noch sehr unzusammenhängend.

Im ganzen findet sich auf Schweizerboden das Silvrettaaltkristallin S der Linie Albula—Unterengadin nur als Deckenklippe im Münstertalgebiete (S. 727 u. 737). Erst mit dem Abbiegen der Campo (-Trias-) Stirn auf der Linie Fuorcla Pischa (N Albula)—Cinuschel—V. Laschadura—N-Rand der Unterengadiner-Dolomiten setzt es tiefer hinab ein zu zusammenhängendem Dasein im gebliebenen Gebirgskörper.

Die Umgrenzung des Silvretta-M. ist folgende:

1. S-Rand: E Bergün Grubenkopf—Fuorcla Pischa—Sulsanna, dann gegen NE an der S-Seite des Inn S Zernetz, Stragliavitapaf, V. Sampuoir. Von hier geht die SE-Grenze der Hauptmasse des Silvrettakristallin nördlich um das darin vorhandene Loch, das Engadinerfenster herum. Nur ein schmaler Streifen ist an der S-Seite des Inn am Fuße der Engadiner-Dolomiten erhalten geblieben, es ist der schon öfter genannte obere Gneiszug von Tarasp (S. 736/37). Derselbe erstreckt sich als „falsche Mulde“ auf 25 km Länge gegen NE bis er S Nauders gegen S über den P. Lad, die Engadiner-Dolomiten umhüllend, überklappt und damit in die „Schlinigüberschiebung“, das ist die Ötztalesmasse, übergeht. Im Griankopf und Vernungspitz 2935 greift dieselbe aus Tirol noch ins Schweizergebiet herüber. Mit ihr hängen die Deckklippen P. Cornet und im Münstergebiet zusammen. Sie ist die obere südliche Stufe der Silvrettaüberschiebung, welche hinter der Einwicklung durch die Campo-D. geblieben ist. Der NW-Rand der Schlinigüberschiebung von Nauders rechtsseitig des Inn, SE Hoch Treiber bis gegen E Prutz ist dann zugleich der SE-Rand des Engadinerfensters, das unfern Prutz sich gegen E schließt. Die Schlinig-Öztaler-Überschiebungsmasse ist der SE-Teil der Silvrettamasse, von dieser nur getrennt durch die Erosionsbucht über der Aufwölbung der Engadiner-Dolomiten und durch das Erosionsloch des Unterengadinerfenster. Der Zusammenhang ist geblieben in breiter Masse nördlich um das Engadinerfenster herum und in schmalen Streifen südlich demselben entlang (oberer Schulser- oder Tarasper-Gneiszug).

2. Der Nordrand des Engadinerfensters ist ein stark gegliederter Erosionsrand, mit welchem das Silvrettakristallin erst auf den Rücken der penninischen Unterlage aufsteigt und dann über dessen First gegen E weiterzieht. Er verläuft vom Inn unterhalb Guarda, wo der Inn zuerst das Fenster einsägt, dann nördlich um den P. Cotschen herum, gegen SW in die Sohle von V. Tuoi, gegen N um den Kessel S P. Buin, dann wieder um den nach S vorragenden P. Clavigliadas, durch den Hintergrund des Talkessels von Urezzas, um den P. Chaschlogna, P. Urschai, P. Futschöl oder Augstenberg, scharfe Einbuchtung nach NW über den Grat ins Jamtal hinab, Ausbuchtung nach S um Fluchthorn und seinen S Ausläufer „Krone“, dann gegen N mit zackigem Verlauf an der W-Seite des Fimbertales, wieder gegen S zurück um den Bürkelkopf und zackig am N-Rande des Samnaun und unter Prutz über den Inn zum Anschluß an den Fenster-SE-Rand. Überall in diesem Gebirge zeichnet sich die Silvrettaüberschiebung leicht sichtbar als großartige durchgehende Schnittfläche. Der Anblick ist vielfach überwältigend.

3. Der W-Rand des Silvrettakristallin ist im südlichsten Teil erst stark ausgezackt von Bergün um die aufliegende Ducankette über Stuls—Muchetta nach Monstein—Davos. Hier vollzieht sich eine ähnliche Umwicklung der Campotrias wie am P. Lad. Die Unterfläche des Silvrettakristallin senkt sich bis Schwendi hinter Klosters und kreuzt dort die Landquart. Anstieg in den E-Rhätikon, um das Madrishorn—Rotspitz, die Schweizergrenze überschreitend nach Tilisuna, Gauer tal, Schruns.

Seescheien	Kessisp.	Kl. Seehorn	Gr. Seehorn	Gr. Litzner
Eisentalisp.		3034 3010	3113	3111

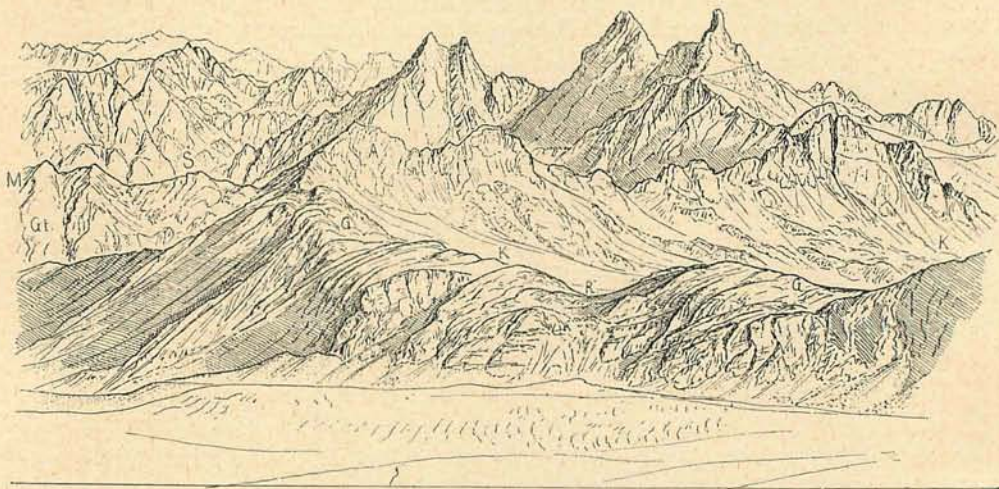


Fig. 238. Blick vom Silvrettagletscher gegen NW, gezeichnet nach Photographie Wehrli-Kilchberg von Alb. Heim.

S = Seetal, M = Mittelgrat, Gt = Galtürtal, A = Anstandspitz, G—G = Gletscherrücken, R = Rotfurka 2692, K = Klostertal u. Klostertalerferner.

4. Der N-Rand verläuft in der Furche Klostertal—Arlbergpaß—Stanzertal bis über Landeck und scheidet noch weit durch das Inntal hinaus das kristalline Gebirge im S vom Kalkgebirge auf der N-Seite. Diese N-Grenze ist aber nicht mehr die ausstreichende Überschiebungsfäche des Silvretta-M., sondern sein Untertauchen unter die eigene Sedimenthülle, zugleich der S Erosionsrand der letzteren. Dieser Rand ist aber für einen Erosionsrand ungewöhnlich geradlinig. Eine streichende tektonische Linie verrät sich dadurch als Leitlinie der Talwege. Wirklich fällt hierher die steilgestellte Grenze zwischen der Stirnabbiegung des kristallinen Kernes der ganzen oberostalpinen D., der wohl nicht mehr viel weiter N unter die Kalkalpen fortsetzt, einerseits, und anderer-

seits der N vorliegenden Anstauung von Faltenhaufen der über die kristalline Stufe absteigenden und davor hergestoßenen permischen und mesozoischen Sedimente der gleichen Decke.

Das Silvretta-M. kulminiert in drei größeren und vielen kleineren vergletscherten Gebirgsmassen, in denen die Steilstellung der Schichtung und Schieferung, und im nördlichen Teil auch flachere und verbogene Gesteinsplatten in die Augen springen. Im allgemeinen nimmt das Silvretta-M. die Wasserscheidezone zwischen Inn und Rhein ein über die ziemlich in gerader Linie nach NNE verlaufende Paßkette Albula—Sertig—Scaletta—Flüela—Silvretta—Zeinerjoch—Arlberg.

Im SE beginnend zwischen Albula- und Sertigpaß die Gruppe des P. Kesch mit P. Kesch 3420, P. Val Müra 3164, gegen N der große Vadret da Porchabella. zwischen Sertig- und Scalettapass das Kühalphorn mit 3081. Dann folgt die Gruppe P. Vadret 3226 mit Scaletta-, Grialetsch- und Sursuragletscher und dem Flüela-Schwarzhorn 3151. Zwischen Flüela- und Jöri-Fließpaß liegt das Flüela-Weißhorn 3089. Nun folgt die viel verzweigte Silvretta-Gruppe mit Silvrettagletscher und Silvrettapass 3013. Gipfel auf der Hauptwasserscheide und deren nächsten Nebengräten sind P. Fleß 3023, Plattenhorn 3221, P. Linard 3414, Verstanklahorn 3301, P. Buin 3316, Augstenberg 3234, Fluchthorn 3403; Gipfel der gegen NW gerichteten Ausläufergräte Silvrettahorn 3248, Gr. Litzner und Seehörner 3123, Rotbühl 2855, Madrisa 2830.

P. Kesch, P. Linard und Fluchthorn sind die drei einzigen 3400 überragenden Gipfel.

Die Taleinschnitte, die vom Silvretta-M. auslaufen, entblößen das Silvrettakristallin und dessen Unterseite an seinen Rändern hinab bis auf ca. 1400 m (Engadin, Prättigau), und überall an diesen Stellen erscheinen die Silvretta-M.-Ränder kahnförmig aufgebogen. Die Mächtigkeit der kristallinen D. muß also viel bedeutender sein als die Höhendifferenz von 2000 m zwischen Gipfel und Talaufschluß. Am N-Rande von Schruns bis Landeck taucht die Oberseite des Silvrettakristallin unter seine normale Verrucanotriasüberlagerung, ebenso an einigen Stellen im Landwasser- und Bergüngebiete. Allein teils hat die Massivdecke hier schon stark abgenommen, teils liegen Aufschlüsse von Unterlagerung und Überlagerung für eine direkte Dickenschätzung des zwischenliegenden Altkristallin zu wenig nahe beisammen. Die beste Beurteilung lassen sorgfältig konstruierte Längsprofile zu, in welchen die Axialgefälle genau eingetragen sind. R. Staub hat solche für E-Graubünden gezeichnet (Vierteljahrsschr. n. G. Zürich 1919), welche zeigen, daß das Altkristallin des Silvretta-M. unter der Flüelaregion bis ca. 2800 m unter Meerniveau hinabreichen und dort ca. 6500 m dick sein muß. Ganz sicher müssen wir für das Altkristallin der Silvretta-D. in der Mittellinie seiner Zone mehr als 5 km annehmen. Diese Zahlen erinnern an diejenigen, zu denen Argand für die Bernhards-D. oder die Dent Blanche-D. gelangt ist. (Über Dimensionen des Silvretta-M. s. S. 693.)

Die Gesteine des Silvrettamassives.

Theobald hat in seiner Karte des Silvretta-M. (Bl. XV) mit Ausnahme einiger Zonen von Casannaschiefern in den Randregionen, alles zusammengefaßt in die drei Bezeichnungen Glimmerschiefer, Gneis und Hornblendeschiefer. Spätere Beobachter haben nur gelegentlich besonderer Abänderungen gedacht. So bringt der Jahresber. n. G. Graub. 1899 Chr. Tarnuzzer und A. Bodmer-Beder, Neue Beiträge z. Geol. östl. Rhätikon. Der zweite der beiden Autoren berichtet über seine mikroskopischen Analysen von einem Hornblendeschiefer, einem Casannaschiefer und einem Muscovitgranatgneis von der Madrisa und chemische Analysen derselben Gesteine von Nußberger. Im gleichen Jahre gibt Gramann viele gute Beobachtungen über die Gesteinszusammensetzung und den geologischen Bau des Gebirges am Flüela- und Sertigpaß mit Kartenskizzen und genauen Pro-

filen. 1909 folgte die Publikation der eingehenden petrographischen Untersuchungen von U. Grubenmann. Sie beziehen sich alle, soweit sie Gesteine des Silvretta-M. betreffen, auf Fundstellen aus der Umrahmung des Unterengadinerfensters oder der Klippen über den Campo-Dolomiten und des Randes der Schlinigüberschiebung (Rassassergrat). Das gleiche gilt von den das Silvretta-M. betreffenden Gesteinsbeschreibungen bei Spitz und Dyhrenfurth. „Petrographische Untersuchungen aus den Bergen zwischen Davos und P. Kesch“ bringt uns ein Schüler Grubenmanns, Frank Escher. Weite Gebiete des Silvretta-M. sind seit Theobald noch nicht näher untersucht worden. Mikroskop und chemische Analyse sind erst stellenweise eingedrungen.

Ganz allgemein ist zu betonen, daß sich die Gesteine des Silvretta-M. von denen der Campo-D. durch, mit Ausnahme besonderer Zonen, im allgemeinen viel mäßigere alpine DM und viel geringere Ausbreitung der Serizitisierung auszeichnen, während die alte Regionalmetamorphose ungestört erhalten, vielfach auf die tiefen Zonen hinweist, in welchen früher diese Gesteine lagen, die jetzt die oberste D. bilden. Serizit tritt zurück, Biotit herrscht vor.

Die Haupttypen der Silvrettagesteine sind die folgenden:

1. Paragneise. Lentikuläre und fein schiefrige oft dünn-schichtige braunviolette kristallisations-schiefrige Biotitgneise mit Orthoklas und sauren Plagioklasen (Albit und Oligoklasalbit) granoblastisch oder porphyroblastisch, die größeren Quarzindividuen oft kataklastisch. Die Biotite enthalten Zirkonkriställchen in Höfen und Apatitkörner. Übergänge des Biotit in Chlorit oder weiße Glimmer sind nicht selten. „Farbloser“ Granat, Quarzkörner umringend, ist ein häufiger Gemengteil. Andalusit, Disthen, Granat, Staurolith, Sillimanit, Turmalin, Magnetit, Rutil sind häufig, Cordierit und Graphitoid ausnahmsweise zu finden. Die Biotitgneise gehen über in Biotitschiefer mit Andalusit, Sillimanit, Granat, Staurolith und Disthen, und stellenweise auch in Biotitaugengneise.

Cornelius hebt hervor, daß die andalusitführenden Schiefer S des Arlbergpasses und am Zeinerjoch ununterscheidbar seien von den Morbenioschiefern der Veltliner und der dinaridischen Wurzelzone. Stellenweise findet man Übergänge der Biotitgneise in Biotit-Konglomeratgneise, oder es schieben sich dünne Platten von granitischen Gneisen oder Hornblendegesteinen dazwischen. Nach Struktur und Textur tragen diese Gesteine den Charakter der Umkristallisation eines tonigen psammischen Sedimentes. Sie gehören in die Gruppe der Meso-Tonerdesilicatgneise (Grubenmann). Die Kata-RM dieser Gesteine ist älter als die alpine Dislokation. Grubenmann beschreibt ferner vom Rasassergrat von aplitischen Gängen ausgehende Injektionszonen, in welchen die Biotitparagneise in gefaltete aplitische Lagengneise übergegangen sind, darin viel Biotit, Muscovit und große Disthene ausgeschieden sind.

Die Andalusite wurden fast als die ersten in der Schweiz von David Wiser 1852 in Stücken festgestellt, die Coaz ihm aus Moränen von Scaletta und Flüela gebracht hatte. A. Escher und Studer kannten die Vorkommnisse. Theobald vermehrte sie 1866. Gramann (Vierteljahrsschr. n. G. Zürich) gibt 1899 die Resultate seiner genauen Untersuchung:

Die Andalusite, weit verbreitet in den Gebieten von Flüela—Scaletta finden sich nur in den Quarzlinzen des grobflaserigen Augenbiotitparagneises, nicht im umschließenden Gneise selbst. Das gleiche gilt vom begleitenden Cordierit. Die gleichen Quarzlinzen enthalten überdies große Feldspäte, Biotit, Sillimanit, Muscovit, Granat, Rutil und Pyrit. Disthen tritt oft damit auf als dynamometamorphe Pseudomorphosen aus Andalusit (spez. Gewicht des Disthen um 0,3—0,54 höher als des Andalusit, geschmeidig und gleitflächig). Diese Umwandlung gehört erst der alpinen DM an. Die Quarze und Andalusite lassen die DM auch an undulöser Auslöschung, die Andalusite und Feldspäte an randlicher Serizitisierung, an Brüchen, Verschiebungen, Kristalldeformationen erkennen.

Die Andalusite bilden derbe, knollige Massen, ihre Kristallflächen sind unscharf ausgebildet. Ihre prismatischen Stücke können bis zu 12 cm Länge und 8 cm Dicke erreichen. Farbe rosa bis dunkelviolet. Sie sind oft verzwilligt. Gramann kommt durch Analyse der sämtlichen Momente zu dem Schlusse, daß die Andalusite nicht durch CM von den benachbarten Eruptiva aus, sondern durch alte voralpine Kata-RM entstanden sind.

Den Fundstellen des Flüela-Scalettgebietes und bis Lavin sind noch beizusetzen sehr schöne Funde am Parpaner Rothorn (Theobald, Leupold) und an der Heimspitze im Montafun. Sie sind denjenigen aus dem SE-Teile der D., d. h. denen im Piztal und Ötztal gleich.

Während in der Err-Bernina-D. die Biotitgneise und Schiefer noch ganz fehlen, in der Languard-D. noch sehr spärlich, in der Campo-D. nur untergeordnet auftreten, bilden sie im Silvretta-M. vielfach die Hauptmasse des ganzen Gebirges. Sie entsprechen durchaus vielen Gesteinen des südlichen Veltlin, wo die Wurzel unserer Decke in der Edolozone liegt.

2. Glimmerschiefer treten zwischen den Paragneisen häufig auf. Glimmerlagen wechseln mit Quarzlagen ab. Neben Quarz und Biotit enthalten sie oft Granat und Staurolith, im westlichen Teil auch vielfach Andalusit und Disthen, außerdem oft Apatit, Zirkon. Übergänge zwischen Meso-Tonerdesilicatgneisen und Meso-Alkalifeldspatgneisen in Meso-Gneis-Quarzite kommen häufig vor. Grubenmann hat solche auch in der Deckklippe von Rims beobachtet, wo der SiO_2 -Gehalt auf 90,44% steigt.

3. Orthogneise. F. Escher unterscheidet die Gneise granitischer Abstammung aus seinem Untersuchungsgebiete als grobkörnige Augengneise, gewöhnliche aplitische Silvrettagneise und Aplite mit Injektionsgneisen.

a) Augengneis, z. T. sehr grobkörnig flaserig lenticular kommt vor in weiter Ausdehnung SE Monstein, S des Sertigpasses im Sulsannatal, am P. Kesch und in noch manchen einzelnen Zonen an anderen Stellen des M.

Der Biotit ist reichlich, mehr oder weniger chloritisiert. In den Biotitagregaten kommen oft große Muscovitblätter vor, die Glimmerblättchen sind häufig verbogen. Die Orthoklaszwillinge sind reichlich und bis mehrere Zentimeter groß, mikroperthitisch. Oligoklas ist untergeordnet und nur in kleineren Körnern vorhanden. Die Quarzkörner sind randlich ineinander verzahnt und können in größeren Agregaten Linsen bilden. Accessoria: Apatit Zirkon, Titanit, Turmalin, selten Granat. Gewisse Eigenschaften (Muscovitblätter, Art der Grobkörnigkeit) sind fast pegmatitischen Charakters. Zu den Augengneisen gehören wohl auch die an das Gotthard-M. erinnernden schönen Biotit-Streifen-gneise, wie man sie z. B. an der S-Seite des Kühalphorns und anderswo findet.

b) Die gewöhnlichen Silvrettagneise kommen im SW-Teil des M. in sehr breiten Zonen fast vorherrschend vor. Sie sind feinkörniger, heller durch Muscovitreichtum und von stark aplitischem Charakter „Aplitgneise“. Die einen sind stark lenticular struiert. Andere sind stark geschiefert und damit gleichzeitig Dm, die Quarze sind undulös auslöschend geworden oder von Mörteltextur, die Biotite chloritisiert, die Feldspäte serizitisiert. Viele sind hochgradig Dm: phyllitische Schieferung, Serizithäute, Übergänge in Serizitschiefer, die primären Muscovite verbogen und gefältelt, Biotit, Orthoklas und Plagioklas sind als solche verschwunden. Akzessorisch sind Magnetit, Zirkon, Apatit, Rutil häufig. Der Apatit hat den Druckwirkungen am meisten standgehalten. Die gewöhnlichen Silvrettagneise werden als „aplitische Meso-Orthoklasgneise“ klassifiziert. Wirkliche Aplite in Gängen sind sehr gewöhnlich. Muscovitparagneise durch Aplite in hochkristalline gebänderte

Biotitgneise, Injektionsgneise, umgewandelt, begleiten die Silvrettagneise. Grubenmann hat solche „Aplit- und Pegmatitgneise- (Muscovit) Gneise“ sowohl im Gebiete des P. Cotschen als auch am Rassassergrate unterschieden.

Sicherlich werden innerhalb der Silvrettagneise außer den Haupttypen: Biotitparagneise, Ortho-Augengneise und aplitische Gneise noch verschiedene Abänderungen zu unterscheiden sein. In Vallorgia S des Scalettapasses fand ich 1890 untergeordnet Zweiglimmergneise vom Typus Tessin, an der S-Seite des Kühalphorn Biotitstreifengneise wie im SE des Gothard-M. und Biotitgneise, ununterscheidbar vom Erstfeldergneis u. a. m. Ortho- wie Paragneise und auch Glimmerschiefer sind im Silvrettamassiv fast immer biotitreich.

4. Wirkliche Granite sind im Silvretta-M. im Gegensatz zu den unterostalpinen Dn. nur sehr spärlich zu treffen. Sie bilden nur kleinere Stöcke (Oberalpen SE Monstein, Flüela-Weißhorn [„Protogin“-artig], Silvrettapaf, Hochmadererspitz, Sulsannatal). Manchmal gleichen sie dem Aaregranit, meistens sind sie Zweiglimmergranite. Oft sind sie in Kappen von Biotitgneis gehüllt.

F. Escher macht nähere Mitteilungen über den Granit von Oberalpen: er ist sehr grobkörnig, reich an Biotit, die großen Orthoklaskristalle (Karlsbader Zwillinge von 2 bis 4 cm) sind meist Mikroperthite; die Quarze füllen die Lücken zwischen den Feldspäten und enthalten Reihen von Flüssigkeitseinschlüssen. Albit-Oligoklas ist spärlich. Akzessorische Gemengteile sind: Magnetit, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit, Turmalin, Granat; sekundäre: mehr oder weniger Serizit und Chlorit.

Die Randregionen der Granite sind oft aplitisch ausgebildet und samt den umhüllenden Gneisen von Aplitgängen durchschwärmt. Durch Lamination sind stellenweise aus den Apliten Serizitschiefer und Muscovitgneise hervorgegangen (vergl. auch Nr. 7).

5. Die Amphibolite sind ein hervorragendes Glied der Silvrettagesteine. Sie haben in anderen Massiven nicht ihresgleichen. Sie treten in Zonen von wenigen Dezimetern bis 100, oder mehreren 100 m oder bis 1 km Breite auf, besonders in die Paragneise, konkordant eingelagert. Stellenweise verbreitern oder scharen sich die Amphibolitzonen auf 2—3 km Breite (P. Linard), oder bilden fast ein ganzes Gebirge (Silvretta—Fluchthorn). Nach Theobalds Karte zu schätzen, sind wohl $\frac{1}{5}$ des Silvretta-M. Amphibolite. Manchmal grenzen sie scharf ab an den Gneisen und Glimmerschiefern, manchmal finden sich dazwischen vermittelnde Glieder von Hornblendegneisen (Dioritgneise, Meso-Hornblendeplogioklasgneise). Manchmal sind die Amphibolite von den Biotitgneisen durch eine dünne Lage von Calcit, Dolomit, Quarz, Erzen (Sekretionsgang?) getrennt, oder die dem ungeheuer festen Gestein angepreßten Biotitschiefer sind ungewöhnlich stark gequetscht und längs der Grenze disthenreich geworden (Gramann). Die Silvretta-Amphibolite sind oft außerordentlich zähe, fest und elastisch; kaum daß man sich davon ein passendes Sammlungsstück zu schlagen imstande ist. Sie verwittern sehr schwer, Verwitterungsrinden erreichen kaum $\frac{1}{2}$ cm Dicke. Sie sind meistens tief grünschwarz, schieferig oder gebändert, oft aber vollständig massig.

Grubenmann unterscheidet aus dem Silvretta-M. im Unterengadin:

a) gewöhnliche grünschwarze bis weißgesprenkelte, feinkörnige, mehr oder weniger geschieferte Amphibolite;

b) Diorit ähnliche mittelkörnige Amphibolite (Gabbroide Amphibolite);

c) Porphyrtartige Chloritamphibolite und Biotitamphibolite (Eklogitgruppe);

d) gebänderte Amphibolite (injizierte Amphibolite);

e) Biotit- und Epidot-Amphibolit.

Spitz und Dyhrenfurth beschreiben einen mächtigen Zug von Granat-Amphiboliten, der bei Brail beginnt und über Zernetz in die Nunagruppe streicht. Auch F. Escher findet in seinem Untersuchungsgebiete neben den gewöhnlichen Plagioklasamphiboliten noch ausgesprochene Granat-amphibolite. Manche dieser Gesteine scheinen mir völlig mit den Eklogiten des Ötztals übereinzustimmen. Alle oben genannten Varietäten der Amphibolite scheinen durch das ganze Silvretta-M. verbreitet zu sein. Die Granatamphibolite sind meist massiger, die granatfreien schiefriger. Der Mineralreichtum der Amphibolite ist ziemlich groß. Außer Hornblende, Plagioklas, kommen darin häufig vor Quarz, Magnetit, Chlorit, Biotit, Zirkon, Epidot, Zoisit, Granat, Titanit, Rutil, Ilmenit, Leukoxen, Pyrit, Apatit. Epidotisierung ist oft reichlich, Rutschflächen sind mit Serpentin- oder Epidothäuten überzogen, Biotit pseudomorph nach Hornblende vorhanden.

Grubenmann nimmt alle diese Amphibolite für Abkömmlinge von Massengesteinen, weil sie die Bedingungen für eruptive, speziell dioritische und gabbroide Herkunft erfüllen. Sie sollen nach F. Escher das Gegengewicht zu den sauren granitischen Intrusionen darstellen, und besonders in der Peripherie der granitischen Herde auftreten. Zu den Amphibolitlagern fehlen aber auch merkwürdigerweise zugehörige Gänge, durch welches Rätsel sie an die Ophiolithe im penninischen Mesozoikum erinnern, von denen sie freilich sich durch viel höheres Alter unterscheiden.

6. Porphyrite und Diabase. Die Paragneise und Amphibolite und gelegentlich auch die granitischen Gneise sind in manchen Gebieten, ausgezeichnet in den Umgebungen von Sertig- und Scalettapaß (Alb. Heim), aber auch anderweitig, wie z. B. am Rassassergrat (Grubenmann), durchschwärmt von zahlreichen prachtvollen scharfbegrenzten Grünsteingängen, die bald vereinzelt sich hinziehen, bald sich scharen und nur wenig Dm gestört sind. Viele derselben zeigen in annähernd dichter dunkelgrüner Grundmasse hellgrüne bis weiße Plagioklasleisten, andere sind ohne Einsprenglinge. Das Mikroskop zeigt in der Grundmasse stark veränderte Plagioklase, teilweise chloritisierte basaltische Augite, Epidot, Titanit, Ilmenit, Apatit, Quarz, Carbonat. Grubenmann unterschied Labradorporphyrite, Proterobase und Vogesite.

Besonders wo solche Grünsteine auch nach Art der Lagergänge auftreten, können sie sehr ähnlich den Ophiolithen und Prasiniten des Penninischen werden. Auch im Penninikum haben wir ja prätriasische und mesozoische Prasinite unterscheiden müssen. Ähnlich wohl auch hier. Die Diabase und Porphyrite (event. Prasinite) des Silvretta-M. schneiden alle unter der Transgressionsfläche von Verrucano und Trias ab, sie sind also prätriasisch oder präpermisch. Sie können nicht die gesuchten Wurzeln der penninisch mesozoischen Ophiolithe sein. Diejenigen Diabasgänge, welche Hammer und Rothpletz, die Trias der Königsspitze mit CM, und diejenigen, welche Salomon, den Adamellotonalit durchbrechend gefunden hat, oder diejenigen, welche junge Massive in der Sesiazone bilden — die also alle jünger als Trias sind —, finden im Silvretta-M. auf Schweizerboden nicht ihresgleichen.

Alle Diabas- und Porphyrit-Gänge und -Lager des Silvretta-M. gehören zum Altkristallin. Nirgends dringen sie in die Trias ein, nirgends erzeugen sie CM an derselben, ihre Erosionsoberfläche wird von Perm oder Trias transgressiv überlagert. Wir sehen aus diesen Erscheinungen wiederum, daß Zeiten ophiolithischer Ausbrüche sich in verschiedenen Regionen wiederholt haben. Bald sind uns mehr die Gänge, bald mehr die Lager erhalten geblieben, bald sind sie stark metamorphisiert worden, bald nur wenig.

Die altkristallinen Grünsteine finden wir in Lagern auch in den Deckenklippen S des Inn (P. Cornet, P. Terza) sowie am Buin und Fluchthorn. Durchaus

ähnlich den Porphyritgängen des Scaletta- und Sertiggebietes sind diejenigen, welche schon lange Stache und Teller aus dem Ötztal beschrieben haben. Gerölle solcher Porphyrite und Diabase finden sich oft in der Miocänagelfuh.

7. Gänge von Apliten und von Pegmatiten sind nicht selten. Aplite kommen auch in größeren Massen vor.

Vom Rassassergrat beschreibt Grubenmann einen Aplitgang von 10 m Mächtigkeit, vom Gipfel des P. della Clavigliadas einen Pegmatitgang mit Dm (Quarz zertrümmert, kataklastischer Albit, verbogene und nach den Gleitflächen verschobene Muscovitafeln), von der N-Seite des P. Cotschen aus ca. 2900 m Höhe einen 2 m mächtigen Gang von Turmalinpegmatit (grauer Quarz, weißer Feldspat, Muscovitaggregate und Turmalinsäulen von bis 20 cm Länge und 7 cm Durchmesser — oft gestreckt, in Querscheiben zerrissen oder verbogen, an allen Mineralien deutliche DM).

An die Aplite schließen sich auch Granulite an.

Grubenmann hat einen Granulit aus der Gipfelzone des P. Cotschen untersucht: Von freiem Auge ein Aplit mit reichlich kleinen rötlichen Granaten. Unter dem Mikroskop von ungewöhnlichem Mineralbestand: Quarzkörner mit vielfach ausgebuchtetem Zoisit, Relikte eines serizitisierten Feldspates, von Quarz siebartig durchsetzte Augitrelikte, meist umgewandelt in Calcit, Chlorit und Epidot. Der Granat voll von Quarzeinschlüssen, viel Titanite und etwas Pyrit. Struktur kristalloblastisch. Das Gestein dürfte aus einem Quarzdioritaplit entstanden sein.

Quarzporphyr kennt man bisher nur aus dem S-Teil (Rassassergrat, Ötztal, Klippen im Münstertalgebiete).

8. Kontaktgesteine finden sich wohl im Silvretta-M. sehr oft. Indessen ist hier reine CM oft nicht zu unterscheiden von Kata-RM. Bei Lavin, am Passo dei Pastori, am Umbrail und P. da Rims kommen Fetzen prätriasischer Kontaktmarmore in den Paraschiefern vor. Biotit- und Diopsid-Hornfelse, durchschwärmt von Aplit- und Turmalinpegmatitgängen, sind bei Davos (N Schiahorn und Schaf-lägergrat) vorhanden (Eugster und Leupold). Die Andalusit-Cordierit- usw. führenden Biotitgneise sind alte paläozoische CM oder Kata-RM.

9. Schwarze Schiefer ganz analog denjenigen in den unterostalpinen Dn. treten auch im Silvretta-M. auf, und zwar manchmal mit dem Verrucano, dem Altkristallin diskordant aufgelagert (z. B. rechtsseitig Sertigtal), manchmal in dasselbe eingeklemmt (z. B. zwischen Gefrorenhorn und Sattelhorn), letzteres analog den Vorkommnissen in den autochthonen Massiven. Die schwarzen Schiefer sind kleinbrecciös bis konglomeratisch und zum größten Teil aus Quarz, Serizit und Muscovit mit wenig Feldspat gebildet. Graphitoid (z. B. 4% C) durchsetzt sie und überzieht ihre zahllosen Rutschflächen. Sie gelten als Carbon.

10. Es fehlen dem Silvretta-M. oder sind doch nur Ausnahmen darin: Serpentine, Gabbro, Syenite, Diorite, Lamprophyre, Casannaschiefer.

Die Altersfolge der Silvrettagesteine ist wahrscheinlich folgende:

1. Ablagerung der Substanz der Paragneise und Glimmerschiefer, altpaläozoisch. 2. Intrusion der dioritischen und gabbroiden Magmen, granitische, aplitische und pegmatitische Intrusionen und zugehörige CM und RM. 3. Herzynische Dislokation und DM. 4. Intrusion der Diabas- und Porphyritgänge. 5. Abrasion und Ablagerung von Perm und Carbon. 6. Alpine Faltung und Überschiebung und leichte alpine DM (Serizit und Disthen).

Überblickt man das Ganze, so muß man sagen, daß die Gesteinszusammensetzung des Silvretta-M. sehr stark verschieden ist von derjenigen der tieferen ostalpinen Dn. oder gar derjenigen der penninischen Dn. oder der autochthonen Zentralmassive. Sie ändert etwas von N gegen S. Sie findet sich in vielen Dingen

im Ötztaler-M. genau so wieder und sie zeigt große Analogien, wenn auch nicht vollständige Gleichheit mit den Gesteinen der Catena orobica (S-Seite des Veltlin) und des Seengebirges. Daß man, auch wenn ein direkter Zusammenhang mit diesen letzteren einst bestanden hat, keine vollständige Identität erwarten kann, ist wohl durch die große Distanz gegeben. Das wirkliche Abbiegen des Silvretta-M. in seine Wurzel hinab ist weit SE unseres Gebietes zu suchen. Im Gebiete der Schweiz ist die Brücke vom Silvretta-M.-Rücken gegen seine Wurzel hin abgetragen und die Wurzel selbst liegt südlich außerhalb des Landes.

Gesteinsanalysen aus dem Silvrettamassiv.

Gestein und Fundort	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Spez. Gew.	Analytiker
Sedimentgneis vom S-Abhang des P. Cotschen (Mesogranatgneis)	53,48	0,95	—	25,64	1,95	3,72	—	2,07	2,17	4,75	3,73	1,34	2,85	U.Grubenmann mit L. Hezner
Disthengneis (Sedimentgneis vom Rassassergrat)	64,71	0,75	—	19,42	0,82	2,86	—	2,66	0,81	2,43	2,59	3,00	2,73	U.Grubenmann mit L. Hezner
Biotitgneis aus dem Kühalp	67,67	1,21	—	16,69	—	4,83	0,08	0,67	2,12	2,22	3,37	1,23	2,74	Frank Escher
Biotitgneis N Scalettapaß	50,21	1,11	—	24,11	—	7,62	0,05	4,97	1,84	2,01	5,74	2,05	2,83	Frank Escher
Granit von Oberalpen bei Monstein	70,77	0,53	0,38	15,01	1,14	2,72	0,01	0,42	1,49	2,43	4,49	1,14	2,65	Frank Escher
Augengneis Monstein	69,37	0,65	0,28	15,66	2,53	1,36	0,02	0,50	1,94	1,75	4,73	0,99	2,70	Frank Escher
Silvrettagneis von Sertig	77,10	0,45	0,56	9,60	1,37	1,13	—	0,88	1,44	2,38	4,61	0,84	2,645	R. L. Parker
Chloritamphibolit Piz della Clavigliadas	44,57	4,80	—	12,40	2,65	14,22	—	5,50	7,84	3,68	1,75	2,48	3,04	U.Grubenmann mit L. Hezner
Gebänderter Amphibolit von Dürrboden (Dischma)	48,17	1,87	—	21,41	0,23	6,98	0,09	3,90	10,08	3,29	1,15	2,91	2,95	Frank Escher
Hornblendereicher Plagioklas-Amphibolit v. Sattelhorngrat	46,52	4,26	—	12,28	5,49	8,47	0,23	7,89	10,03	1,88	1,22	1,24	3,08	Frank Escher CO ₂ = 0,16
Hornblende-Zoisitschiefer Madrisa, Gafiental	51,18	Spur	—	17,41	8,80	—	—	4,22	8,42	3,49	5,70	0,01	—	Nußberger CO ₂ = 1,29
Labradorporphyrit vom Grijankopf (Rassassergrat)	55,15	1,14	—	15,82	0,43	6,64	—	4,36	6,53	3,75	2,56	3,45	—	U.Grubenmann mit L. Hezner
Diabasporyrit v. oberen Kühalp	56,28	1,34	—	15,02	2,37	5,24	—	4,94	4,01	3,62	3,82	3,73	2,77	R. L. Parker
Tasnagranit v. Sass Majur (Unterengadinerfenster)	66,26	0,80	—	14,14	3,38	1,86	—	1,43	1,51	4,35	3,42	2,93	2,721	O. Züst

Tektonik.

Das Streichen der Schichtung, der Gesteinsgrenzen und der Schieferung im Silvretta-M. läuft im allgemeinen gegen E—ENE. Die größte Erstreckung des erhaltenen Deckenmassives ist gerichtet von SSW nach NNE. Das Streichen endigt deshalb sehr häufig schief zum Massivrande. Dies ist an der W-Seite der Fall

auf der Strecke Bergün—Davos—Schruns und symmetrisch dazu an der E-Seite von V. Sampoür über Ardez durchs Fimbertal. Welche Beziehungen im einzelnen im Inneren des Massives zwischen Gesteinsgrenzen und Druckschieferungen (herzynisch transportierten und alpinen) bestehen, ist noch nicht untersucht. Die Streichrichtungen in den verschiedenen tektonischen oder stratigraphischen Einheiten weichen voneinander mehr oder weniger ab wie folgt:

1. Die Faltung der unterostalpinen und penninischen Unterlage (im Prättigauerhalbfenster und im Unterengadinerfenster) streicht vorherrschend nach ENE.

2. Die Längsaxe der erhaltenen Silvretta-M.-Platte, ein kombiniertes Resultat von Tektonik und Erosion, streicht nach NNE.

3. Die Aufschiebungsfläche der Silvretta-D. auf ihrer unterostalpinen und penninischen Basis ist durch wellenförmiges Tauchen gegen N und durch Wellen in der Axe zwischen den NE streichenden Aufwölbungen des Prättigaus und des Unterengadinerfensters kahnförmig eingebogen. Sie streicht am Massiv-W-Rande gegen das Prättigauerhalbfenster fast S—N mit E-Fallen; am E-Rande gegen das Unterengadinerfenster S—N mit W-Fallen; am S-Rande (P. Kesch—Albula) W—E mit N-Fallen; am N-Rande ist sie untergetaucht mit wahrscheinlich W—E Streichen.

4. Die Schichtung, Schieferung und die Gesteinsgrenzen innerhalb der Silvretta-M.-Platte streichen vorherrschend nach E—ENE. Es kommen aber viele Schwankungen vor, teils primärer Art, teils infolge der Kombination mit Axialgefälle. So fallen die Amphibolite am P. Linard steil W, weil sie gegen die Aufwölbung des Engadinerfensters aufsteigen müssen (vgl. R. Staub, Längsprofile, Vierteljahrsschr. n. G. Zürich 1919 und unsere Fig. 239 u. 240). Im Grialetschpaßgebiete krümmt sich das von Scaletta her gegen NE gerichtete Streichen nach NNE um (Gramann). Im nördlichsten Teil zwischen Zeinerjoch und Arlbergpaß streichen die Amphibolizone sogar nach SE bis SSE (Theobald).

5. Die Falten im Sedimentmantelrücken oben auf dem Silvrettakristallin (Ducanette, Landwassermulde) streichen NE, 10—15° gegen N von Nr. 4 abweichend.

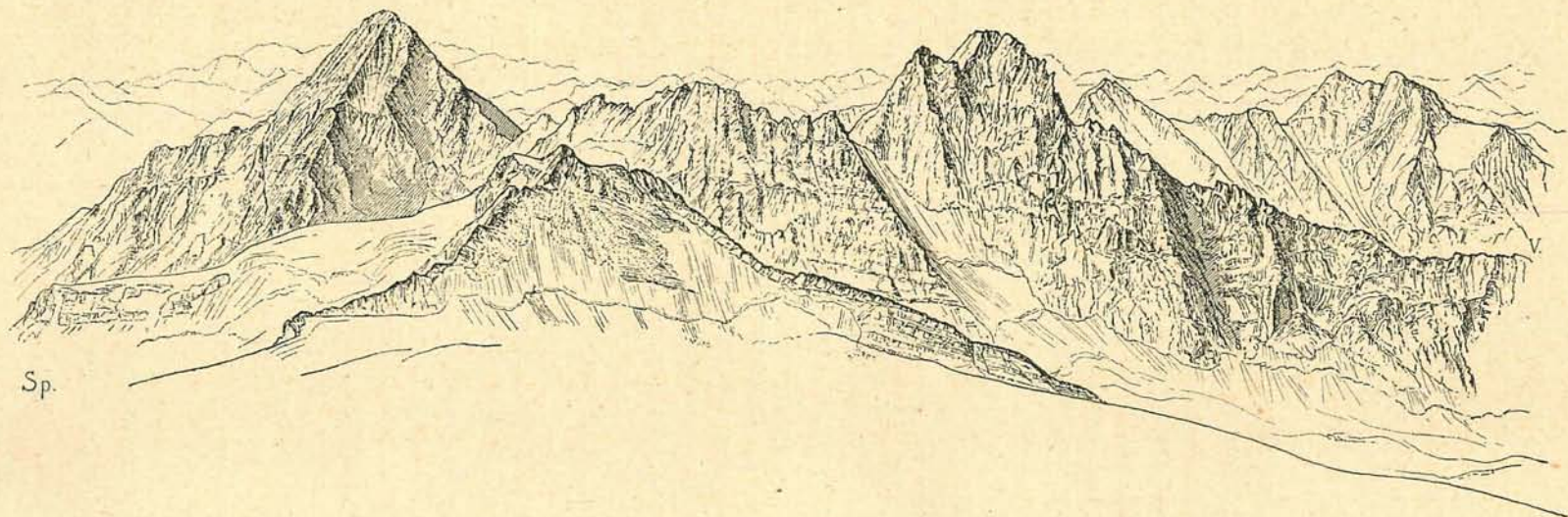
6. Der Erosionsrand des Silvretta-M. streicht an der W-Seite wie an der E-Seite auf ziemliche Erstreckung S—N.

Mit all diesen verschiedenen Streichrichtungen kombinieren sich noch diejenigen untergeordneter Querzerrungen und transportierter, anders gerichteter Faltungen im Sedimentmantel (S. 679).

Die Amphibolizone finden sich durch das ganze Massiv. Sie stehen im südlichen Teil meist steiler als im nördlichen. Sie sind bald linsenförmig kurz endigend, bald ziehen sie sich mit schwankender Breite (10—3000 m) auf größere Strecken zwischen den Biotitparagneisen hin. Im Querprofil von Davos nach dem Inn verzeichnet Theobalds Karte ca. 12 Amphibolizone. Einem 30 km langen Amphibolizug gehört der P. Linard an. Oft durchziehen die Amphibolizone in welligem Verlauf wie Riesenfasern das Gebirge.

Am S-Rande grenzt meistens, steil konkordant bis diskordant, obere Trias, Rhät, eventuell mit verschürften Juralinsen der Campo-D. an den Silvrettagneisfächer. Vor dem N-Rande liegt die zusammengestaute Trias der Silvrettastirn.

Val Lavinuoz	P. Linard		Verstanklahörner		Plattenhörner
	3414	Gletscherkamm	3198	3301 3205	3219 3221



Sp.

Sp = Silvrettapaß 3013

Silvretta-Gletscher

V = V. Vernela

Fig. 239. P. Linard von N; gesehen vom Silvrettahorn 3248 m.

Am W- und E-Rande dagegen sieht man oft den glatt laminierten triasischen Mittelschenkel der Silvretta-D. unter das Silvrettakristallin hineinstecken. Die untere Grenze des Silvrettakristallin auf dem unterliegenden Mittelschenkel ist nur auf kürzeren Strecken ausreichend entblößt; in den Randregionen kann man hier und da annähernd parallele Auflagerung oder Anschmiegung des Altkristallin über die Überschiebungsfläche beobachten, sehr oft aber steht das Altkristallin steil diskordant auf der schwebenden Überschiebungsfläche, an seiner Unterseite von der letzteren abgeschnitten. Am P. Clavigliadas werden die steil nach S fallenden kristallinen Schiefer unten abgeschnitten durch die nach N fallende Überschiebungsfläche. Am P. Cotschen beträgt der Winkel zwischen Silvrettagesteinen und Schubunterlage noch 20—25°; an der Krone, dem nach S gerichteten Ausläufergrat des Fluchthornes stehen die kristallinen Gesteine fast senkrecht auf horizontaler Schubfläche (R. Staub und J. Cadisch). Ob es sich hierbei um eine flache alpine Abscherung der herzynisch gefalteten Gesteine in gewisser Tiefe und um Transport in dieser alten Stellung handelt, oder inwieweit die Steilstellung des Kristallin sich erst während der Überschiebung eingestellt oder doch anders ausgebildet hat, ist noch unbestimmt. Für das Vorhandensein einer transportierten herzynischen Diskordanz im Silvretta-M. sind diejenigen Fälle viel unzweideutiger beweisend, wo wir Perm oder Trias auf den aberodierten Schichtenköpfen des Altkristallin in Diskordanztransgression finden (S. 680).

Im südlichen Teil des Silvretta-M., d. i. in der Zone P. Nuna—P. Vadret—Scaletta—Sertigpaß—P. Kesch ist die Schieferung und Schichtung steil, vielfach um die Vertikale schwankend. Am Scalettapaß—Kühalphorn—Sertigpaß bildet sie einen schönen, an das Gotthard-M. erinnernden, aufrechtstehenden breiten Fächer, der eine breite tiefe Rückenmulde der Silvretta-D. erfüllt. An diesen Muldenfächer schließt sich gegen die eigentliche Silvrettagruppe eine Zone mit weniger steiler Schicht und Schieferungslage an. Von Guarda und Süs steigt das Silvrettakristallin mäßig steil gegen N auf und biegt über den Fensterrücken, der selbst wie eine Welle über eine verborgene Schwelle sich wirft. Die Zone Fluchthorn—P. Buin—Pischa mag etwa dem Gewölberücken entsprechen. In dieser Region (z. B. am P. Fliana und P. Buin) finden sich auch liegende, nach N gekehrte Umbiegungen komplizierter Anordnung. Nördlich davon folgt noch einmal eine Zone mit Fächerbau, die einer Rückstauung der Stirn des Silvrettakristallin entsprechen mag. Nach Ampferer und Hammer steht die Grenzfläche zwischen Altkristallin und den jungen Sedimenten des Silvretta-M. an der Arlbergpaßlinie annähernd senkrecht.

Die südliche Zone des Silvretta-M. (P. Nuna—Sertigpaß) und ebenso die nördlichste haben den Charakter der autochthonen Zentralmassive. Der mittlere Teil ist mehr mit den Deckenmassiven des Wallis zu vergleichen, wo die liegenden Umbiegungen sichtbar sind. Es scheint, daß die Fächerzone P. Nuna—Sertigpaß eine Folge der Einwicklung unter die Campostirn ist, und der Fächer der nach oben geöffneten „falschen Mulde“ entspricht, während die Aufwölbung weiter gegen N dem Überschieben der verlängerten Adulamassivschwelle durch die ganze oberostalpine D., dagegen der Nordrandfächer der Rückstauung durch vorliegende gehäufte Widerstände zu verdanken ist. R. Staub glaubt, zwischen den ersten beiden Zonen des Sil-

vretta-M. sogar eine diskordante Aufschiebung der südlichen Fächerzone auf die nördliche Gewölbezone zu erkennen. Bei Guarda bis Garsun finden sich Dolomitlinsen im Altkristallin, welche vielleicht einer Einschleppung auf einer solchen sekundären Überschiebungsfläche zwischen einem höheren südlichen und einem tieferen nördlichen Teil des Silvrettakristallin angehören. Der höheren südlichen Stufe würden angehören das Ötztalerkristallin, die Schlinigüberschiebung und die kristallinen Klippen Chazforà bis Cornet usw., der daran sich anschließenden Steilstufe dagegen, durch Entwicklung unter die Campostirn bedingt, der Fächer P. Nuna—Scaletta—P. Kesch mit seiner Fächersohle, dem oberen Gneiszug von Tarasp (stark mylonitisiert). An seinem nördlichen Rande überschiebt der Fächer die tiefere nördliche Masse, die das Silvrettagebirge i. e. S. bildet, und im allgemeinen flacher, in sich aber reichlich gefaltet ist. Die Überschiebungszone des südlichen über den nördlichen Teil hat ihre Spuren markiert im unteren Piztal (Tirol), bei Guarda—Garsun und vielleicht am Seehorn (Davos).

Die Beobachtungen sind noch lange nicht zum vollen Verständnis ausreichend, Vermutung muß vorläufig die Lücken füllen. Ob der Silvrettafächer schon herzynisch vorbereitet, alpin transportiert und dann noch weiter ausgebildet worden ist, überhaupt: wie sich die Tektonik der Silvretta-D. auf alte herzynische und auf spätere alpine Bewegung verteilt, bleibt noch genauer auseinander zu lesen. Gewiß stammt das Silvretta-M. vom schon herzynisch gefalteten Seengebirge. Allein die alpine Bewegung war die völlig überwältigende, denn ihr erst verdanken wir die ganze Überlagerung durch die Silvretta-D. vom Veltlin bis an den bayrischen Alpen-N-Rand und die Faltung seiner Sedimenthülle.

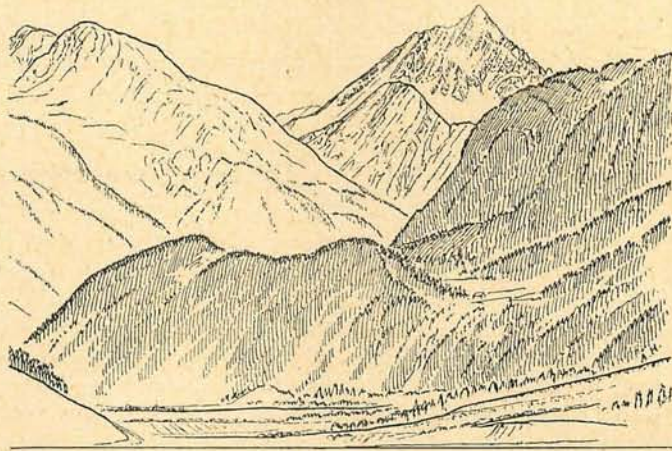


Fig. 240. P. Linard, S-Seite, gesehen von Zernetz.

Das Gargellenfenster.

A. R. Schmidt, der schon um 1843 eine erste geologische Beschreibung des Vorarlbergs gab, erwähnte eine Kalkmasse im Gargellental, einem Seitental des Montafun. G. A. Koch hatte 1877 die Lagerung richtig erkannt. Bertrand stützte darauf seine „nappe du Rhäticon“. W. v. Seidlitz machte eine genauere Untersuchung, der wir die folgenden Notizen entnehmen.

Die unterostalpine und die Silvretta-D. fallen am östlichen Rhätikon mit etwa 10° Axialgefälle östlich ab, dies ist weniger steil als das Gehänge vom Rhätikon-grat ins Gargellental. So kommt es, daß die Silvrettaplatte bei Gargellen vom Tal

durchlöchert ist. Gargellen ist ein gegen E geneigtes Fenster, in der Talrichtung SN ca. 7 km lang bei geringer Breite. Im Talgrunde gibt Seidlitz „Flysch und Globigerinschiefer“ an — wahrscheinlich ist dies erst Falkniskreide und das Fenster reicht nicht bis in das Penninikum hinab. Darüber folgt Granit und Granitmylonit in Linsen, deren Mächtigkeit 1 m nicht erreichen, darauf Sulzfluhkalk ca. 50 m, ringsum eine Wand bildend, darüber Verrucano, Streifenschiefer, Ophicalcit und Casannaschiefer — offenbar die Aroser-Schuppenzone, und endlich in zusammenhängender ebener Überlagerung das Silvrettakristallin (Diorit, Amphibolit, Glimmerschiefer, Gneis). Höher am E-Abfall des Rhätikon hinter der Gargellenalp findet sich noch ein kleines Nebenster, das nur eben den Sulzfluhkalk entblößt, im Rahmen aber auch Radiolarit und grüne Schiefer aufweist. Die geneigte altkristalline Brücke zwischen dem Prättigauerhalbfenster und dem Gargellenfenster ist wenigstens noch 3 km breit.

Das Gargellenfenster liegt also in der östlichen Randregion des Silvretta-M. Es ist unter dem Silvrettakristallin von den gleichen Gesteinen in der gleichen Aufeinanderfolge umrahmt, wie das Prättigauerhalbfenster an der Innenseite des Rhätikonbogens. Es zeigt uns die direkte Fortsetzung der unterostalpinen Zonen des Prättigauerfensterrandes unter dem Silvrettakristallin.

VII. Das Unterengadinerfenster.

Neueste Lit. R. Staub und J. Cadisch, Zur Tektonik des Unterengadinerfensters, *Eclogae* 1921 mit Kartenskizze (Fig. 241).

Das Unterengadinerfenster tritt schon aus den ältesten geologischen Karten von Studer und Escher und sodann in ausgezeichnet klarer Art aus Theobalds Karte in 1:100000 (nicht aber aus seinen Profilen) als eine bedeutende individualisierte und scharf umgrenzte geologische Erscheinung heraus. 1903 brachte Termiers weiter Blick uns die Erklärung: Die Engadiner-Bündnerschiefer setzen sich unter dem Altkristallin der Ötztaleralpen fort in die Kalkphyllite der Hohen Tauern, im Unterengadin sind sie in einem „Fenster“ (S. 21) entblößt. Damit unterliefen vorläufig noch verschiedene Irrtümer: Die Unterengadiner-Dolomiten nahm Termier für das normale Aufliegende des Ötztaler-Silvrettakristallin, die Klippen von Chazforà und Cornet für Reste einer noch höheren D. Steinmann und Paulcke versuchten, den Deckenbau des Gebirges und die Fensternatur der Unterengadiner-Schiefer genauer darzulegen; allein infolge ungenügender Beobachtungen, zielend nach einem verfrühten Schema, verwickelten sie sich in einige Irrtümer, die nun trotz vieler guter Entdeckungen der Kritik reiche Anhaltspunkte boten. Hammer und Ampferer, Spitz und Dyhrenfurth u. a. brachten es damit soweit, daß das „Engadinerfenster“ und damit die Deckennatur der E-Alpen überhaupt wieder bezweifelt wurden. Ostalpine Trias im Inneren des „lepontinischen Fensters“ erregte besonders schweren Anstoß, denn es waren die unterostalpinen D. noch nicht unterschieden von der oberostalpinen. Erst Zyndel entdeckte diese Gliederung. R. Staub teilte dann vollauf das alte „lepontische“ auf in seine beiden getrennten Massen: penninische Dn. unten, unterostalpine darüber. Damit fielen alle Schwierigkeiten dahin, welche aus dem Vorkommen ostalpiner Gesteine innerhalb des Fenstergebietes abgeleitet worden waren. Es war jetzt verständlich, daß überall im Prättigau-Schanfigger-Halbfenster wie im Rahmen des Unterengadinerfensters unter der oberostalpinen (= Silvretta-) Überschiebung erst Komplexe und Mischzonen der unterostalpinen Dn. und erst darunter das basale penninische Schiefergebirge mit Ophiolithen — Flysch oder liasische Bündnerschiefer — sich zeigen. Eine weit vollkommener stratigraphische Beobachtung innerhalb der einzelnen Glieder führte zu voller Sicherheit: J. Cadisch entdeckte 1917, daß die Schiefer- und Kalkgesteine des P. Minschun bei Ardez die Kreide der Falknis-D. seien mit Neokom, Tristelkalk (Urgon), Gault und Couches rouges, was alles bisher für Bündnerschiefer gehalten worden

war, und daß diese dem sicher unterostalpinen Lias von Ardez und dem Tasnagranit aufliegen. Diese Entdeckung wirft ihr Licht auch auf die Préalpes. Sie beweist über diese Brücke den Zusammenhang des Faziesgebietes der Préalpes mit den Graniten des Unterostalpinen.

Die Erkenntnisgeschichte des Unterengadinerfensters zeigt uns also die Phasenfolge: richtige generelle Beobachtung ohne richtige Erklärung (Studer, Escher, Theobald), richtige Erklärung aber übereilter synthetischer Aufbau (Termier, Steinmann, Paulcke), vernichtende Kritik (Ampferer, Hammer, Spitz, Dyhrenfurth, Heritsch), Korrektur der in der Erklärung unterlaufenen Mißverständnisse und neue eingehende Beobachtung zu neuem Aufbau (Zyndel, R. Staub, J. Cadisch). So ist das Engadinerfenster festgestellt und erscheint wiederum als eine Stütze für die Erkenntnis des Deckenbaues der E-Alpen.

Im Gebiet des Unterengadinerfensters sind zu unterscheiden von oben nach unten:












1. Die Silvrettadecke.

Die Silvretta-D. ist die gewaltige Gebirgsplatte, in welcher das Fenster als Erosionsloch ausgeschnitten ist. Das Ausstreichende ihrer Überschiebungsfläche, der gewaltigsten in den Alpen, bildet den eigentlichen Rand des Fensters. Vielfach sehen wir sie, so klar und schön wie im Linthgebiete, die helvetische Überschiebung im Hintergrunde des V. Tasna, des Fimbertales und von Samnaun in zackiger Linie um die Gipfel und Vorsprünge und über Pässe des stark erosionsgliederten Gebirges austreichen. Wir haben ihren Verlauf schon S. 773—774 näher angegeben und Fig. 241 gibt davon das kartographische Bild. Die Überschiebungsfläche bildet in ziemlich glattem Verlauf ein Gewölbe, im Querprofil aufsteigend von der Unterkante des „oberen Gneiszuges“ von Tarasp rechtsseitig des Inn (1400 bis 1700 m), über das Fenstergebiet emporsteigend und am W-Fensterrand kulminierend mit ca. 2800 m am Futschölpaß an der Krone, dann tauchend im Fimbertal auf ca. 1800 m hinab. Mit Ausnahme der nördlichen Ausbuchtungen im Jamtal und Fimbertal steigt das Silvrettakristallin von N bis auf oder über den Gewölbescheitel. Der S-Rand des Fensters aber liegt viel tiefer rechtsseitig des Inn. Das Fenster ist also orographisch schief gestellt, es erstreckt sich fast nur über den S-Abfall des Gewölbes. Das Fenstergewölbe steigt axial von W an, erreichte über dem Muttler (3298) wohl 3500 m Kulmination und taucht E Prutz wieder bei weit unter 1000 m unter die Brücke, die vom Silvrettakristallin ins Ötztalerkristallin überleitet. Das Fenster ist veranlaßt durch eine axiale NE streichende Aufwölbung der Unterlage der Silvretta-D., über welche dieselbe steigen mußte und durch welche sie der Durchlöcherung preisgegeben war. Als ein großartiger Schnitt erscheint die Überschiebungsfläche der Silvretta-D. rings um das Fenster. Je wilder und zerhackter das Gebirge, desto auffallender wird die dasselbe in ruhiger Einfachheit durchziehende Bewegungsfläche sichtbar entblößt und desto prägnanter zeigt sich die Verschiedenheit der ihr aufliegenden und unterliegenden Massen in ihren Gesteinen wie nach ihrer Lagerung (Taf. XXXV).

2. Die „Zone von Ardez“.

Unter der Silvrettaschubfläche folgt am inneren Fensterrahmen die „Zone von Ardez“. Sie nimmt fast die NW-Hälfte des ganzen Fensters ein, während sie den S-Rand desselben nur in schmaler gequetschter Zone begleitet. Typisch unterostalpine Gesteine, Granite und Sedimente, vielfach in sich geschuppt und ge-

Tektonische Skizze des UNTERENGADINERFENSTERS zwischen Ardez u. Nauders ~
von R. Staub u. J. Cadisch

- | | | | | |
|---|--|-------------------------------|---|---|
|  | 1. Ötztal-Nunamasse | } Silvretta-D
oberostalpin |  | 6. FalKnisserie (untere Tasnaschuppen (Ardez - Clünas)) |
|  | 2. Silvrettamasse | |  | Triaszone des Stammerspitz |
|  | 3. Campodecke (mittelostalpin) | |  | 7. Tasna- u. Plattamala Kristallin |
|  | a. Unterengadinerdolomiten | |  | 8. Serpentinzug von Schuls |
|  | b. Sesvennagneise | | | Penninikum. |
|  | 4. Aroser Schuppenzone (unterostalpin) | |  | 9. Schuppenzone der Alp Cham- |
|  | 5. Sulzflussschuppen (obere Tasnaschuppen (Valmala-Chaschlogna)) | |  | 10. Basale Bündnerschiefer [patsch. mit Kreide?] |

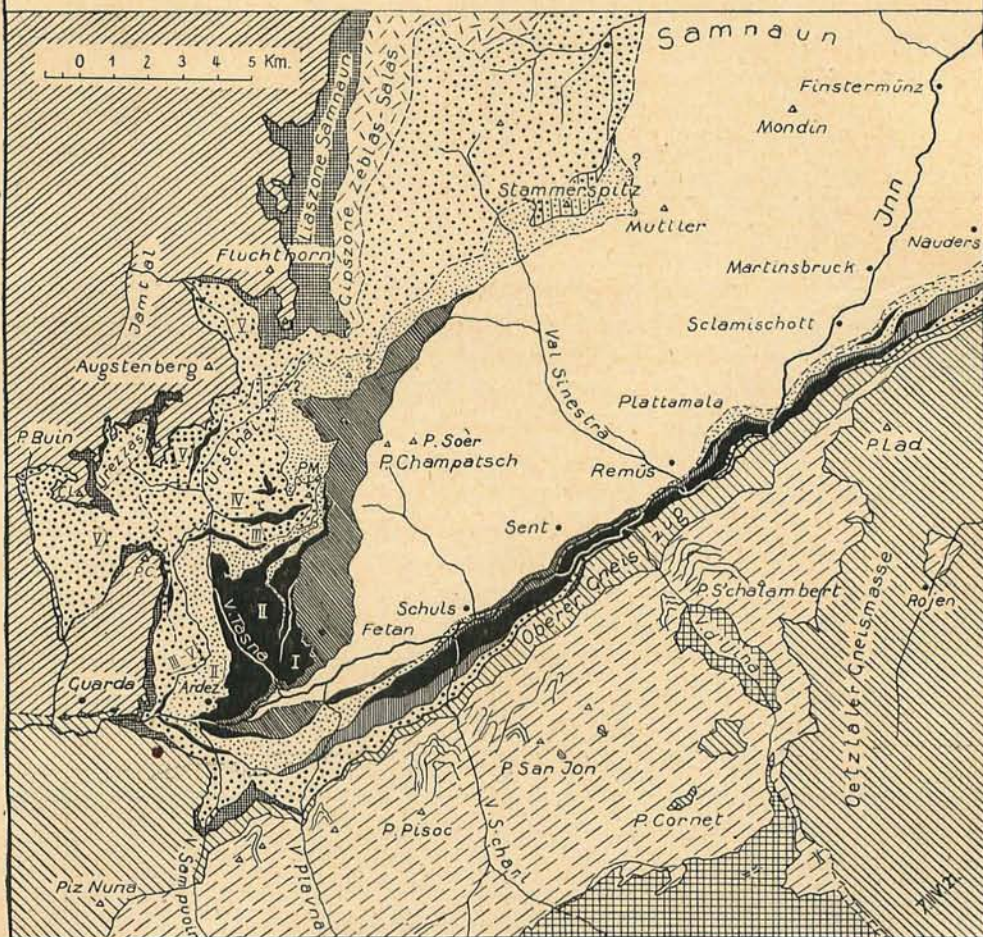


Fig. 241. Unterengadinerfenster, nach R. Staub und J. Cadisch, aus „Eclogae“ 1921.

NB. Taf. XXVI entspricht dem Stande unserer Kenntnis von 1918, Fig. 241 dagegen beruht auf den neuesten Beobachtungen, und gilt deshalb, wo sie von ersterer abweicht, als Korrektur und Ergänzung von Taf. XXVI.

faltet in einer Art, die zunächst jeder Entzifferung Hohn zu sprechen scheint, bauen sie auf. Es ist aber doch gelungen, die Stratigraphie und Tektonik auseinander zu lesen und hier die gleichen Stockwerke wie im Rhätikon und Arosergebirge: Aroser-Schuppenzone, Sulzfluh- und Falknis-D., zu unterscheiden.

Die besterhaltene Schichtreihe dieser Zone, nach der sie auch benannt worden ist, bietet sich bei Ardez, welche in zwar schuppig repetierter, aber normaler Folge aus Tasnagranit und Begleitern, Verrucano, Trias, Lias bis Malm, untere, mittlere und obere Kreide besteht.

Der Tasnagranit ist S Ardez vom Inn durchschnitten und bildet dann gegen N beidseitig die Gehänge der V. Tasna. Im Grundriß zeichnet er sich an dieser Stelle als eine Platte von ca. 4 km S—N und ca. $2\frac{1}{2}$ km W—E Erstreckung und ca. 200 m Dicke mit Ausläufern und mehrfachen Repetitionen im N. Er stimmt überein mit den grünen Graniten im Albula-, Julier- und Berninagebiet und gehört am ehesten zur Err-D.

O. Züst und U. Grubenmann beschreiben das Gestein als mittelkörnigen Granit aus undeutlichem Orthoklas, graugrünem, z. T. saussuritisiertem Plagioklas, zerklüftetem Quarz und spärlichem, mehr oder weniger chloritisiertem Biotit. Leukokrate und melanokrate Schlieren durchziehen stellenweise den Tasnagranit. Die spärlichen Orthoklase sind unter Druck durch Entmischung mikroperthitisch geworden, teilweise auch serizitisiert. Epidot, Titanit, Apatit und als Seltenheit Allanit treten akzessorisch auf. Der Quarz ist stark undulös auslöschend, die Plagioklase verbogen, zerbrochen, verworfen, die Chloritlamellen gekrümmt und zerfetzt (chemische Analyse von Züst s. S. 781 u. Hirschi S. 720).

Selbstverständlich ist auch der Tasnagranit von allen älteren Beobachtern als wurzelechter Stock aufgefaßt worden, es gab ja früher nichts anderes für ein Intrusivgestein! Für den Eisenbahntunnel von V. Tasna 1383 m Höhe bis Station Fetan 1342 m hat Alb. Heim zuerst eine Prognose aufgestellt, wonach der in V. Tasna in den Granit eindringende Tunnel bald unter den Granit gelangen, dort Ophiolithe und Gips durchstechen und dann in die Bündnerschiefer treten werde. Der Durchbruch hat diese deckentheoretische Prognose vollständig bestätigt. (Von W 275 m Tasnagranit, darunter Rutschfläche und myloniertes Gestein, Mischzone von Ophiolith, Gips und Bündnerschiefer 2000 m weit bis zum E-Portal.)

Der Tasnagranit wiederholt sich gegen NE in einem ganzen Zug von gleichen oder verwandten Platten und Linsen der Innfurche entlang. Die ihn begleitenden anderen altkristallinen Gesteine (Gneis, Diorit, Gabbro, Injektionszone der Clemgiaschlucht u. a.) verbinden sie zu vollständigem Zusammenhang, sie bilden zusammen die „untere Schulser-Gneiszone“, die innerhalb des Fensterrandes liegt und aus den Gesteinen der Err- und Bernina-D. gebildet wird. Ihr gehören an: die Granite von V. Tasna, Vallatscha, Chamosch, Rufnat, zwischen Sent und Sur En, Plattamala bei Remüs und S über Raschvella. Alle erweisen sich als wurzellose schwimmende Fetzen und Linsen.

Am Talriegel bei Remüs erweist sich der Plattamalagranit nicht als einheitlich. An der Pazza unter Remüs ist der Hauptgranit aufgeschoben auf Serpentin. Darunter liegt nochmals Kristallin, Quarzporphyr (Grubenmann). Es ist wie bei Ardez der „Nairporphyr“. Der Plattamalagranit hat basische Schlieren und als Mitläufer Diorite (und Serpentin, Gabbro) und erinnert auch sonst mehr an die Julier- als an die Albula-Err-Granite. Diese Kombination von alkalischem Granit mit Serpentin kommt im unterostalpinen Gebiet einzig in der Bernina-D. vor. Der Plattamalagranit

samt den Serpentinien der Clemgia und den damit verknüpften Gabbro-Dioriten der „Injektionszone“ gehören zur Bernina-D., und erst der davon getrennte Nairporphyr ist ein wirkliches Äquivalent des Tasnagranites und der Err-Falknis-D. Auch hier ergibt sich der Zusammenhang: Err—Falknis einerseits, Bernina—Sulzfluh andererseits als wahrscheinlich.

Bei Ardez finden sich Casannaschiefer z. T. in normalem Kontakt mit dem Tasnagranit und darüber typischer Verrucano. Letzterer entspricht den grobbrecciösen Abänderungen an der Cima da Flix und der Diavolezza und ist auch bei Ardez von „Nairporphyr“ begleitet. Auf dem Verrucano folgt bei Ardez wenig Triasdolomit, dann mit Hauptentwicklung am Schloßhügel von Ardez der Lias in Steinsberg- (= Ardezer-) Fazies, grobe graue, rötliche und weiße marmorisierte Krinoidenkalke und Breccien mit Belemniten und an der Basis mit kristallinen Einschlüssen. Glied um Glied entspricht den unterostalpinen Serien des Oberengadin, und steigt von W nach E unter der Silvretta-D. herauf. Es folgen die „bunten Schiefer“ von Ardez gleich dem Aptychenkalk des Oberengadins (dichte helle, weiße, grüne, rote, feingeschichtete Kalke, oft hyänenmarmorartig) und dazu noch eine Masse grüner, roter und violetter Tonschiefer, wie sie im Oberengadin mit dem Radiolarit verbunden die Tiefsetone vertreten. Die „bunten Schiefer von Ardez“ sind unterostalpinen Malm. Weiter nördlich gegen die Alp Tasna folgt in derselben Zone der sichtbare Übergang der bathyalen Aptychenfazies in die neritische Fazies der Falknisbreccie mit massenhaften kristallinen Geröllen im Malmkalk — ununterscheidbar von den Vorkommnissen der Falknisbreccie am Gürgaletsch oder Falknis selbst. N über den bunten Malmschiefern bei Ardez liegen in typischer Falknis- (= Err-) Dn.-Ausbildung Neokom, Tristelkalk, Gault und Couches rouges, die alle früher zum Bündnerschiefer genommen worden waren. Überschiebung von Malm einer höheren Schuppe schließt unter dem Muot del Hom die erste Ardezerserie ab. Durch diese Schichtreihe von in sich normalem Verbands, welche die typischen Kreide- und Malmvorkommnisse der Falknis-D. mit den typischen tieferen Gliedern der unterostalpinen Err-D. verbindet, sind die bisher etwas lückenhaften faziellen und topographischen Zusammenhänge fester als je gebunden: die romanischen Dn. der Préalpes, die wir schon mit Falknis- und Sulzfluh-D. verbinden mußten, sind nun als unterostalpin erwiesen.

Weiter gegen N bleiben die tieferen Glieder der mesozoischen Reihe eins um andere aus und die noch gebliebenen werden neritischer, bis am P, Minschun die Kreide mit gewaltiger Basisbreccie direkt auf dem Tasnakristallin transgrediert! Es ist dies die Erscheinung, auf die wir schon oft gestoßen sind: die Sedimentfolge der alpinen Dn. geht gegen ihre Stirnregion aus bathyaler mehr und mehr in neritische Fazies über und die Schichtfolgen werden zugleich lückenhafter. Die heutigen Stirnregionen der großen Dn. besaßen also seit jeher einen antiklinalen Charakter („embryonale Antiklinalen“ [S. 42 u. 43]).

Die Ardezerserie liegt in verschiedenen Schuppen zwischen dem basalen penninischen Schiefer und der Silvretta-D. repetiert übereinander, wie es einer solchen Schuppenzone entspricht. Unter dem Gipfel des P. Minschun liegen wenigstens drei Schuppen von Tasnagranit und Kreide übereinander. Im Gebiete von Ardez wiederholt sich der Tasnagranit und anderes unterostalpinen Altkristallin als Schuppensohle in

fünf getrennten Zügen übereinander. Die „Bündner-D.“ Paulckes ist nicht Bündnerschiefer, sondern ein Paket unterostalpinen Schuppen. Die einzelnen Schuppen halten nicht weit aus, andere lösen sie ab.

Über den Falknisgesteinen der Ardezerzone stellen sich Gesteine ein, die der Sulzfluh-D. zugeteilt werden müssen. Auch sie sind intensiv verfaltet und in Schuppen, hie und da mit verkehrten Mittelschenkeln unter alkristalliner Basislinse, sich wiederholend. Die Unterschiede in Falknis-D. und Sulzfluh-D. zeigen sich hier wie im Rhätikon durch mächtige Kreide in der ersteren, verkümmerte Kreide in der letzteren. Das Neokom fehlt in der Sulzfluh-D. sehr oft ganz, der Gault dagegen ist oft stärker und Gault oder gar Couches rouges transgredieren auch hier auf Malm wie in den Préalpes und Klippen. Ein Unterschied von Rhätikon und Ardezerzone liegt darin, daß dort der Sulzfluhkalk ein gewaltiges Glied, hier aber nur stellenweise in einzelnen Platten erkennbar ist. So ist es übrigens auch im westlichen Rhätikon und unregelmäßiger und starker Mächtigkeitswechsel ist ja bei einem Riffkalk die Regel.

Noch höher, dicht unter dem Silvrettakristallin, z. B. in V. Urezzas—P. Cotschen—Clavigliadas—Fuorcla d'Urschai und wieder im Hintergrund von Samnaun, stellen sich über Gault oder Couches rouges der Falknis—Sulzfluh-Serien Gesteine ein, die den letzteren fehlen: rote und grüne Radiolarite mit Tiefseetonen und Ophiolithe (Serpentin, Nephrit, Diabas und Variolit). Die Gipse in den Randzonen des Fensters (Magnacun, Sur En, V. Prauost) gehören ebenso dieser obersten Zone an. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß diese Gesteine die Äquivalente der Arosen-Schuppenzone sind, die wir in gleicher Lage auch im Rhätikon angetroffen haben. Wie dort erhebt sich auch hier die noch nicht zu beantwortende Frage: Gehören dieselben zu einer oberen unterostalpinen D., also etwa zur Languard- oder Campo-D. (J. Cadisch) — oder sind sie von der obersten penninischen D. abgeschürft und nachher durch eine Lücke im Unterostalpinen an der Unterseite der Silvretta-D. passiv über die unterostalpinen Schuppen hinauf verschleppt worden (R. Staub).

Weiter nach N besteht der Gipfel des P. Faschalba aus prachtvollem graugrünem Ölquarzit des Gault, der den Couches rouges der nächst unteren Schuppe aufgeschoben ist. Das gleiche findet sich an der breiten Krone, im oberen Jamtal und gegen den P. davo Lais. Die scharfen Falten dieser Kreidegesteine stechen schief unter den Silvrettaüberschiebungsrand. Nirgends schmiegen sie sich dem Fensterrand an, wie Paulcke angegeben hatte. Abermals weiter gegen N stellen sich noch wieder höhere tektonische Glieder, höhere Schuppen zwischen den besprochenen und der Silvrettaplatte ein. Hammers eingehende Untersuchungen aus Samnaun und Fimbartal zeigen deutlich, daß es sich um weit ausgebreitete unterostalpine, besonders Falknisgesteine handelt. Eine Schuppe enthält Malmkalk, eine andere, deren Basis aus der Zone des Samnaunerlias herauswächst, Gesteinspakete, die im Samnaun- und Fimbartal ganze Gebirge auftürmen. Gips ist reichlich vertreten. In diesen Massen ist auch laminierte Echinodermenbreccie (Ardezerlias) mitenthalten. Über dem Lias folgen wieder bunte Malmschiefer, verknüpft mit grünen und roten polygenen Breccien und Aptychenschiefern. Der ganze Samnaunlias mit seinen „Belemnitenschlactfeldern“, seinen bunten Malmschichten und seiner von

Paulcke zuerst erkannten Kreide ist nicht Bündnerschiefer, nicht penninisch, sondern unterostalpine Falknis-D., Sulzfluh-D. und Aroser-Schuppenzone. Die Komplikationen lassen sich nicht in wenigen Worten beschreiben. R. Staub und J. Cadisch erklären einen Teil dieser höchsten und nördlichsten Schuppen als in allen Teilen gleich der Aroser-Schuppenzone und halten dafür, daß dieselben am wahrscheinlichsten der Languard-D. und ihren mächtigen Teillappen angegliedert sind. Im besonderen sprechen die Häufigkeit von Gips (= Gessi am Berninapaß) sowie die Ähnlichkeiten mit den Steinsbergkalken und anderen Gliedern des Sassalbo dafür. Zwischen Stammerspitze und Muttler liegt die Grenze zwischen unterostalpinen Ardezer-Schuppenzone und basalem Penninikum. Aus den Beschreibungen von Hammer und Paulcke erkennt man an der Stammerspitze Malm—Radiolarit, bunte Schiefer, Minschunkreidebreccien („Rozbreccien“). Über den P. Roz legt sich eine Serie mit Verrucano, Gips, Rauhwanke, Triasdolomit, Quartenschiefer, bunte Schieferkreide. Die Trias der Stammerspitze ist eine verschleppte, etwas angeschwollene Basisschuppe der Ardezerzone; die Zone der Stammerspitze setzt an deren S-Seite in den P. Minschun fort. Die guten Beobachtungen von Hammer und Paulcke sind sofort verständlich, wenn wir den unterostalpinen Ursprung der mächtigen Schuppenzonen zwischen Silvretta-D. und Penninikum erfaßt haben.

Am S-Rand des Engadinerfensters ist der unterostalpine Komplex unter der Campostirn zusammengedrückt, aber dennoch erkenntlich. Gegenüber Ardez (Ballastrès) steht Falknisbreccie und unter Alp Sursass Sulzfluhkalk an. Das ganze Malm—Kreide-Paket der Ardez-Tasna-Schuppen steigt dann über Crap Putér nach V. Plavna (= „vorwiegend kalkiger Bündnerschiefer“ [Dyhrenfurth]) über Tarasp und Vulpera nach dem Ausgang der Clemgiaschlucht. Im „oberen Bündnerschieferzug“ Clemgiaprofil finden sich Falknisbreccie und Tristelkreide. Die „quarzitischen Bündnerschiefer“ S S. Jon sind typische Gaultquarzite. Das jüngere Mesozoikum der Ardezerzone liegt also hier über den Serpentina der Clemgiaschlucht dicht unter den Silvrettagneisen. Durchweg finden wir die unterostalpinen Jura-Kreideserien S über den Zügen des Tasnakristallin und unter dem oberen Gneiszug (Silvretta) in den früher für Bündnerschiefer genommenen Gesteinen. Triasdolomite, rötliche Steinsbergkalk, Crinoidenkalk, bunte Schiefer und Gips gehen im „oberen Bündnerschieferzug“ bis an den Grünsee bei Nauders. Schiller, Hammer haben diese Gesteine gefunden. Auch hier im Gebiet der Innfurche schiebt sich wie im W unter das Tasnakristallin Serpentin ein. Wenn auch an Mächtigkeit z. T. geringer, zieht sich doch die Ardezerzone auch vollständig am S-Rand des Fensters rechtsseitig des Inn entlang. Schon die früheren Beobachtungen ergaben dies, nur ihre Deutung fehlte noch.

Zusammenfassend können wir sagen, daß als „Zone von Ardez“ ähnlich wie im Arosergebirge und im Rhätikon auch im Engadinerfenster trotz enormer Verstaung unter der Silvretta-D. sich, von oben nach unten aufgezählt, folgende unterostalpine Zonen durchziehen:

I. Die Aroser-Schuppenzone, ophiolith- und radiolaritartig, nicht viel Lias und Gips führend, stark entwickelt gegen E (Samnaun), im W zerrissen. Wahrscheinliche Zugehörigkeit: Languard-D. Äquivalent in den romanischen Dn.: Simmen-D.?

2. Die Sulzfluh-D. in den oberen Ardezer-Schuppen. Kristallin (Plattamala-granit, Diorit, Gabbro, Serpentin, „Injektionszone“ der „unteren Gneiszone von Schuls“), darüber Mesozoikum nach Sulzfluhfazies. Wahrscheinliche Zugehörigkeit: Bernina-D. Äquivalente unter den romanischen Dn.: Klippen-D.

3. Die Falknis-D. in den unteren Aroser-Schuppenzonen mit Tasnagranit und Nairporphyr, Verrucano, Triasdolomit, Steinsbergkalk, Malmschiefern und reichlicher Kreide. Zugehörigkeit: Err-D.

Alle diese Vorschübe unterostalpinen Dn. liegen dem penninischen Schieferkomplex (Liasbündnerschiefer, Ophiolithe, Prättigauflysch) auf. Sie gehen einheitlich unter dem Silvretta-M. durch, mehr oder weniger ausgewalzt, verschuppt oder verfältelt, zusammengestaut, stellenweise verschürft, von Gürgaletsch ob Parpan bis an die Landesgrenze nahe Nauders auf 70 km W—E und von V. Sampuoir bis Scesaplana auf 35 km S—N Erstreckung.

Diese Zone von Ardez bildet mit ihren drei Unterzonen den inneren Rahmen des Unterengadinerfensters. Der innere Teil des Fensters erst wird eingenommen vom Penninikum.

3. Die penninischen Teile des Unterengadinerfensters.

Der SE-Teil der Inn-N-Seite wird von den penninischen Schiefen und Ophiolithen eingenommen. Die Grenze gegen die gegen W und N angehäufte Ardezer (unterostalpine) Zone verläuft vom Inn unter Ardez durch Punt da Tasna, dann nach N zwischen P. Minschun und P. Campatsch gegen NE, zwischen Stammerspitz und Muttler gegen Campatsch im Samnaun.

Das Penninikum enthält im W-Teil des Engadinerfensters in seiner obersten Zone viele Linsen von Ophiolithen, begleitet von einigen Gipslagern. Die Ophiolithe umsäumen ausstreichend die Unterseite des Tasnagranits von unterhalb Ardez durch die Mündung der V. Tasna über Fetan (Tunnelprofil); dann erstrecken sie sich in zunehmender Mächtigkeit (verschuppt?) hinauf gegen Alp Campatsch, Fuorcla Campatsch, P. Nair und bis in den obersten Kessel von V. Lavèr. Dort scheint die penninische Ophiolithzone wenigstens stellenweise auszuweichen, so daß weiter gegen NE die unterostalpinen mesozoischen Schuppen (Ardezerzone) oft direkt den basalen Bündnerschiefern aufgeschoben sind. Am Muttler und auf dem P. Mondin liegen Ophiolithe, besonders Prasinite und Diabase massenhaft im Penninikum und steigen dann östlich ab gegen Nauders und Finstermünz. Ein Teil der Bündnerschiefer des Fensters entspricht nach seiner Beschaffenheit durchaus dem Prättigauerflysch. Ein anderer tieferer, wieder ophiolithreicher Teil hat den Charakter der echten liasisch-penninischen Glanzschiefer. Kreidebestandmassen in diesem penninischen Flysch und Grenzhorizonte (Malm?) zwischen dem liasischen Glanzschiefer und dem Margna-flysch wie im Oberhalbstein sind noch nicht gefunden worden. Eine recht reichliche Bedeckung der Gehänge mit Moränen hindert die Beobachtung in den tieferen Teilen. Eine Unterlage des Bündnerschiefers, etwa Margna-Trias und Altkristallin ist nirgends entblößt. Das Erosionsloch greift dafür „noch nicht“ tief genug!

Die Campo-D. bleibt im Unterengadinerfenster aus. Sie ist südlich davon zurückgeblieben. Von den Höhen der Campo-Dolomiten (P. Lischanna usw.) genießen wir einen großartigen Überblick auf das uns zu Füßen liegende Fenster und

seine gegenüberliegende großartige Umrahmung. Gewaltig treten uns im Landschaftsbilde die faziellen Gegensätze vor Augen: im N über dem zackigen kristallinen Gipfelmeer des Silvrettagebirges der Aufbau eines ganzen ausgedehnten oberostalpinen Kalkgebirges bis an den N-Rand der Alpen hinaus, die Vorarlberger, bayrischen und tirolischen Kalkalpen als das tektonisch höchste, geographisch nördlichste, faziell südlichste Trias-Jura-Gebirge der E-Alpen; unter unseren Füßen in Steilwänden die Stirnbiegung der davon faziell abweichenden, aber doch schon sehr mächtigen Trias der Campo-D., auf deren nördlichem Rande wir stehen, S bis über den Ortler hinaus ein verwickeltes Gebirge bildend. Unten im Engadinerfenster liegen zusammengestaut die dunklen penninischen Schiefer, die kümmerlichen Schuppen kümmerlicher unterostalpinen Trias — die Zonen meist dunkler unterostalpinen Jura- und Kreidgesteine. Endlich erkennen wir deutlich unter dem Fluchthorn, Augstenberg und P. Cotschen durchziehend, den trennenden Schnitt zwischen Silvrettakristallin und Fenstergesteinen — die ungeheure Überschiebungsfläche der oberostalpinen D. Das davon umrandete Gebiet ist tatsächlich ein geologisches Fenster!

Das Unterengadinerfenster ist in seiner Umrahmung und bis in sein Inneres, wie wir gesehen haben, reich an Ophiolithen. Die Verteilung derselben nach ihrer Zugehörigkeit zur Margna-D. oder zu verschiedenen unterostalpinen D., sogar die Unterscheidung der diabasartigen Gesteine, die dem Altkristallinen zugehören, von solchen, die im Mesozoikum heimatgenössisch sind, ist noch nicht restlos durchführbar. Grubenmann hat viele dieser Gesteine des Unterengadins näher untersucht. Darüber seien noch einige Notizen gegeben.

S. Vulpera Linse von quarz- und glimmerführendem Biotithornblendegabbro. Plagioklas saussuritiert, Biotit von Rutil durchwachsen, Hornblende mit Resten von Diallagspaltbarkeit, große Glimmerblättchen, rundliche Quarzkörner. Der Alkaligehalt ist ziemlich hoch.

Clemgiaschlucht-Hornblendegabbro. Die Hornblende ist aus Augit entstanden (Reste von großen Augitprismen, teils in Hornblende, teils in Chlorit und Calcit umgewandelt), der Plagioklas saussuritiert.

Clemgiaschlucht-Biotitgabbro. Saussurit (mikrolithischer Filz aus Zoisit und Epidot), der Biotit chloritisiert, Ilmenit, Apatit, wenig Quarz. Der Biotitgabbro kommt auch in grobkörniger Varietät vor.

Alle diese drei Gesteine sind Übergangsglieder zwischen Gabbro und Augitdiorit. Abänderungen pneumatolytischer und aplitischer Art sind vertreten. Weiter werden beschrieben: biotitführender Hornblendit, Gabbrodiorit von der Spescha bei Fetan u. a.

Im Kontakt mit den Diabasen, Spiliten und Varioliten, und besonders an Phylliteinschlüssen in denselben sind hie und da schwache CM entwickelt. Die linsenförmigen Vorkommnisse zeigen an ihren Rändern meist Übergänge in druckschieferige Abänderungen. Grubenmann unterscheidet gewöhnliche Diabase mit ungefähr gleichzeitiger Ausscheidung von ähnlichen Mengen von Augit und Plagioklas (an der Poststraße unterhalb Ardez und im unteren Teil der V. Torta), Diabas mit vorwaltendem Augit (bei Montanas—Aschera, Alp Campatsch, Pazza unterhalb Remüs) und Plagioklas reicher, fast Augit freier Diabas (am Fuß des Schloßhügels von Tarasp, an der Brücke über V. Frauost und schiefrig auf Alp Campatsch). Züst bestimmte einen Hornblendediabas (Proterobas) nahe am Granit an der Poststraße unterhalb Ardez. Die Variolite erscheinen als leukokrate Randbildung der dichten Diabase (Spilite). Auf Alp Campatsch und bei Ardez findet man auch solche mit Dm gestreckten Variolen. Die Variolite zeigen viele Abänderungen nach ihrer Mikrostruktur.

Die Serpentine sind im Engadinerfenster sehr zahlreich. Kein einziger scheint dem Silvretta-Altkristallin anzugehören, sie liegen alle innerhalb der Umrahmung durch die Überschiebung. Mit seltenen Ausnahmen (Diallag im V. Zuort und Clemgia) läßt sich im Serpentin kein Reliktmineral

mehr erkennen. Sie sind dicht, von hellfarbigeren Rutschflächen durchsetzt; auch das mikroskopische Bild zeigt große Einförmigkeit. Chromit, Magnetit sind die gewöhnlichsten Accessoria.

Analysen von Ophiolithen des Unterengadinerfensters aus dem Petrogr. Chem. Laboratorium der Eidgen. Techn. Hochschule (U. Grubenmann mit L. Hezner) gibt die folgende Tabelle:

Gestein, Fundort	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Spez. Gew.
Biotithornblende-Gabbro von Vulpera	48,74	1,44	17,80	6,21	4,30	7,36	5,30	2,03	2,87	4,03	2,94
Grobkörniger glimmerreicher Biotitgabbro, Clemgiastollen	35,64	5,09	15,64	7,30	4,97	3,82	6,02	3,74	3,05	4,90	2,86
Gabbrodiorit von Spescha bei Fetan	52,23	2,68	16,57	7,01	1,42	5,97	3,93	3,05	2,85	4,41	2,88
Diabas von Ardez Analys. von Züst	45,40	2,08	14,87	6,65	6,28	5,30	7,96	2,62	3,19	5,44	2,859
Diabas von Alp Campatsch Süd-Riff	45,22	1,96	14,38	6,75	5,0	11,13	6,58	0,63	4,43	2,17	2,999 CO ₂ =1,78
Diabas vom P. Mondin	49,58	1,54	13,84	6,21	3,56	10,59	6,74	0,92	4,40	2,78	2,989
Spilit von der Poststraße unterhalb Ardez	49,68	2,04	15,78	5,63	5,45	6,48	5,31	0,43	5,07	3,48	2,857
Serpentin von Alp Campatsch	39,27	0,08	1,65	6,51	2,97	2,10	35,33	—	—	12,42	2,67

Notizen über die Erze des ostalpinen Graubündens.

Lit.: Theobald, Plattner („Geschichte des Bergbaues der östlichen Schweiz“, Chur 1878); Tarnuzzer, Nußberger und Lorenz (Jahresber. n. G. Graub. 1901); C. Schmidt (texte expl. Carte des gisements 1920).

Auch hier, wie fast durchweg in den Schweizeralpen, gilt das Wort: reich an armen Fundstellen. Keiner der Bergbaue hat längere Zeit durchgehalten, heute sind die meisten wieder verlassen.

Im Altkristallin vom ostalpinen Bünden sind die Erzvorkommnisse sehr spärlich. Am Arosen- und Parpaner-Rothorn fand sich Kupferkies in Hornblendegneis. Am Berninapaf (Camino, Val Minor, La Motta) Silberglanz und arsenhaltiger Schwefelkies im Gneis. Im Gneis von Lavin ist Kupferkies ausgebeutet worden.

Auch in den Schweizeralpen enthält der Serpentin Cr, Ni, Co, Pt, aber leider nur sehr wenig! In Magnesitadern im Serpentin finden sich Nickelsilikat und Chromoxyd am Schloßhügel von Tarasp. In der Clemgiaschlucht bei Schuls setzt ein 2—4 m mächtiger weißer 60° WNW fallender Quergang (Sekretionsgang oder Thermalgang) aus Magnesit (76% MgCO₃) mit Calcit und Siderit durch, der unregelmäßig von einem intensiv grünen Nickelsilikat imprägniert ist. Dasselbe entspricht ungefähr der Formel 2NiO, 6SiO₂, 3H₂O. Braune begleitende Flecken erweisen sich als analog dem chromhaltigen Garnierit von Neu-Caledonien. Leider ist der schweizerisch-alpine Serpentin offenbar meistens noch viel zu frisch, als daß er Magnesit, Nickel- und Chromerze in seine Klüfte reichlich ausgeschwitzt haben könnte. Die Versuche von 1918 ergaben per Tonne Erz nur 724 g Ni. Imprägnation mit ähnlichem Nickelerz findet sich auch im Triasdolomit der V. Nendro (Oberhalbstein) in einem Gebiete gedrängter, reichlicher Verschuppung von Trias und Bündnerschiefer mit Ophiolithen, denen ohne Zweifel das Ni entstammt. Am P. Mondin (Samnaun) sind Linsen von Kupfererzen in den Ophiolithen der Bünderschiefer enthalten.

In Bellaluna unterhalb des Berggünstersteins wurden 1832—1851 die Eisenerze aus V. Tisch, V. Plazbi und der Umgebung von Bellaluna verhüttet. In V. Plazbi wird der grobkörnige Verrucano von einem Netz von Hämatitadern durchzogen und enthält außerdem eine Sideritlinse

von 130 m Länge und 4 m Stärke. Die Gruben sind zerfallen. Im V. Tisch liegen die alten Gruben über 2400 m hoch. Dort ist der Arlbergkalk im verkehrten Mittelschenkel der Silvretta-D. mit Hämatit in dünnen dichten Adern durchsetzt. Das Erz enthielt 60—68% Fe und 0,5% Mn. Die ersten Spuren der Ausbeute stammen dort aus der Mitte des 16. Jahrhunderts. Die Totalausbeute bis zur Aufgabe wird auf 1700 m³ Erz = 300 t Fe geschätzt.

Auch im mesozoischen Sedimentgebirge wurde Eisen ausgebeutet. Bei Alp Buffalora am Ofenpaß lag eine Limonittasche von ca. 300 m³ im Hauptdolomit; sie ist heute erschöpft. Hämatit und Limonit-Imprägnationen durchsetzen den dortigen Verrucano. In Casanna bei Klosters finden sich Gänge von Limonit mit Manganit im Hauptdolomit.

Recht auffallend und charakteristisch sind besonders 1. die Imprägnationsvorkommnisse von Pb-, Zn- mit Ag- und Cu-Mineralien in den Triasdolomiten der Campo- und Silvretta-D. und 2. die Mangan-Tiefmeerabsätze, die den Malmradiolarit begleiten.

Zu den ersteren gehören die Vorkommnisse vom Landwassergebiet: Bleiberg N ob Schmitten enthält im Wettersteinkalk eine 5—10 m mächtige Breccienschiefer, imprägniert mit Bleiglanz, ausgebeutet um 1830. Am Silberberg bei Schmelzboden S des Landwassers wurde eine unter-triassische Dolomitbank von ca. 1 m Mächtigkeit, durchsetzt mit silberhaltigem Bleiglanz und Zinkblende mit neun Querstellen angegriffen und bis 1848 betrieben. Nester gleicher Erze im Triasdolomit sind am Bärenbühl (V. Spadlatscha N Tinzenhorn) und in der Casanna SW Klosters (im Hauptdolomit) ausgebeutet worden. Bei Wiesen und bei Filisur treten Kupferfahlerze hinzu. In der Umgebung von Scarl findet sich mehreren Ortes ein Labyrinth zusammengestürzter Bergwerksstollen, die z. T. schon aus dem 14. Jahrhundert stammen. Die letzten Ausbeutungsversuche wurden 1855 gemacht. Es handelt sich hier um silberhaltige Zinkblende mit Kieselzinkerz in Barytgängen im Wettersteindolomit. Ein analoges Vorkommen wurde in V. Plaun am Ofenpaß ausgebeutet.

Der Radiolarit des Malm wird fast immer von Manganerz wie von einem Fazieskameraden begleitet, sei es, daß dasselbe nur in Anflügen die Klüftflächen des roten und grünen Kieselhornsteines überzieht, sei es, daß es gehäuft in dünne Schichten damit wechsellagert. Nur im letzteren Falle hat man Ausbeute versucht. Dies trifft zu im Gebiete der Margna-D. im Oberhalbstein und nur noch in geringerem Grade im Dach der Campo-D. (P. Lischanna). Das weitaus bedeutendste Vorkommen ist Parsettens im V. d'Err 2200—2400 m hoch gelegen. In einem 150 m mächtigen Komplex von Radiolarithornsteinschichten finden sich eine große Zahl von Manganerzschichten, syngenetisch zwischengelagert, die zusammengerechnet etwa 10 m (?) Mächtigkeit besitzen. An manchen Stellen enthält das Erz bis 60% Mn. Falotta über Alpe digl Platz W P. d'Err ist nur ein Bergsturzfund. Uigls NW P. Michèl 1976 zeigt eine einzelne, ca. 10 cm mächtige, weithin den Radiolarit begleitende Schicht schwarzen Manganerzes. Das Erz ist vorherrschend Psilomelan und Pyrolusit, seltener tritt Manganspat, Rhodonit und Piemontit dazu.

Das Manganerz wurde erst 1880 als solches erkannt. 1890 wurden etwa 200 t gewonnen. Die Sturzstelle digl Platz war 1917 mit ca. 700 t Entnahme erschöpft. In Parsettens sind im Tagebau 1917 ca. 50, 1918 sogar 105 Waggons gewonnen worden. Die Fundstelle kann noch einige Jahre aushalten, allein unter sich mehrenden Schwierigkeiten des Abbaues.

Auf P. Lischanna war technische Gewinnung des Manganerzes nicht möglich.

VIII. Zur Oberflächengestaltung der Graubündnerischen Ostalpen.

Eine durchgreifende morphologische Untersuchung und Behandlung des östlichen Graubündens ist noch nie versucht worden. Sie würde Bände füllen. Einzelne Beobachtungen finden sich zerstreut in vielen Darstellungen, die sich mit diesem Gebirge befassen; am eingehendsten hat Tarnuzzer für das Unterengadin die Morphologie behandelt und dabei auch den früheren, vielfach sehr verworrenen Behauptungen ihren historischen Tribut bezahlt. Manches Interessante ist dort zu finden, auf das hier einzugehen viel zu weit führen würde. Wir müssen hier uns mit dem Hinweis auf wenige Gesichtspunkte begnügen.

1. Von den Talwegen.

Auf einer guten Reliefkarte treten uns die in der Längsrichtung des Gebirges liegenden Rippen und Furchen, zunächst unabhängig von den sie zerteilenden Sätteln, deutlich vor Augen, und zwar besonders folgende Tallinien von N nach S aufgezählt:

1. Stanzertal, Arlbergpaß, Klostertal, Unter-Montafun.
2. Paznaunertal, Landwassertal, Hinterrheintal.
3. Engadin, Maloja, Bergell.
4. Tonalepaß, Edolo, Veltlin, Joriopaß, Locarno, Centovalli.

Aber schon die vielfach aus dem allgemeinen alpinen Streichen verschobenen und schwankenden Richtungen, die Zerstückelung durch wichtige Wasserscheiden bildende Sättel, die Unterbrüche und der ganz davon abweichende Verlauf der Hauptwasserscheiden lassen sofort erkennen, daß die Längsrichtung in der Gebirgsgliederung nur ein aus einer ersten Anlage hervorgegangenes defektes Erbe der Vergangenheit ist. Weit wirksamer sind heute die Quertäler. Sie haben auch hier die Längswege durchstückelt und meistens in die Rollen von Nebentälern zurückgedrängt und die Wasserscheiden durch Rückwärtserosion erstritten. Nur herausgeschält als verzierendes Kleinwerk der Formen schimmert die Längsrichtung des inneren Baues auch in jüngeren Gestalten noch durch.

Auch in diesem Teile der Alpen kommen wir zu der Auffassung, daß die Talbildung drei Phasen durchlaufen hat: 1. Wasserwege schon vor der Faltung angelegt, gegenüber der Gebirgsschauung präexistente Flußläufe, haben sich behauptet und sind Talwege geworden. 2. Wasserwege während der Dislokationen durch dieselben modifiziert oder dem Wasser neu angewiesen, haben Längstäler eingegraben. 3. Weitere Erosion, ausgehend von 1. und 2., und beide neubelebend und rückwärts erweiternd, hat während und nach dem relativen Stillstand der Rindenbewegung gearbeitet und diese Umgestaltung dauert fort. Die Rücksichtslosigkeit der Talwege im Verhältnis zur Tektonik stammt in ihrer Anlage vielfach schon aus der Phase 1, sie wurde weiter ausgearbeitet durch die Phase 3, die nur im Kleinen an dem Herauspräparieren der Tektonik schaffen konnte. Die Wirkungen der Phase 2 waren durch 1 von vornherein eingeschränkt, sind durch 3 z. T. verwischt, hie und da aber auch von der Basis 2 aus weiter ausgearbeitet worden. In Phase 2 und 3 „ertastete die Erosion Täler den tektonischen Linien entlang“. Charakteristisch für Phase 2 ist die Erscheinung, daß Zonen von Längstälern durch mehrere verschiedene Flußgebiete über Wasserscheiden hinüber sich fortsetzen wie z. B. die Veltlinerlinie sich vom Etsch-, Adda-, Tessin- und bis in das Gebiet der Dora Baltea verfolgen läßt, stets den Hauptflüssen longitudinale Nebentäler und zwischen denselben Paßtäler liefernd.

In unserem Gebiete zeigen sich die Folgen der verschiedenen Phasen oder Perioden der Talbildung deutlich.

Zu 1. Die große Hauptwasserscheide zwischen Nordsee und Mittelmeer, d. h. zwischen Rhein einerseits, Donau und Po andererseits, hat sich auf dem Gebiete des ostalpinen Graubündens in der Hauptsache quer zu den Alpen entwickelt: P. Lunghino, P. d'Err, P. Kesch, P. Buin, Kaltenberg, Rote Wand, Hohen Ifer. Sie

geht quer über zahlreiche Längspasssättel, wie Julier, Albula, Zeinerjoch, Arlberg usw. Ein großes Stück dieser Wasserscheide, P. Kesch—Kaltenberg läuft über das Silvretta-M., da, wo dasselbe wohl am tiefsten hinabgreift; also auch hier wiederum die Wasserscheide auf der tiefsten tektonischen Deckenrückenmulde. Die Wasserscheide zweiter Ordnung zwischen Schwarzem Meer (Donau) und Adria (Po) verläuft durch unsere Ostalpen sehr zackig, im allgemeinen SW—NE von P. Lunghino über P. Margna, P. Bernina, Cima di Campo, P. Cumbraida, E. Duretta, M. Starlex, P. Sesvenna, Reschen.

Diese beiden großen Wasserscheiden schneiden im allgemeinen rücksichtslos die Grenzen verschiedener tektonischer Zonen. Eine gewisse alte tektonische Veranlassung läßt sich dagegen für die große Rheinlinie Septimer — bis etwa Buchs — Feldkirch vermuten: sie tastet der Querflexur entlang, welche die Ostalpen gegenüber den Westalpen absenkt und von allen tektonischen Stockwerken mitgemacht wird. Für das untere Rheintal dagegen ist höheres Alter als die Überschiebung der helvetischen Dn. nachweisbar (S. 365).

Zu 2. Die Spuren der zweiten Phase der Talbildung in Bedingtheit der Lage von Talwegen durch Dislokationen zeigt sich in folgendem:

Engadin. Das Oberengadin ist beim Silsersee noch ein Erosionsquertal im Verhältnis zum NE gerichteten Axialgefälle, das die Berninagruppe beherrscht und vielleicht der Faltung erst nachgefolgt ist. Dann aber liegt es bis gegen Samaden in der tiefen Deckenmulde von St. Moritz (S. 706 und Taf. XXVII, oberes Profil), die den Wasserweg hierher rufen mußte. Die Talregion Bevers—Madulein trifft auf die steile Stirnabsenkung am N-Rande der Languard-D. Für die weitere Innlinie auf 50 km Länge war der N-Rand der Campostirn und die damit zusammenfallende Einwicklung der Silvretta-D. während und nach der Deckenbewegung die maßgebende Leitlinie. Irgendeine nicht mehr erkennbare Ursache mag die Ablenkung um den P. Nuna veranlaßt haben. Aber das jetzige Engadin ist bloß ein Erbe der ursprünglichen Terrainoberfläche. Als das Wasser in die so gerichtete Bahn gelenkt wurde, lag die Oberfläche noch über den oberostalpinen Dolomiten der Silvretta-D., durch welche Gebirgsmassen herab sich dann erst der Ur-Inn um wenigstens 6 km zum jetzigen Engadin eintiefen mußte. Das nur ungefähre Zusammenfallen der jetzigen Talwege mit tektonischen Leitlinien ist deshalb begreiflich. Es ist möglich, daß auch das Albulapastal als W-Fortsetzung des Stirntauchens der Campo-Dolomiten tektonisch veranlaßt worden war.

Dem Landwassertal von Davos bis Tiefenkastral hat offenbar die muldenförmige Einsenkung innerhalb der Silvretta-D. als Wegweiser gedient, die wir als Landwassermulde bezeichnet haben (Taf. XXXIII).

Zu 3. Der dritten Phase, d. i. die nach der Dislokation alleinherrschende Talerosion, ist mancher Talweg ganz zuzuschreiben, viele andere sind vielleicht älterer Anlage, aber so sehr verändert durch die darübergehende Phase 3, daß ein Abgrenzen der Ursachen ihrer Lage nicht mehr möglich ist. Als hauptsächlich, z. T. sogar rein nur durch Rückwärtserosion seit der Hauptdislokation entstandene Täler möchte ich die Quertäler an der S-Seite des Unterengadins bezeichnen, welche die Campo-Dolomiten durchschneiden (V. Torta, V. d'Assa, V. d'Uina, V. Triazza, V. Lischanna, V. Scarl,

V. Zuort, V. Plavna, V. Sampuoir). Ihr Gefälle haben sie erst durch die Aufwölbung der Campostirn und das Einsägen des Inn erhalten, dem sie untereinander parallel konsequent zuliefen. Viel verwickelter muß die Geschichte des Spöltales gewesen sein.

Zu den späteren Erosionstälern gehören sicher auch die meisten Täler innerhalb des Silvretta-M., wie Sulsanna, Susasca, Fleß, Sagliains, Lavinuoz, Tuoi, Sertig, Dischma, Flüela, Mönchalp, Vereina, Sardasca. Das Nachtasten nach dem inneren Bau ist besonders deutlich an der Albulapaßlinie, im Gebiete von Bergün, es ist in V. Trupchum, ferner bei V. Tasna—Urschai ausgesprochen. Andererseits sind V. Sinestra, Samnaun, Prättigau unterer Teil, Schanfigg heute die Spuren ihrer Jugendgeschichte verloren gegangen, so daß sie nur noch die Merkmale postdislokationärer Erosionstäler erkenntlich tragen.

Die ostalpinen Täler zeigen sehr oft die Unabhängigkeit der Talgestaltung vom inneren Bau. Der Liaszug Albula—Bormio wird vom Engadin und vom Livignotal ganz unberücksichtigt gelassen; rücksichtslos durchkreuzen der Spöl, V. Bruna und V. Mora den S-Zweig der Engadiner-Dolomiten, als wenn die Weichzone der Liasschiefer gar nicht vorhanden wäre. Dislokationen, die dieses Benehmen erklären würden, sind nicht vorhanden.

Erscheinungen des Sich-rückwärts-Durchschneidens sind häufig. An der W-Grenze des ostalpinen Mittelbündens erstreckt sich der großartige, weite, typische Taltorso der Lenzerheide (Bd. I Taf. XV), der durch die Rückwärtserosion der Schynschlucht aus dem lebendigen Talweg amputiert und nun seither um zirka 850 m in der Austiefung zurückgeblieben und überdies durch Dislokation und Aufschüttung rückläufig geworden ist, während Landwasser, Albula und Oberhalbstein den Gefällsgewinn genossen und mit gewaltiger Austiefung unter die früheren Talstufen beantwortet haben. Herrliche Fels-Terrassen (Brienz, Schmitten, Wiesen, Jennisberg, Stürvis, Saltux, Prasans u. a.) und Talstufenreste in den Talhintergründen (Davos bis Monstein, Bergün, oberes Oberhalbstein) verkünden den früheren Zusammenhang vor der Austiefung nach der Schynschlucht. Der mächtige Gletscher, dem im Diluvium der neue enge Talweg versperrt war und der wieder den alten Haupttalweg über die Lenzerheide gehen mußte, hat nicht im geringsten vermocht, dessen Austiefung nachzuholen!

Die Landquart ist durch Rückwärtserosion dem Davosertal in die Seite gefallen, hat den Talboden zwischen Schlappin und Davos durchschnitten, am Kreuzungspunkte bei Klosters von ca. 1550 auf 1200 m vertieft, die Oberläufe vom Silvrettalgletscher-Gebiete nach NW abgelenkt. Aber auch das alles scheint eine Palimpsestbildung auf einer noch älteren anderen Talordnung zu sein.

Im Gebiete der schweizerischen Ostalpen treffen wir in recht scharfer Gegensätzlichkeit auf die zwei verschiedenen Haupttypen der Pässe (Gebirgspaßsättel).

I. Die große Mehrzahl der Pässe, und im besonderen alle kleineren und höheren Pässe zwischen Nebentälern des gleichen oder verschiedener Flußgebiete, sind „Schneidenpässe“. Sie sind entstanden im Eroberungskampfe zwischen ähnlich wertigen Erosionsgebieten, die rückwärts sich ausdehnend und in ähnlicher Phase ihrer Entwicklung mit ihren Oberläufen aneinander geraten sind. Sie sind in der Hauptsache (Gefälle nach beiden Seiten) symmetrisch.

2. Eine kleine Zahl von Pässen, und zwar meistens die tieferen, die meist Übergänge zwischen großen verschiedenen Talsystemen sind, führen nicht über von beiden Seiten zugeschärfte Bergschneiden, vielmehr sind sie ganz un sym metrisch. Die beidseitigen Talwege stehen in ganz verschiedenen Phasen der Ausbildung. Nur der eine ist ein junger Oberlauf, der andere, der davon getroffen wird, ist ein Stück eines Mittellaufes oder gar Unterlaufes eines greisen, reiferen, großen Tales. Diese Paßseite ist ein mehr oder weniger als Erosionsweg abgestorbener Torso von geringer Böschung, der andere ein Anschnitt durch ein junges steiles, relativ rasch rückwärts greifendes Erosionstal, das dem alten Tal von irgend einer Seite her in seinen Ober- oder Mittellauf eingebrochen ist und ihm einzelne Glieder und damit Fläche und Kraft amputiert hat. Der Greis vermag sich nicht mehr zu wehren, er unterliegt. Der landschaftliche Unterschied beider Paßseiten ist groß. Wir können solche Pässe Torsopässe nennen.

Das offenbar älteste, relativ ausgereifteste Tal unseres Gebietes ist das Engadin. An fünf Gliedern hat es Amputationen erlitten. Immer hat es dadurch Wasser verloren, nie gewonnen; immer haben seine Schwächung, seine Stagnation, sein Zurückbleiben in der Austiefung dadurch sich befestigt. Auf alle diese fünf Pässe steigt man vom Engadin sanft an und jenseits der Wasserscheide steil ab. Am großartigsten ist diese Erscheinung an der Maloja ausgebildet (S. 575 bis 578), wo der Haupttalweg des greisen Tales angeschnitten und das ganze Obergebiet abgelenkt ist. Aber auch Nebentäler sind dem Inn entrissen worden und der Wasserscheidkampf setzt an einem Taltorso an, gegen den Rhein: Julier- und Albulapaß, gegen den Po: Bernina- und Ofenpaß.

Ein anderes, streckenweise etwas ausgereiftes Tal mit Torsopaß ist das Landwassertal. Der un-symmetrische Paß führt von dem flachen Talboden in Davos mit Steilstufe ins Prättigau hinab. Am Flüelapaß treffen wir Nebentäler von den zwei alten Tallinien des Davoser Landwasser und des Inn rückwärts aufeinandergehend. Auch hier ist ein Torsopaß entstanden, allein mit nur wenig ausgeprägter Asymmetrie. Der prachtvolle Torsopaß von Lenzerheide—Parpan hat kulturell nicht die seiner Erosionsgeschichte entsprechende Bedeutung, weil hier nur Zweige des gleichen Flußsystemes in den ungleichen Kampf getreten sind und sich zu einem jüngeren Umweg vereinigt haben.

Damit sind wir schon von den großen alten Grundlinien der Talordnung zu den kleineren Veränderungen in den späteren Abschnitten der Talgeschichte gekommen. Da wird ein genaues Studium der Felsterrassen und Talstufen, der Moränen, Schuttterrassen, Schuttkegel, Bergstürze und überhaupt der heute noch in die Oberflächenform gezeichneten morphologischen Verzierungen uns noch manch merkwürdiges von den jüngsten Ereignissen der Talgeschichte, von der Anpassung der Kleinformen an den Gesteinsbau, den letzten Verschiebungen (Epigenesen, z. B. im Prättigau bei Lunden und Fideris) in den Talwegen berichten können.

Die Stufung ist auch hier in den Quertälern (Oberhalbstein, Albula—Bergün!) viel überraschender ausgesprochen als in den Längstälern. In letzteren ist sie auseinandergezogen. Dagegen ist die Erhaltung der Terrassen in den Längstälern meistens besser.

Das Engadin zerfällt in folgende Abschnitte:

1. Oberstes Engadin. Von der Amputationsstelle an der Maloja (S. 575—578) abwärts: Seenstauung durch Schuttkegel der Seitenbäche (Silsersee, Silvaplannersee, Campfersee) und durch Epigenesen (St. Moritzersee). Viele Inselberge, Gletscherschliffe talaufwärts gegen das Bergell gerichtet. Gefälle von Malojapaßhöhe 1817 bis St. Moritzersee (Oberfläche 1771, Grund 1727) = 56 m auf $16\frac{1}{2}$ km = kaum $0,3\frac{0}{00}$.

2. St. Moritz—Celerina. Erst unterhalb des St. Moritzersees stürzt der Inn, dem See in der Mitte seines N-Randes seitlich entströmend, zum erstenmal durch eine Felsschlucht. Allein diese ist epi-

genetischer Art und weil der Inn jetzt dort geschiefbefrei ist, relativ stabil. Ein älterer Talweg hatte den Felsriegel weiter N unter St. Moritz-Dorf durchschnitten. Die Straße und der „Cresta run“ benutzen den noch gebliebenen Rest der alten Furche. Die Furche ist bei St. Moritz-Kulm und im obersten Teil des Dorfes St. Moritz durch einen vorhistorischen, langsam geflossenen Bergsturzschuttstrom aufgefüllt und verschlossen worden. Anriß des Bergsturzes bei 2360 m, Breite 400 bis 450 m, unten hinter dem Dorf über der Straße 700 m, Länge im Grundriß 1600 m, Böschung 20°. An dem Bergrutsche sind Gips, Rauhwanke, Triasdolomit und Casannaschiefer beteiligt. Reiche Quellen aus den Triasdolomiten haben die Bewegung erleichtert. Der alte Kirchturm bei St. Moritz-Kulm 1856 m steht am Fuß des Trümmerstromes und ist durch denselben schief gestellt worden, ohne sich seit Jahrzehnten weiter bewegt zu haben. Ein noch anderer Talweg lag südlicher in der Linie des Stattersees und wurde durch Glazialschutt eingedeckt. Der jetzige Talweg, die Charnadura, liegt zwischen den beiden älteren. Die wechselnden, zeitweise höheren Stände des Sees ca. 1790 m haben ihre Spuren in alten Uferdelta mit flacher über schiefer Schichtung der Kiese und Sande sowohl als höhere Terrasse des Dorfbachdelta zwischen Dorf und See als auch bei Plaun sec S des Sees, E St. Moritz-Bad (Ausbeutungsstelle für Sand und Kies) und gegen die Meierei hinterlassen.

Das kurze epigenetische Innlaufstück hat vom St. Moritzersee bis an den Ausgang der Charnaduraschlucht in die Alluvialebene auf 1100 m Länge, 43 m Fall, das ist fast 40⁰/₁₀₀. Talgeschichtlich ist die Stauung des St. Moritzersees und die Entstehung der epigenetischen Stromschnelle ein verschwindend kleines Ereignis, allein ihr ist vieles von der jetzt so schönen Gestaltung der Landschaft zu danken.

3. Mit dem Ausgang der Charnaduraschlucht beginnt der Oberengadiner Talboden und setzt fort, breit mit Alluvionen bedeckt, bis Scans, dann z. T. Felsschlucht mit seitlichen Terrassen bis Zernetz.

Das Engadin weist folgendes Längsprofil auf:

Höhenpunkte des Inn	Länge d. Talweg. in km	Absolutes Gefälle in m	Gefälle in ⁰ / ₁₀₀ ca.
Maloja 1817			
	16,5	56	0,3
St. Moritzersee 1771			
Charnadura Stromschnelle	1,1	43	40,0
Ausgang Charnadura 1738			
Oberengadin Talboden	15	80	5,3
Scans 1650			
Scans—Zernetz	13	153	11,76
Zernetz 1497			
Zernetz—Süs—Lavin	9,5	108	11,36
Lavin 1389			
Stromschnelle	17	212	12,5
Schuls 1177			
Unterengadin Talboden	18	141	7,27
Martinsbruck 1036			
Stromschnelle	2,5	30	12,0
Ob. Finstermünz 1006			

In dem Umweg um die P. Nunagruppe, die Oberengadin und Unterengadin trennt, erlangt der Talgrund wieder den Charakter einer Stromschnelle. Dieselbe wird noch ausgeprägter von Lavin bis Schuls, wo die über 100 m tiefe, oft ungangbare Innschlucht von hohen, dorfbesetzten Felsterrassen begleitet wird. 400 bis 500 m über dem Flusse erstreckt sich am N-Gehänge die durch Längsmoräne bedingte oder verstärkte Terrasse von Fetan. Bei Schuls treten wir bis an die Schweizergrenze (Martinsbruck) in die Talstufe des Unterengadin. Bei 1036 m verläßt der Inn die Schweiz und eilt bald durch eine neue Stromschnelle. Daß der Wechsel von Stromschnellen und Talstufen nicht vom Gestein bedingt wird, ist deutlich. Stromschnellen wie Talstufen gehören den verschiedensten, z. T. den gleichen Gesteinen an und wandern im Laufe der Zeit talaufwärts.

Obige Tabelle ist eine Aufzählung jetziger Episoden in der Talbildung des Engadin. Die Großformen von Berg und Tal bleiben das Erbe einer viel weiter zurückliegenden, nicht mehr ausreichend zu erkennenden Vergangenheit im Modellierungswerke, und nur hie und da können wir aus der Wirkung noch eine Ursache durchschimmern sehen. Meistens sind der Palimpseste viel zu viele übereinander gesetzt worden!

Seen. Die Stauung großer Talseen durch die letzte Phase isostatischer alpiner Einsenkung hat nicht mehr in das ostalpine Graubünden einzudringen vermocht. Die sehr zahlreichen Kleinseen des Gebietes sind sehr mannigfaltiger und lokaler Entstehungsart. Die größeren sind Aufstauung durch Bergstürze (See von Poschiavo, Davoser See), oder sind in geschwächten Talwegen durch Schuttkegel von Seitenbächen und Epigenesen (Oberengadinerseen) entstanden. Paßtäler, Gebiete von Talverlegungen, Rutschgebiete, Terrassen mit Moränen enthalten Kleinseen schwarmweise. Viele Seen sind nur noch Relikte früherer größerer Wasserbecken. Die durch Zuschüttung schon in statu nascendi oder nach längerem oder kürzerem Dasein bereits wieder erloschenen Seen sind viel zahlreicher als die noch vorhandenen. Es ist im ostalpinen Graubünden in allen diesen Dingen gleich wie im Alpengebiete überhaupt. Die Oberflächenformung hat sich nicht darum bekümmert, welcher Decke das von ihr in Bearbeitung genommene Gestein angehöre. Nähere Beobachtung der Kleinseen würde uns auch hier zur Unterscheidung vieler nach den Ursachen verschiedener Typen führen und uns von der Schematisierung auf die Formel „Glazialseen“ gründlich befreien.

Unsere Versuche, das Netzwerk der Täler und Berge nach seinen Formen zu verstehen, haben uns auch hier nirgends auf eine „präglaziale Ausreifung“ des Gebirges und auf eine „Neubelebung der Talbildung durch Austiefung durch die Gletscher“ geführt. Abwitterung und Erosion, provoziert durch die Rindenbewegungen, haben in den Alpen ein ausgebreitetes „Ausreifen“ der Formen nie gestattet. Die „Schneiden“ sind wohl längst die vorherrschenden Gestalten geworden und geblieben. Die Gletscherarbeit in der Ausbildung der Täler ist verschwindend klein.

Die Auskleisterung der Täler mit Glazialschutt ist sehr unregelmäßig. Ältere Endmoränen sind nicht häufig in den Gebirgstälern erhalten. Viel eher sind schöne Längsmoränen auf Talterrassen zu finden. Erratische Blöcke treten schwarmweise auf, sanfte Talgehänge sind mit Moränen bedeckt. Weil die verschiedenen Eiszeiten fast nirgends in den inneren Alpentälern zu unterscheiden sind, gelingt es auch kaum, eine Talgeschichte durch die verschiedenen Abschnitte der Eiszeit zu verfolgen.

2. Von der Höhe des Gebirges.

Wenn wir von einem beherrschenden Aussichtspunkte das Gipfelmeer überschauen, so fällt uns sofort auf, daß kein Gipfel übermäßig über alle anderen heraus-

ragt. Wo auffallend hohe Gipfel sich zeigen, stehen sie nicht vereinzelt, sondern in Gruppen beisammen. Es beherrscht also Gesetz die „Gipfflur“. Schon öfter sind wir auf die Erscheinungen der Gipfflur gestoßen. Auch im ostalpinen Gebiete zeigen sich ihre Gesetze klar ausgeprägt.

Innerhalb der schweizerischen Ostalpen treffen wir nur auf eine auffallende Erhöhung der Gipfflur in beschränkter Ausdehnung. Sie betrifft das Berninagebirge. Es liegt nahe, diese Erscheinung zurückzuführen auf die ungewöhnliche Höhe der Erosionsbasis, die durch den Oberengadiner Talboden (1800 m) gegeben ist — und vielleicht auch noch auf die große Resistenz der Intrusivgesteine dieser Gebirgsgruppe. Ein Vergleich von Bernina-M. mit Bergeller-M. gibt die Beweise für das erstere in Zahlen wie folgt:

Gipfflur des Bernina-Massives:		Begleitende Erosionsbasis:	
Höchster Gipfel: P. Bernina	4055 m	Oberengadin Maloja	1817 m
Mittlere Höhe der 10 höchsten Gipfel	3900 „	bei Samaden	1720 „
Mittlere Höhe der 20 höchsten Gipfel	3530 „	Flußgefälle auf dieser Strecke: absolut = 99 m	
		relativ = $5,7\text{‰}$.	
Gipfflur des Bergeller-Massives:		Begleitende Erosionsbasis:	
Höchster Gipfel: Cima di Castello	3400 m	Bergell bei Casaccia	1460 m
Mittlere Höhe der 10 höchsten Gipfel	3344 „	„ bei Castasegna	628 „
Mittlere Höhe der 20 höchsten Gipfel	3158 „	„ bei Chiavenna	332 „
		Flußgefälle auf dieser Strecke absolut: 778 m,	
		relativ: 52‰ .	

Am S-Abhang sind die Bedingungen bei diesen beiden Gebirgsgruppen fast gleich.

Die Gipfflur ist also im Berninagebirge für die 10 höchsten Gipfel um volle 550 m, für die 20 höchsten Gipfel noch um 345 m höher als im Bergeller-M. Die nächste nördliche Erosionsbasis liegt vor dem Bergeller-M. um 1000 bis 1400 m tiefer und dem Wasserscheidehauptgrat um $2\frac{1}{2}$ km näher als vor dem Berninagebirge. Der Zusammenhang von Gipfflur mit Erosionsbasis ist deutlich. Ähnliche Taldichte vorausgesehen, bedingt die größere Tiefe der nächsten Erosionsbasis auch tiefere Gipfflur. Dieser Vergleich beweist, daß die überragende Höhe der Berninagruppe der Stagnation in der Austiefung des Oberengadins zu verdanken ist (S. 575—578). Der Gebiets- und Wasser-Raub der Maira ist daran schuld! Er hat dem Oberengadiner Inn seine Erosionskraft genommen und das Tal schon vor den beiden späteren Eiszeiten in Stagnation ohne weitere Vertiefung zurückgelassen. Die Eisflut hat sich auch hier unfähig erwiesen, eine Neubelebung der Talbildung zu schaffen. Der Wasserzuschuß für die Maira dagegen hat seine Wirkung getan. Das Bergell ist furchtbar eingetieft, und die Gipfel des Bergeller-M., die gewiß die Bernina noch in geologisch junger Zeit hoch überragt hatten, haben die Raubtat ihrer Wasser an ihrer Höhe büßen müssen. Trotz entsetzlicher Schroffheit der Talgehänge und der Gräte und Gipfel und trotz dem noch frischeren massiven Material, aus dem sie geschnitten sind, ist ihre Gipfflur viel niedriger als diejenige des Bernina-M. geworden. Dem Berninagebirge ist als Entschädigung die größere Gipfelhöhe geblieben.

Wenn wir aber eine richtige Vorstellung vom Verwitterungs- und Erosionswerk in unserem Gebirge, dem allein die ganze Oberflächenmodellierung zu verdanken

ist, gewinnen wollen, so müssen wir die vorhandenen Höhen der Berge vergleichen mit den Höhen, auf welche wir kommen, wenn wir das jetzt fehlende, abgetragene, uns, der Gebirgstektonik entsprechend, ergänzt denken. Abgesehen von isostatischen Bewegungen, welche Meerhöhe würde das Gebirge ohne Verwitterungsabtrag haben? Wie groß ist der tatsächliche Abtrag bis heute geworden?

Das Resultat, zu dem wir auf diesem Wege für die Berghöhen gelangen werden, gilt zahlenmäßig fast unverändert auch für die Talhöhen, denn die mittlere Dichte der Talwege und die mittleren Gehängeböschungen können nur in geringen Grenzen geschwankt haben. Die Berggräte sind meistens „Schneiden“, d. h. von unten nach oben zugeschärft, ohne Reste ursprünglicher Oberfläche. Schon lange sind sie so gewesen und werden immer neu geschärft. Überall im Alpengebirge liegt die heutige Oberfläche tief unter jeden Rest ursprünglicher Aufstauungsoberfläche eingegraben.

Unter Berücksichtigung der Variationen in der Mächtigkeit der Dn. in, ihrem kristallinen wie sedimentären Teil, der zonenörtlichen Tektonik (normal liegend, ausgedünnt oder gehäuft geschuppt) und der Schichtstellung, und indem wir alle Beträge eher zu niedrig ansetzen, kommen wir auf die folgenden Zahlen, die allerdings nur angenähert sind, aber selbst bei einem Fehler von 1000 bis 2000 m das gewonnene Resultat nicht wesentlich ändern.

In den im folgenden gegebenen tektonischen Höhen messen wir vom jetzigen Meerniveau bis an den Malm der oberostalpinen D. als obere Grenze:

1. Gipfelgestein aus der Silvretta-D.

	Meerhöhe	Tekton. Höhe	Abtrag
Scesaplana (Silvrettalial)	2969	ca. 4500	ca. 1650
Hoch-Ducan (Silvrettatrias)	3073	„ 4100	„ 1000
P. Kesch (Silvrettakristallin)	3420	„ 6500	„ 3000
P. Buin (Silvrettakristallin)	3316	„ 7000	„ 3500
P. Lischanna, P. Chazforà (Klippen des Silvrettakristallin)	3100—3000	„ 9000	„ 6000

2. Gipfel aus unterostalpinem Mesozoikum

Sulzfluh (Sulzfluhthithon)	2820	ca. 4300	ca. 1500
Falknis (Couches rouges)	2600	„ 4600	„ 2000

3. Gipfel aus unterostalpinem Kristallin

P. Languard (Languard-D., oberer Rand)	3268	ca. 13500	ca. 10000
P. Bernina (Bernina-D., oberer Teil)	4055	„ 17000	„ 13000
P. Corvatsch (Bernina-D., Basis)	3456	„ 19500	„ 16000
P. d'Err (Err-D., oberer Rand)	3395	„ 19500	„ 16000

4. Gipfel aus der Margna-D.

P. Tremoggia (Trias)	3452	ca. 21500	ca. 18000
P. Forbisch (Flysch)	3258	„ 15000	„ 12000?
P. Muttler (Flysch)	3298	12000	19000?
Pzo. d. Margna (Altkrist.)	3162	20000	17000
P. Platta (Ophiolithe)	3398	20500	17500
Hochwang (Flysch)	2535	9500	7000

5. Gipfel aus tieferen Dn. (Westalpen).

P. Suretta (Suretta-D.)	3025	18000	15000
P. Tambo (Tambokrist.)	3279	23000	19000

Die in Betracht gezogenen Gipfel stehen zwischen 2600 und 4055 m Meerhöhe, ihre mittlere Höhe ist 3194. Sie schwankt um etwa $\frac{1}{8}$. Die tektonischen

Höhen schwanken aber von 4100 bis 23000 m, also fast um ihr fünffaches und steigen über das siebenfache der erhaltenen Meerhöhen. Diese Gipfel könnten nach ihrem Bau um gegen 20000 m verschieden hoch sein, von den einen sind bloß etwa 1000, von den anderen etwa 20000 m abgetragen worden! Der Abtrag wechselt enorm, und zwar im Sinne der Höhenausgleichung. Er stützt alles auf annähernd gleiche Gipfelhöhen zu, er bewältigt die ursprüngliche Höhenanlage vollständig und nivelliert zu einer allgemeinen Gipfelfur. Er hat auf enormen Flächen mehrere Dn. von je mehreren tausend Metern Mächtigkeit abgetragen und nichts übermäßig überragen lassen.

Noch viel gewaltiger tritt uns diese Erscheinung vor Augen, wenn wir das ganze Gebiet der Alpen vergleichend überschauen. Die S. 69 notierten Minimalzahlen hatten wir noch viel zu ängstlich angesetzt.

Die Verwitterungs- und Erosionsabträge müssen sich, möglichst bescheiden gerechnet, nach unserer heutigen Einsicht in folgenden Zahlen bewegen:

Vom Säntis sind nur helvetischer Flysch und etwa noch Reste der Klippen-D. abgetragen worden, falls dieselben hier jemals so weit hinausgereicht haben. Die oberostalpine D. hat den Säntis sicher nicht mehr überfahren. Abtrag ca. 1000 m. Vom Tödi ist autochthoner Flysch und sind die helvetischen Dn. weggenommen. Je nachdem die Klippen-D. in dieser Zone schon durchgerissen war und passiv weiter verschleppt worden ist oder nicht, kommt für diese noch ein Betrag in Rechnung. Abtrag = 5000—6000 m. Vom Scheitel des Aarmassives ist überdies noch der autochthone Sedimentmantel und ein Teil der Massivgesteine verschwunden, streckenweise war derselbe durch parautochthone Faltung gehäuft. Abtrag = 6000—15000 m. Weiter gegen S kommen wir unter eine viel gewaltigere Bedeckung mit penninischen und mit Ausläufern der ostalpinen Dn. Da wo diese heute noch erhalten sind, führt uns möglichst bescheidene Schätzung auf folgende Mächtigkeiten von unten nach oben: Antigorio-D. 2 km, Tessiner-D. 7 km, Adula 4 km, Tambo 4 km, Suretta 6 km, Margna 3 km. Zonenweise kommen starke Verquetschungen, zonenweise aber auch starke Anschwellungen durch Stauungen vor, und kaum irgendwo waren alle Dn. in normaler Mächtigkeit übereinander vorhanden. Die unterostalpinen Gebiete bringen, so klein als möglich gerechnet: Err-D. = 2 km, Bernina-D. = 2½ km, Languard-D. = 1½ km. Dabei wird diese Mächtigkeit im südlichen Teil vorherrschend durch den altkristallinen Kern, im nördlichen Teil durch die vorgeschobenen verschuppten Sedimente gegeben. Die mittelostalpine D. mit 6 km bleibt in der südlichen Hälfte der Alpen zurück. Die Silvretta-D. mißt in ihrer vollen Entwicklung über 7 km.

Diese Zahlen unter gleichzeitiger Berücksichtigung des Ausbleibens oder der Verquetschung einzelner Dn. in dem mächtigen Stockwerk führen uns unwiderruflich zu Minimal-Beträgen wie:

Abtrag über dem Gebiete der Tessiner-Dn. und in der Zone des wurzelnahen Firstgewölbes	30—35 km
Abtrag über der Splügenzone	25—27 „
Abtrag über dem Penninikum (über dem Averser und Oberhalbsteiner Bündnerschiefer, südlicher Teil)	15—18 „
Abtrag über dem Penninikum (nördlicher Teil, Prättigauflysch)	7 „

Es ist also vielerorts eine Deckenrinde von 20—30 km Dicke von unserem Alpengebirge abgetragen worden.

Kurz gefaßt, lautet das Resultat dieser Betrachtung dahin: Die Höhe eines Berges hängt nicht von seinem tektonischen Bau, sondern mehr von seiner Lage im ganzen Gebirge ab und die Höhen sind durch den Verwitterungsabtrag in erstaunlichem Maße vermindert und ausgeglichen worden. Statt Berghöhen wechselnd von 1000 bis 35000 m Höhe finden wir nur solche unter 5000 m.

Die Dicke des ganzen Deckenbaues der Alpen betrug in den Grenzregionen vom penninischen zum ostalpinen Gebiet, auf weite Erstreckung gemessen, von der Sohle der Antigorio-D. bis zum Malmscheitel der Silvretta-D. 40 bis 50 km. Hierzu führt uns die Summation der Mächtigkeiten von 11 bis 12 übereinander liegenden Dn., die durch Axialgefälle bald eine unter die nächste in die Tiefe tauchen, bald wieder heraufsteigen. Dieser gewaltige Betrag der alpin gehäuften „Erdhaut“ ist in eine Gipfelflur von 2000—4000m Höhe ausgeglichen. Dabei mußten die Eintiefungen der Täler stets in ähnlichen Beträgen der Erniedrigung der Gipfel vorangehen, denn die Eintiefung betraf das ganze Relief.

Innerhalb der Austiefung des Gebirgskörpers um solche Beträge hatte die Verteilung von Berg und Tal die Möglichkeit, sich vielfach vollständig umzugestalten, unter Anpassung an die verschiedensten, zeitweise vorhandenen, jetzt unsichtbar gewordenen Ursachen. Alte Wirkungen jetzt ausgeschalteter Ursachen wurden gewissermaßen herabprojiziert, eingetieft, eine über die andere, auf die heutige Oberfläche hinab. Aus der Gestaltung der heutigen Oberfläche alle diese Ursachen noch erkennen zu wollen, ist vielfach ein aussichtsloses und irreleitendes Beginnen. Der Fehler liegt nahe, Erscheinungen der letzten Phasen für maßgebende Lenker einer viel entfernteren Vergangenheit zu halten. Die ganze Theorie der glazialen Talbildung im Hochgebirge beruht z. B. auf einem Irrtum dieser Art, und ebenso die von manchen Morphologen an die „Gipfelflur“ geknüpften Vorstellungen.

Wenn van Valkenburg wieder 1918 zu dem Schlusse gelangt: „Das Gebiet der Schweizeralpen ist einmal abgetragen gewesen zu einer ausgeglichenen Landschaft, welche in den Flächenresten und in gewissen Zonen der Gipfelhöhenkonstanz bewahrt geblieben ist“, so müssen wir uns verwahren gegen ein solches Phantasiegebilde, das bloß aus dem Schein äußerer Formen abgeleitet ist, aber den Tatsachen des inneren Baues, des Abtrages und des jetzigen Fortganges desselben vollständig fremd gegenüber steht. Stumpfe Gipfel und Gipfelflur sind keine Reste primärer Plateaus und keine Reste einer Peneplain. Der geologische Bau der Gipfel einer Gipfelflur ist viel zu wechselvoll und niemals zu einem primären Plateau sich zusammenfügend. Die Gipfel und Gräte sind in steter Umbildung begriffene „Schneiden“, keine Reste einer früheren Peneplain. Wie sollten die Alpen während und seit der Zeit der sie schaffenden Dislokationen und formenden Verwitterungsabträge in den Vertikaldimensionen um mehr als 30 km wechselnd, jemals Zeit gefunden haben, eine „reife ausgeglichene Landschaft“, eine „präglaziale Peneplain“ usw. zu bilden?

Die „Gipfelflur“ die viele tausende von Metern der Ungleichheit in der Gipfelhöhe zu bezwingen und auszugleichen versteht, scheint uns die notwendige Folge des Zusammenwirkens zu sein vom Niveau der Erosionsbasis mit der Dichte der Flüsse und den mittleren Abwitterungsböschungen. Diese Faktoren mußten die Gipfelflur schon in den ersten Stadien der Alpenstauung erzeugen und sie in immer wieder neuer Eintiefung der Täler durch alle Phasen und Wechsel der Zeiten hindurch erhalten oder neu schaffen. Der erstere Faktor, Erosionsbasis, ist vorherrschend jeweilen isostatisch bedingt, der letztere, *Flußdichte*, z. T. vererbt, z. T. von der Niederschlagsmenge beherrscht und beide, *Flußdichte* und *Gehängeböschungen* waren nie sehr großen Variationen zugänglich.

3. Notizen über Bergstürze im ostalpinen Graubünden.

Als faßbare Episoden der Oberflächenformung, Talbildung und Talausweitung, sei auch hier wieder einiger Bergstürze des Gebietes gedacht. Ihre Zahl ist sehr groß.

Die erstaunliche Stabilität der Formen im Oberengadin, wo die Abschrägung der Gehänge nicht mehr von Sohlenanschnitt veranlaßt wird, sondern vorherrschend von Verringerung der Maximalböschung des Gesteines durch die langsam eindringende Verwitterung und von lokalen Einschnitten der Nebentäler abhängt, steht in einem auffallenden Gegensatz nicht nur mit dem Bergell, sondern auch mit dem Unterengadin. Etwa bei Giar sun beginnt dort die Stromschnelle. Von Giar sun bis Schuls vertieft sich das Innbett und die untergrabenen Gehänge werden steil und brechen bald da, bald dort nach. Eine ganze Menge gefährlicher Rutschungen begleiten diese Talstrecke.

Zwischen Guarda und Ardez greifen tiefe Felsrutschungen am W-Rande des Unterengadinerfensters vom Inn bis über 2100 m Höhe an das Gehänge des P. Cotschen hinauf. Silvrettaalkristallin, unterostalpine Sedimente und penninische Schiefer sind daran beteiligt. Die Poststraße und der Bahntunnel in der Region von Magnacun und St. Steiven bis V. Prauost hatten auf etwa 2 km Länge schon beim Bau und haben beim Unterhalt mit steten Schwierigkeiten zu kämpfen, obschon der Tunnel aus Furcht vor den Rutschungen gegenüber dem Projekt viel weiter bergwärts eingebogen worden ist. Ich wüßte nicht, wo dort etwas Festes zu finden wäre. Dazu hat der Tunnel hier unter der Silvrettaüberschiebung Gips und Gipswasser mit einem für das Mauerwerk zerstörenden Chemismus getroffen. Befestigung durch Querverbauung der Innsohle wäre möglich, ist aber wegen der ungeheuren Kosten unausführbar und würde nicht schnell wirken. Unterhalb Ardez folgen Absenkungen in Treppenstufen am unteren Rand des Tasnagranites, dessen Unterlage unsicher ist. Auf der rechten Talseite zeigt sich Ähnliches (Tarnuzzer). Die bebauten und bewohnten Terrassen von Aschera sind zeitweise in Bewegung. Das Unterschneiden durch den Inn wird unterstützt durch die Einsickerung von oben kommender Quellenläufe in die sich öffnenden Risse. Stellenweise wurden Bewegungen von $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ m im Jahre an Gebäuden beobachtet. Weiter talauswärts findet man in Vallatscha und Chaposch die Anzeichen älterer Bewegungen, deren jetziger Stillstand wahrscheinlich nur vorübergehender Natur ist.

Eine Rutschung anderen Charakters hatte die hohe aussichtsreiche Terrasse von Fetan zu erdulden:

Der Steilhang vom Inn 1212 m bis unter die Terrasse von Fetan bei 1500 m besteht aus bergwärts nach NW fallenden Bündnerschiefern, die bis heute ohne jedes Anzeichen von Bewegung dastehen. Darüber folgt eine flachere Stufe mit ca. 1 km langem Längsrücken, gebildet durch eine mächtige Wallmoräne, die auf einer Bündnerschieferterrasse aufliegt. Dieser mächtigen Moräne gehören die schönen Felder von Cattüra an, hinter ihr liegt ein wasserreiches Längstälchen und am E-Ende des Moränenwalles das Dorf Fetan bei 1648 m. Die Moränenterrasse zerriß in der Zeit von 1870 bis 1883 immer mehr; gegen 15 ha Kulturland wurden verrutscht, Wege unterbrochen, Telegraphenleitungen zerrissen. Die „festen Felsen“, auf denen nach der damaligen Meinung das Dorf stehen sollte, sind nur große erratische Blöcke innerhalb der Moräne. Der weithin leuchtende Kirchturm ist auf einen solchen fundiert, der Keller eines Hauses in einen solchen gesprengt. Die Risse hatten am unteren Rande der Moränenterrasse begonnen, 1882 griffen sie schon an die Kammlinie des Moränenwalles und in die Häuser des Dorfes.

Die Untersuchung (durch Alb. Heim) ergab 1881, daß Einsickerung zahlreicher Quellen in den Moränenboden die Ursache der Rutschung sei. Ein entwässerter Moränenboden würde bei den mäßigen Böschungen der Terrasse sich nicht bewegen. Die Entwässerung der hinter dem Moränenwall liegenden Sümpfe (der Palüds da Seinas) und die Ableitung der Brunnenwasser und Dachwasser des Dorfes, die bisher überall im Dorfe einfach in Sickerschächte geleitet worden waren, mußte die ganze Bewegung abstellen, die unter der Moränenterrasse über dem Bündnerschiefer hervortretenden Quellen zum Versiegen bringen und Fetan retten (Gutachten an den Kanton Graubünden und Neu-jahrsbl. Nat. G. Zürich 1882). Die Entwässerungsarbeiten sind dann größtenteils durchgeführt worden und seither steht Fetan wieder fest. Auch die Lawinen, die früher wiederholt das Dorf schädigten, sind verbaut; dagegen ist Fetan mehrmals durch Brände schwer geschädigt worden.

Große Bergstürze aller Art, die in lebendige Talwege sich werfen, sind rascher Zerstörung ausgesetzt. Aus geringen Resten lassen sie sich oft kaum mehr rekonstruieren. Viele werden deshalb übersehen. Bei manchen verschwindet das Abgelagerte vorweg vollständig, die Ausbruchsnischen nur bleiben länger erkennbar erhalten (z. B. St. Steiven zwischen Bos-cha und Ardez). Dagegen bleiben Bergstürze lange Zeit in unveränderter Gestalt erhalten, wenn sie in einen abgestorbenen Talweg fallen. So ist auf dem Boden des Taltorso der Lenzerheide in weiter Ausbreitung ein großer Bergsturz unverändert erhalten geblieben, der Bergsturz von Parpan.

Tarnuzzer hat (Jahresber. Nat. G. Graub. 1898) „die erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden—Parpan“ beschrieben. Er unterschied die weithinauf an den Gehängen zerstreuten erratischen Blöcke des großen diluvialen Talgletschers von denjenigen eines Lokalgletschers aus Sanaspans und von den Bergsturmassen aus dem östlichen Gebänge, die er in ein Ausbreitungsgebiet der Triasblöcke und ein solches der Amphibolite und Gneise zu trennen sich große Mühe gab. Als ich 1915 das Gebiet, leider nur während wenigen Stunden, begehen konnte, kam ich zur Auffassung daß, abgesehen von vielen kleinen Gebängeabstürzen, nur ein großer Bergsturz vorliege. Sein Abrißgebiet erstreckt sich vom Weißhorn bis gegen das Rothorn, zwischen Mutta 2267 und Schaingels 2304. Die Lücke zwischen den beiden Bergen ist z. T. durch den Ausbruch entstanden. Er brachte Trias und kristallines Gebirge im gleichen Schlag zu Tale, und in dessen Ablagerungsgebiet sind diese Gesteine nur als Schlieren, nicht als verschiedene Stürze zu deuten. Die Umgrenzung der einheitlich hingestürzt liegenden Masse ist fast ringsum prägnant und scharf durch deutlichen Randwall oder Randabfall gegeben. Ihrem Hauptstromstrich E—W gehört der Talquerwall zwischen Valbella und Parpan an mit ca. 1560 m Sattelhöhe und Aufbrandung gegen W bis über Sartons auf 1660 m. Von hier ab folgt beidseitige Ablenkung in den Talweg nach S und nach N auseinander. Nach links (S) geht der Trümmerstrom bis zur Mündungsstelle der Ova da Sanaspans in den Heidbach bei Lai 1461, mit Stromlänge 3350 m; Gefälle von der Brandungsstelle bis ans Ende ca. 200 m, von dem Scheidesattel 100 m; Strombreite 1200 m; Westrand von Sartons 1660 m über W Liebschas 1550, E Masons 1560; Ostrand E Canols 1530, bei Dieschen 1510. Der Strom ging also am aufbrandeten W-Rande höher als am E-Rande. Nach rechts verläuft der Rücken des NNW gerichteten Trümmerstromes durch Parpan 1511, Städtli 1358, sein Frontende liegt am oberen Ende von Churwalden bei 1250 bis 1260 m. Länge des Schuttstromes gegen NNW = 2600 m, Breite bei Parpan 600, unterhalb Städtli 400 m, Oberflächengefälle 300 m. Der obere Rand (Anfang) des Ablagerungsgebietes gegen die Sturzbahn liegt bei 1615 m. Die Oberfläche des ganzen Ablagerungsgebietes mißt nach meinem Eintrag in die 1:50000 Karte ca. 5,78 km². Maxim. Sturzhöhe 1550 m. Böschung der Bahn 22°, Böschung vom vermutlichen oberen Abrißrand bis an den obersten Aufbrandungspunkt 20°. Das Volumen ist von der Größenordnung 100 Millionen m³. Der Heidsee (nur z. T. natürlich) liegt in der Mulde zwischen Brandung und Rückbrandung im linken Teilstrome. Kleine Tümpel und Sümpfe finden sich mehrfach gestaut an der Außenseite des Trümmerstromrandes. An der westlichen Aufbrandungsseite findet man auf der über 6 km langen Randlinie sehr oft den Bündnerschiefergrund aufgeschürft wie ein Schneepflugwall, oder in Schlieren mit einbezogen in die gestürzte Masse.

Wer die ganze Gestalt des Bergsturzes von Parpan ins Auge faßt, erkennt sofort, daß eine Summation mehrerer kleinerer Bergstürze diese Gestalt nie erzeugt hätte. Nur ein einmaliger ganz großer Absturz konnte so hoch gegenüber aufbranden und dazu noch links und rechts diametral auseinanderfahrend noch zwei so starke kompakte Trümmerströme ohne jede Randstreung ergeben. Der Bergsturz von Parpan ist prähistorisch, aber aus der guten Erhaltung seiner Formen und dem Fehlen aufliegender Moränen zu schließen, postglazial.

Eine eingehende Untersuchung des Taltorso von Lenzerheide durch Herrn cand. geol. Glaser (Bern) ist im Gange.

Ein großer Bergsturz hat in die Stufung des Oberhalbstein eingegriffen. Die flache tiefere Talstufe reicht bis hinter Tinzen mit ca. 1200 m. Dann folgt ein vorgeschobener mächtiger Fels-

rutsch. Dorf Rofna mit 1458 m liegt auf der Riegelhöhe. Der obere Talboden ist um 200 m über die untere Stufe aufgeschüttet. Alp Sumnegn 1872 m liegt im Nacken des abgesunkenen und vorgestoßenen Gebirgsteiles, und vor dem P. Colm 2405 dehnt sich die etwa 300 m hohe Nischenwand als gewaltiger Abrißbogen mit $1\frac{1}{2}$ km N-S Schenlänge. Die Schätzung ergibt mir für die im Mittel um etwa 1 km schief gegen NW abgesenkte Gesteinsmasse ca. 500 Millionen m³ Inhalt. Gesteinsmaterial: Margna-D.

Das Prättigau-Schanfigger-Halbfenster ist reich an Bergstürzen, besonders in Form der langsamen Felsrutschungen (Absenkungen), wie sie stark lebendigen Schiefergebieten eigen sind. Auch die oben genannte Bewegung von Rofna hat diesen Charakter. Die folgenden Notizen (Über Prättigau und Arosa, z. T. nach mündlicher Mitteilung von Cadisch) mögen zugleich als ergänzender Nachtrag zu S. 582/83 gelten.

Eine alte ausgedehnte Abrutschung erstreckt sich im Prättigauerflysch am nördlichen Gehänge zwischen Mezzaselva und Küblis. Saas liegt auf dem davon abgespülten relativ stabilen Fuß, der aus mehreren Schuttkegeln zusammengesetzt ist. Die sanfter geböschten Stufen Mittelberg und Oberberg NE über Saas sind mehr oder weniger ausgeglichene Absenkungsstufen in der weiten Ausbruchsnische. Die Bewegungen sind nur zeitweise fühlbar. Die Auswulstung des Gehängefußes bei Mühleobel und das darüber liegende Gebiet von Flersch und Planca scheint zurzeit am ehesten zur Bewegung geneigt zu sein. Der Wasserwerksstollen ist durch einen Bogen bergwärts der Gefahr ausgewichen und hat dort festen Grund getroffen.

Das linke Ufer der Landquart gleich unter Klosters-Platz wird von der Ausbauchung einer Felsabsenkung geformt und zwischen diese und den gegenüberliegenden Bachschuttkegel wird die Landquart in enge Rinne zusammengedrängt. Der obere Anriß bildet eine gegen NE offene Nische unter Cotschna von 460 m Tiefe. Über dem Zugwald stehen wir bei 1800 m Höhe auf dem Nacken der abgesunkenen Masse, die sich von hier in Gestalt eines Kugelstückes bis an die Landquart auswulstet. Abgesunkene Masse 3 km breit, 1 km vorgestoßen, 600 m hoch, Volumen ca. 300 Millionen m³. Spuren eines langsamen zeitweisen Bewegungsfortganges sind der Bahnlinie, die gerade im unteren Teil der Ausbauchung eine große Schlinge macht, nicht erspart geblieben. Beteiligt sind Prättigauflysch und unterostalpine Schuppen.

Über den Todtalbergsturz (Serpentin), der die Wasserscheide von Landwasser und Landquart bildet, ist schon S. 750, über denjenigen ob St. Moritz-Kulm S. 801 berichtet worden. Der erstere war ein plötzlich in einem Schlage abfahrender, während und durch die Bewegung in einen Trümmerstrom sich auflösender Felssturz; der letztere ist ein langsam entwickelter, langsam kriechender Felstrümmerstrom, dessen Bewegung stark von der Durchnässung abhängt.

Wiederum besonderer Art ist ein Bergsturz aus der Neuzeit, der an der S-Seite des Lenzerhornes sich löst und gegen Brienz bewegt. In der Bewegungsart ist er sehr ähnlich dem eben genannten von St. Moritz.

An der SW-Ecke des Lenzerhornes bei 1440 bis 1560 m brechen die flach S fallenden Schichten der unteren Trias in gewaltigen Stufen von 300 bis 400 m Breite ab und sinken langsam gegen S. Der unterliegende Bündnerschiefer (Flysch) wird vorgepflügt und allmählich bildet sich ein Gemisch von in Blöcke aufgelöstem, gelbem Triasdolomit mit blaugrauem bis graphitgrauem Bündnerschiefer, das nach Art eines langsam kriechenden Schuttstromes sich bewegt. Nach der ersten lebhaften Bewegung vom November 1878 erinnerte der Bergsturz von Brienz in seinen queren Abrißspalten wie in seinem unteren Strom und dessen Radialrandspalten durchaus an den unteren Teil des Rhonegletschers, wie er etwa um 1880 aussah. Bis 1882 waren $2\frac{1}{2}$ ha Wiesen und Felder und 3 ha Wald verschüttet. Die unten scharf begrenzte, mächtig gewölbte Schuttstromzunge schritt per Tag je nach der Witterung (Durchnässung) einige m, oder bloß einige cm vor, oder stand auch dazwischen wieder tage- und wochenlang still. Sie überschüttete zuerst im Herbst 1880 die Poststraße, welche die Dorfterrasse Brienz—Alvaneu—Schmitten—Wiesen mit dem oberen Landwassertalboden verbindet. Im folgenden Frühling rückte der Schutt um 5 m vor. Die Straße mußte

verlegt werden. In neuer Lage wird sie wieder bedroht. Der Trümmerstrom kann auch bis an die Eisenbahn vorrücken, wo Verlegung in einen Tunnel bergwärts als nächstliegendes Hilfsmittel sich bietet.

Das Eigentümliche am Bergsturz von Brienz ist: Abtrennung anstehender Felsmassen quer zur Schichtung nach Art eines Felssturzes, aber Bewegung erst auf tektonischer Rutschfläche, dann als langsamer Trümmerstrom nach Art einer Schuttrutschung. Die Bewegung wird unterhalten durch die Sickerwässer des oberen Gehänges, die durch die Spalten und große Dolinen im Dolomite (unter den Maiensässen von Propisi sot) auf die unterliegende, S fallende Überschiebungsfläche der penninischen Tonschiefer einsickern. Die Überschiebungsfläche des Ostalpinen auf dem Penninikum ist hier — freilich unter Umkehr der Bewegungsrichtung — zur Bergsturzrutschfläche geworden. Richtige Entwässerung des Obergehänges und Verschuß der Trichter würde Ruhe bringen. In der Nachbarschaft des jetzt lebendigen Bergsturzes von Brienz finden sich gegen W und gegen E mehrfach die Spuren älterer schon vollzogener ganz ähnlicher Bewegungen (A. Heim, Über Bergstürze, Neujahrsbl. Nat. G. Zürich 1882).

Die Terrainbewegungen von Arosa haben mit denjenigen von Brienz insofern eine gewisse Ähnlichkeit, als auch hier ostalpine Massen sich auf dem überschobenen penninischen Tonschiefergebirge bewegen. Arosa und Umgebung ist ein alter kompliziert verrutschter Talkessel, in welchem tektonische Bewegungen von Verschiebungen nach Art der Verwitterungsrutschungen oft nicht unterschieden werden können. Ein Teil der lieblichen Abstufungen und die meisten Seen sind hier Folge vorhistorischer Rutschungen. Bei tiefgründigen Fels- oder Schuttrutschungen entstehen oft kleine Seen oder Sümpfe, sie liegen vereinzelt oder in Ketten im Nacken des abgesunkenen Gebirgstalles, d. h. in der Einsenkungsfurche zwischen Ausbruchsnischenwand als Hintergrund und dem obersten Teil des abgesunkenen Stückes. Hunderte kleiner Bergseen sind in den Alpen nach dieser Art entstanden und verraten sofort demjenigen, der dafür das Auge hat, die alte, meistens auch zeitweise wieder auflebende große Bodenbewegung. Arosa ist ein Musterstück dafür.

Bergstürze, Rutschungen können also auf sehr verschiedene Art Seen erzeugen: 1. Im Ablagerungsgebiete a) zwischen den eigenen Wellen der Bergsturzbewegung (z. B. Seen des Flimsbergsturzes, Blauseeli im Kandertal), b) Seen aus dem Verschuß von Nebentälern und Seitennischen durch den Trümmerstrom (Lac de Derborance, See bei Laret), c) Seen infolge Verschuß des Haupttalweges durch Bergsturz (Klöntalensee, Poschiavensee und viele andere), 2. im Abrißgebiet a) Seen auf dem zusammenhängend abgesunkenen Boden entlang dem Hintergrund der Abrißnischen (Berggrutschnackenseen), b) Seen innerhalb der abgesunkenen Maße auf den verschiedenen Absenkungsstufen (Berggrutschstufenseen). Arosa zählt über 20 Seen vom Typus 2.

Das starke frische Einschneiden der Plessur hat schon rechtsseitig des Flusses von Arosa bis Langwies eine Anzahl von Abrutschungen erzeugt: 1. Sonnenrüti. Der Boden drängte sich unten auf etwa 1 km längs der Plessur in den Fluß vor. Der Anriß ist die Nische hinter Witi bei 1820 m. Witi bei ca. 1650 m ist der Nacken der Absenkung mit kleinem Nackensee. 2. Absenkung Furkaalp: Im Talweg 1½ km breit, stetiger Stirnabspülung durch den Bach ausgesetzt und zeitweises langsames Vorrücken. Der Stauwulst bildet die Fläche der Furkaalp 1697; Abriß bei ca. 2200 m ans Furkahorn hinaufgreifend, Nischenhintergrundfläche ist das „Griesel“, Nackenseen die beiden Grünseeli bei ca. 1850 m. Bei ca. 1630 m bricht aus dem rechtsseitigen Rand der vorgestoßenen Masse die große Quelle des Weißbach. 3. Linksseitig gehört das Gehänge mit Rütild bis Litzentrüti und 4. der Rücken östlich zwischen Obersee und Untersee alten Abrutschungen an. Indessen dies sind nur jüngere Einzelbewegungen an der Front einer viel weiter greifenden prähistorischen

größeren Bewegung. Eine große Absenkungsnische bildet das Waldgehänge W hinter Untersee und Obersee bis Maran mit den beiden genannten Seen als Bergrutschstufenseen. Ein zweiter höherer Absenkungszirkus zieht sich von Mittelhütte mit Vordertreppenrand 1920 m hinter Pretschli N über Maran. Weiter N folgen im Gebiete der Chureralp Nischenbogen in zwei Höhenstufen mit mehreren Seen. Zurzeit scheinen glücklicherweise die Bewegungen von Arosa, das ganz inmitten eines Rutschgebietes liegt, mit kleinen lokalen Ausnahmen in einem Stillstand sich zu befinden. Eine Rutschung im oberen Teil von Arosa, welche vor einigen Jahren zwei Häuser zerriß, hatte ganz lokale Ursache (unvorsichtige Überlastung des Bodens durch den Schutt einer Serpentschotterausbeute). Versicherungen in der Plessursohle, richtige Wasserwirtschaft unter Vermeidung starker Gleichgewichtsstörungen bei Bauten können den günstigen Zustand befestigen (z. T. Notizen v. Cadisch).

NNW von Arosa zwischen Tschierschen und Molins ging eine starke Felsabsenkung gegen N, die Stufe von Gadenstall 1280 m entspricht dem abgesunkenen Nacken. Hier hängen die weiteren Ereignisse ganz vom Einschneiden der Plessur unten in ihrer wilden Schlucht ab.

Der Bergsturz von Brusio—Puschlav ist ein Felssturz aus Banatitgranit. Sein bewaldeter Trümmerhaufe, der den See von Poschiavo sperrt, ragt 300 m über den Seegrund. Er sperrt das Tal auf 1 km Breite und bildet einen Schuttrücken talwärts etwas mehr als $1\frac{1}{2}$ km bis kurz vor Brusio. Seine Endzunge ist verschwemmt. Die ganze alluviale Talstufe von über 8 km Länge, auf welcher die Stadt Poschiavo liegt, ist durch den Bergsturz veranlaßte Aufschüttung. Der Poschiavosee ist das kleine, noch bis heute nicht mit Geschiebe zugeschüttete gestaute Talstück.

Die Stauungshöhe beträgt ca. 100 m. Von W her wachsen mächtige Schuttkegel, deren Zusammentreffen mit dem Bergsturzhaufen bei Meschino das Niveau des Seeüberlaufes auf ca. 962,6 bestimmen. Ich schätze das Volumen des Bergsturzes zwischen Poschiavosee und Brusio auf über 150 Millionen m^3 . Die durch den Sturz bedingte Stauung und ihr See sind für ein großes Elektrizitätswerk ausgenützt.

Die bisherigen Beobachter leiteten den Bergsturz des Poschiavosees stets von der linksseitigen Felswand unter S. Ronferio ab und beachteten nicht, daß er dann eine unerklärliche Ausnahme von der Regel wäre, wonach der Hauptschutthaufen sich stets auf die entgegenstehende Talseite wirft, und der neue Überlauf für den verschütteten Talweg auf Seite des Abrißgebietes sich entwickelt. R. Staub erkannte, daß das Abrißgebiet auch wegen der Gesteinsart nicht die Wand von S. Ronferio sein könne, vielmehr daß er aus der linksseitigen Nische am Dosso del Giumellino, Oberrand 2000 bis 2300 m, stamme. Die ungewöhnlich hohe Anhäufung des Schutthaufens dicht vor der Ronferiowand kommt daher, daß der Absturz gegen NE unmittelbar senkrecht auf diese gegenüberstehende Wand stieß und das Abströmen des Schuttes um 90° abgelenkt gegen Brusio durch die Höhe der Aufschüttung begünstigt werden mußte. Die maximale Sturzhöhe beträgt vom oberen Anrißrand bis auf den eingedeckten Talweg ca. 1400 m, die Neigung vom Abrißrand in den eingeschütteten Talweg ca. 30° , vom Abrißrand nach der Schutthügelhöhe ca. 20° . Der Trümmerstrom von der Schutthügelhöhe bis hinter Brusio hat ca. 10° Gefälle.

Moräne liegt nicht auf dem Bergsturz, dagegen fand R. Staub solche fluidal in die Trümmerwellen einbezogen. Der Bergsturz ist postglazial vorhistorisch.

Weiter oben im Puschlav führt die Berninastraße bei 1666 m Höhe über den ca. 200 m breiten, aber über 1 km langen muhrgangartigen Trümmerstrom eines Bergsturzes, der am 13. VI. 1486 den Weiler Zarera, ob Rovine gelegen, vollständig zerstörte (Georg Leonhardi, Das Poschiavino-Tal, 1859).

Oben, im nahen östlichen Seitental, der Valle di Campo, liegt der großartig serpentinierte Trümmerstrom eines Bergsturzes von schätzungsweise über 150 Millionen m^3 Inhalt mit 1250 m Sturzhöhe.

Abrißnische ist die NW-Seite der Cima di Saosco bis an deren Gipfel 3270 m. Der ganze Abriß betrifft Gneis der Campo-D. Im Hintergrund der Nische liegt jetzt die Vadretta di Dugorale. Die steile Sturzbahn ist entleert bis 2280 m, wo sie mit 400 m Breite sich in das Ablagerungs-

gebiet öffnet. Der Trümmerstrom brandet erst an der gegenüberliegenden Talseite gegen die Cima di Campo etwa 200 m hoch bis 2340 m nach NNW empor. Stromrand und Brandungswelle sind scharf ausgebildet. Von dort folgte ein Zurückwerfen gegen S an die linke Talseite gegen den Fuß der Cima di Ruggiolo mit Aufbranden bis 2010 m, d. i. 120—150 m über den Talboden, dann Ablenkung wieder rechts gegen W bis zum Stillstand am Trümmerstromrande dicht bei Terzana bei 1820 m. Der Stromstrichscheitel beschreibt damit eine prachtvolle Serpentine aus 3 Bogen, von denen der erste die Stromrichtung um etwa 110° nach links, der zweite um 70° nach rechts abbog. Im Grundriß gemessen erfolgte die Bewegung erst $3\frac{1}{2}$ km weit gegen NW, dann $2\frac{1}{2}$ km gegen SSW, dann 1 km gegen W. Die Zungenspitze des Trümmerstromes brandet noch wieder ein wenig gegen la Tonta rechts hinauf und wird hier zum letzten noch links talauswärts abgestaut mit Richtungsänderung ca. 70° und Schlußbewegung vor dem Stillstand noch ca. 300 m gegen SW. Bei geradliniger Distanz vom Abrißbrand bis Stromende E—W = ca. 4 km messen wir im geschlängelten Stromstrich etwas über 7 km. Die Formen des sich anschmiegenden Trümmerstromes sind schlagend ähnlich denjenigen einer leicht beweglichen Flüssigkeit. Das hohe Aufbranden an den entgegengesetzten Talgehängen, das im Gegensatz zu Lavastrom oder Gletscher steht, liefert den direkten Beweis für die ungeheure Geschwindigkeit der Bewegung. Sehr deutlich ist hier auch das Rückfließen der Brandung mit nur wenig in der aufgebrandeten Lage stehen gebliebenem Schutt.

Die 5 herrlichen kleinen, umwaldeten Seen der Val Viola sind Bergsturzesen. Der Bergsturz hat den Talweg für das Oberflächenwasser ganz unterbrochen. Der Lago Val Viola 2163 m versiegt in seinem Bergsturzesriegel; sein Wasser bildet, noch einige Male auftauchend, drei kleinere Seen innerhalb des Trümmerstromes und quillt dann wieder im Lago di Saoseo 2032 m und noch etwas weiter unten aus dem Trümmerwerk hervor. Der Bergsturz von der Cima di Saoseo ist prähistorisch — wahrscheinlich postglazial. Eine nähere monographische Untersuchung fehlt noch.

Kleinere Felsstürze sind, wie überall im Gebirge, gewöhnlich. Man findet ihre Spuren bei Gebirgswanderungen sehr oft, und das geübte Auge kann immer erkennen, ob der Absturz ein Jahrhundert, ein Jahrzehnt alt ist, oder aus neuester Zeit stammt. Man erhält aber sonst nur dann von solchen Ereignissen Kunde, wenn sie besondere menschliche Interessen, wie Wohnstätten oder stark benutzte Verkehrswege, zerstören oder bedrohen. In diese Kategorie gehören die Felsstürze vom 25. III. 1896 bei Raschvella rechtsseitig des Inn, eine Stunde unterhalb Remüs (Tarnuzzer), sowie diejenigen im untersten Puschlav vom Sasso del Gallo, welche Campocologno bedrohen (R. Staub). In unserem Gebiete arbeiten wie immer die Steinschlagrinnen zugleich als Lawenzüge, und die Grundlawinen fegen im Frühling den in den Rinnen gebliebenen Steinschlag aus.

Von besonderen Verwitterungserscheinungen seien nur erwähnt:

Erdpyramiden im Glazialschutt und Gehängeschutt an vielen Orten: Val Sinestra bis 15 m hoch, Vallatscha, Lads unter Remüs, Val Prauost unter Telvet.

Dolinen finden sich reichlich über Gips und Dolomit, seltener in Kalkstein. In den Kalksteinen nehmen sie unregelmäßigere Gestalt an und verknüpfen sich hier meistens mit der Bildung von Karren, die aber in den Dolomiten sich nicht so schön ausbilden wie in den Kalksteinen.

„Blockmeere“ werden von den Granitflächen des Münstertales erwähnt, sind aber auch im Bernina-, Err- und Silvretta Gebirge vorhanden. Sie erlangen in den Alpen indessen kaum typische Ausbildung und Größe, weil keine breiten Hochflächen vorhanden und die Gehänge zu steil sind. Die gelockerten Blöcke stürzen ab.

Fulgurite in Form von Schmelztropfen sind auf den meisten isolierten Gipfeln kristalliner Gesteine zu finden. Hie und da trifft man an Gipfelgesteinsflächen auch kleine Schmelzfurchen. Im Jahre 1881 hatte mir Francesco Lurani C. A. J. vom Serpentinegipfel des Corno Bruciato ein faustgroßes Stück gesendet, das von ca. $\frac{1}{2}$ cm weiten, mit Glas ausgekleideten Löchern durchbohrt war. Nach brieflicher Mitteilung von Chr. Klucker (Fextal) kommen solche in großer

Zahl im Gipsfelerpentin des Mte. della Disgrazia vor. Die Schmelzlöcher sind meistens gewundene Röhren; sie setzen in Gesteinsstücken von 5 bis 6 cm Dicke ganz durch, andere sind kurz und endigen blind. R. Staub hat 1920 ebenfalls Blitzschmelzröhren und Furchen in erstaunlich schöner Ausbildung auf Mte. della Disgrazia beobachtet (Viertelj. Schr. n. g. Zürich 1921). In Granit und anderen kristallinen Silikatgesteinen scheint Ähnliches noch nie gesehen worden zu sein, von den Gipfeln des Silvrettamassives und der Bernina-Err-Gruppe kennt man nur die Schmelztropfen.

4. Quellen.

a) Von den Süßwasserquellen.

Auch im ostalpinen Graubünden treffen wir im mesozoischen Gebirge oft auf große Quellen, die als Spaltquellen oder Schichtquellen aus den anstehenden Dolomiten oder Kalksteinen kommen oder unter den Wandfußschutthalden hervortreten und oft in der Tektonik des Gebietes oder einfach im Wechsel von durchlässigem und undurchlässigem Gestein ihre Erklärung finden. So gibt es z. B. viele große Quellen in den Quertälern, welche tief in die Unterengadiner-Dolomiten schneiden und sogar trotz der steilen Schichtstellung auch am Fuße beiderseits der Rhätikonkalke. Selbstverständlich fehlt auch das Gegenstück nicht: in Dolinen, Karrenlöchern und Trichtern verschwinden Bäche (z. B. im Rhätikon, im Thäli am Schollberg, auf Plassecken und an zahlreichen anderen Stellen). Daneben sind wie immer kleinere Schuttquellen reichlich vorhanden. Im tonschieferreichen Flysch- und Bündnerschiefergebirge sind große tiefgründige Quellen sehr selten, sumpfige Oberflächenstücke und oberflächliche Torflager und Rutschungen aber ganz gewöhnlich. Im alkristallinen Gebirge kommen nur kleinere Felsquellen vor, dort sind die Schuttquellen die größeren. Einige Quellen Ostgraubündens sind durch besondere Erscheinungen bekannt geworden: Im Hintergrunde des Kesselschlusses von Val d'Assa unter dem P. Schalambert (Unterengadiner-Dolomiten) findet sich bei 1900 m ein intermittierender Quellbach aus Arlbergkalk, die Fontana chistaina.

Erste Erwähnung 1561 durch U. Campell. Zusammenstellung bisheriger Beobachtungen bei Tarnuzzer. Die Erscheinungen der innerhalb einiger Stunden stattfindenden Intermittenz sind bisher nur immer vorübergehend, noch nie dauernd und konsequent beobachtet worden, so daß die Erklärungen noch in der Luft schweben. Trockenhöhlengänge, im Wasserstande schwankendes Wasserbassin mit intermittierendem Überlauf usw. sind von Tarnuzzer beschrieben und von Jacot vermessen worden.

Ein Ereignis ungewöhnlicher Art war in der Nacht vom 15. auf den 16. Juni 1919 das plötzliche Verschwinden des Tuorsbaches in Bergün:

Ein großer Versickerungstrichter im Bachbett bei ca. 1475 m, der offenbar schon lange Zeit mit Bachschutt verstopft lag, war vom angeschwellenen Bach ausgeräumt und dadurch plötzlich wieder wegsam geworden. Die Stelle liegt in Gips und Rauhwanke der Raiblerschichten. Von der Versickerungsstelle talabwärts bis auf 2—3 km Entfernung NW unter den Bergünstein hinab entstanden nun in großer Zahl (über 50) Quellaustritte. An vielen Orten spritzte das Wasser unter Druck aus dem Boden. Wiesen und Wälder wurden von neuen Furchen durchrissen und die Straßen unterbrochen. Die Ergüsse kamen meistens aus Spalten des Dolomites. Die tieferen derselben (unter dem Bergünstein ca. 1255 Ml.) nahmen noch im Herbst zu, während der Druck in den oberen nachgelassen hatte. Im Spätherbst endlich wurde der Tuorsbach von der Verschluckungsstelle abgeleitet, die letztere solide und dicht verschlossen und nachher der Bach wieder in seine Rinne geleitet. Allmählich sind die neuen Austrittsstellen vom Juni wieder völlig versiegt. Schon vor zirka 120 Jahren soll das gleiche Ereignis sich vollzogen haben. (Tarnuzzer in Jahresber. n. G. Graub. 1921).

b) Von den Mineralquellen.

Ed. Killias, Rhätische Kurorte und Mineralquellen, Chur 1883.

G. Nußberger, Heilquellen und Bäder im Kt. Graubünden, 1914 (mit einer geolog. Übersicht „Gebirgszonen und Mineralquellen“ von Tarnuzzer).

Das ostalpine Graubünden ist reich an Mineralquellen. Dieselben sind meistens, wie auch die übrigen in Graubünden, chemisch gut untersucht, zuerst von A. v. Planta-Reichenau, spätere Analysen stammen von Husemann, E. Boßhard, Nußberger und von W. Treadwell und sie sind als Heilquellen beschrieben von Ed. Killias u. a.

Die meisten Mineralquellen Graubündens entspringen dem Bündnerschiefer i. w. S., eine kleinere Zahl der Trias, nur wenig dem altkristallinen Gebirge. Mit wenigen Ausnahmen (Gruppe Oberengadin und Disentis) gehören alle Mineralquellen Graubündens der penninischen Unterlage der ostalpinen Dn. an. Eine erste Gruppe von Mineralquellen fließt aus dem gefalteten Prättigauerflysch in Prättigau und Plessurgebiet aus. Manche sind treffliche Eisensäuerlinge, z. T. mit Gehalt von Jod, Bor oder Arsen.

Hierzu gehören die in Bädern und durch Wasserversand verwerteten zahlreichen Mineralquellen der Rabiusaschlucht bei Passugg hinter Chur, Sassa, der noch nicht verwendete schöne Säuerling von Castiel im Schanfigg (in der Schlucht unter der Bahnlinie), Praden und die Quelle des Bades Fideris im Prättigau, Vals, Tomils, Andeer-Pignieu, Tenigerbad, Peiden, Alvaneu, Bergün u. a. m. Der Eisensäuerling von Solis in der Schynschlucht (stark radioaktiv) und diejenigen unter Tiefenkaasel, in Rotenbrunnen und unter Rhäzüns sind jodhaltig. Auch Schwefelquellen liefert der penninische Flysch. Das Schwefelbad Ganey ob Seewis bei 1300 m an der berühmten Fundstelle zahlreicher Fucoiden ist verfallen und verlassen, dagegen wird die Schwefelquelle Serneus unterhalb Klosters in einem Badeetablissement verwendet.

Eine weitere große Gruppe von Mineralquellen aus Bündnerschiefer findet sich im Unterengadinerfenster. Es erscheinen auf einer Strecke von etwa 6 km Länge wohl über 20 Mineralquellen mannigfaltigen Charakters — Salzquellen und Eisensäuerlinge, viele perlend oder aufschäumend durch Kohlensäuregas, auch bloße Kohlensäuremofetten. Die meisten liegen im Inneinschnitt, Tarasp — Schuls, am Fluß oder in geringer Höhe über demselben.

Alkalisich-salinische Quellen: Die Luziusquelle und die Emeritaquelle liegen rechts des Inn gegenüber Kurhaus Tarasp, neu im Fels gefaßt durch A. Scherrer 1899. Die gelösten Hauptbestandteile sind Natrium-Chlorid, -Carbonat und -Sulfat. Die Ursusquelle und die neue Badequelle sind schwächere Salzquellen auf der linken Innseite etwas unterhalb dem Kurhaus gelegen. Zu den Eisensäuerlingen zählen Carolaquelle im Widerlager der gedeckten Innbrücke, sehr CO_2 reich; Bonifaziusquelle rechtsseitig des Inn oberhalb der Einmündung des Zuortbaches. Starker Säuerling im Innbette an der untersten Innbrücke Schuls-Pradella. Linksseitig des Inn: Quelle in V. Püzza, Fontana del Bügl, untere Fuschnaquelle oder Baraiglaquelle, obere Fuschnaquelle, gasreicher Säuerling im Innufer, jetzt vom Inn verschüttet u. a. m. Auf dem Plateau von Schuls liegen Wy-Quelle, Sotsassquelle und Quelle in der Chialzinaschlucht. Im Magnacuntunnel ob Ardez wurde eine Quelle von eisenhaltigem sulfatischem Bitterwasser angeschnitten.

Der Mofetten von CO_2 mit etwas H_2S finden sich in der Umgebung von Schuls viele. Stark sind besonders deren drei. Die Mofette der Cattüra Felix mündet in einen weiten kraterähnlichen Trichter. Sie liefert im Tag etwa 11 Millionen Liter Gas. Tote Insekten liegen überall ringsum, auch Vögel, Mäuse, Eidechsen. Die Versuche, unter den Mofetten Mineralquellen zu finden, sind erfolglos geblieben.

Val Sinestra schneidet tief in den inneren liasischen Bündnerschiefer des Engadinerfensters ein. In den Steilgehängen erscheinen an mehreren Orten kleine Eisensäuerlinge. Der bedeutendste ist Aua forta, eine Quellgruppe bei 1470 m im Grunde des Talweges dicht am Flusse.

A. v. Planta-Reichenau hatte durch Analyse 1853 zuerst ihren hohen Wert entdeckt. Die früher ca. 19 Quellen, die durch ihre Tuffe ausflossen, wurden 1898—1900 durch A. Scherrer im Schieferfels in vier Strängen gefaßt, deren Wasser verschiedenen Chemismus hat. Der Ertrag steigt zusammen auf 200 *l.*, während die einzelnen Tarasp-Schulserquellen nur 5—20 *l.* stark sind. Das Gestein enthält in Val Sinestra außer Pyrit auch Auripigment und Realgar.

Auch bei der Quelle von Val Sinestra ist der Eisengehalt nicht sehr groß; Natriumchlorid und Sulfat, Kalk und Gips sind vorherrschend; Borsäure ist reichlich vorhanden und das Wichtigste: relativ reichlich Arsen, wie folgender Auszug aus den Analysen von Nußberger 1899 zeigt (stets Minimum bis Maximum innerhalb der drei Quellen zusammengestellt). In 10000 *gr* Wasser sind enthalten in den vier verschiedenen Quellsträngen in Gramm: Na 2,7—9,2, Ca 3,4—5,2, Fe 0,09—0,1, Cl 2,0—7,1, SO₄ 1,05—3,03, BO₃ 0,56—1,2, AsO₃ 0,01—0,05, CO₂ 7,4—14,0.

Therapeutisch ist wohl die Quelle von Val Sinestra eine der wertvollsten der Schweiz durch ihren hohen Arsengehalt, kombiniert mit Eisen, Kohlensäure und alkalischen Salzen. Sie hat sich auch schon reichlich bewährt (Kurhaus an der Quelle).

Das Oberengadin ist zuerst durch die Eisensäuerlinge von St. Moritz berühmt geworden.

Bei der 1908 ausgeführten Neufassung der „alten“ oder „Mauriziusquelle“ fanden sich in einem längst verschlammten großen Fassungskasten aus Lärchenholz ein Bronzeschwert und eine Bronzefibula (Opfergaben von Pilgern), das Schwert ist zweischneidig, beidseitig gleich blattförmig, der Griff in einem Stück mit dem Schwert gegossen und für unsere Hand zu eng. Das ist der echte Typus der alten Bronzekultur! Die älteste Fassung ist also schon vorhistorisch (1200—1000 v. Chr.). Die Quellen waren sodann lange Zeit ein von den Päpsten begünstigter Wallfahrtsort, 1519 erhielten die Wallfahrer durch Leo X. befreienden Ablass. 1525 rühmt Paracelsus die Quelle, 1553 beschreibt sie Geßner. 1853 wurde die Mauriziusquelle verbessert und die nahe Paracelsusquelle neu gefaßt. 1886 wurde nach Anleitung von Alb. Heim durch Prsd. Gartmann etwa 400 m talauwärts der alten Quelle eine noch stärkere Quelle, die „Funtauna surpunt“ entdeckt und unter Heim's Leitung für das „Neue Stahlbad St. Moritz“ gefaßt. Diese drei Quellen sind erdig-alkalisch-salinische Eisensäuerlinge, indessen unter sich verschieden. Die Funtauna surpunt hat den höchsten Eisengehalt und den geringsten Kalkgehalt.

Es gelang nicht, irgendeine der drei Quellen von St. Moritz im anstehenden Fels zu fassen. Sie liegen dem südlichen Talrand nahe, aber noch im Alluvium des Talbodens oberhalb des Sees. Unter oberflächlicher Aufschüttung von Kies und Limonit (Quellabsatz) folgt eine 1—5 m mächtige undurchlässige Lehmmasse, darunter liegen in Lehm gebettete Bergsturzböcke (syenitische und dioritische Gesteine des P. Rosatsch). Dazwischen fließen die Mineralquellen in einzelnen im Lehm ausgespülten Röhren. Wo diese Quellen direkt aus dem anstehenden Fels treten, ist nicht bekannt.

Weitere Mineralquellen finden sich in Chasellas ob Campfer, Surlej bei Silvaplana. Alle Mineralquellen des Oberengadin liegen im Gebiet der altkristallinen Gesteine der unterostalpinen Dn., zwischen denen nur dünne Pakete von Trias und Bündnerschiefer sich hinziehen.

Alle Mineralquellen des ostalpinen Graubündens haben keine wesentlich höhere, meistens die gleichen Temperaturen, wie die gewöhnlichen Quellen der betreffenden Gegend, d. i. je nach der Lage 4—12°. Es sind keine Thermen. Sie kommen also nicht aus großer Tiefe. Da, wo sie gruppenweise nahe beisammen dem Fels entspringen, erweisen sie sich durch ihre chemische Zusammensetzung als auffallend individualisiert. Selbst nahe beisammen zeigen sie große Unterschiede, und alle sind voneinander verschieden. Für juvenile Einflüsse (Ausscheidung aus dem Erdmagma) fehlen nicht nur Anhaltspunkte, sondern auch die Möglichkeiten. Die

Mineralquellen von St. Moritz z. B. treten aus dem Grenzgebiet der Bernina-D. und der Languard-D., die Unterengadiner alle im Engadinerfenster auf. Nach unten ist in beiden Fällen Abschluß durch noch viel tiefere Dn. vorhanden. Weder unterliegende tiefere Dn. noch gar Magmaherde könnten einen intensiven Einfluß durch Spalten oder Überschiebungsflächen auf diese Quellen ausüben, ohne ihnen zugleich hochthermalen Charakter zu geben. Die alte Meinung von Gumbel, die Engadinerquellen entstammten einer Längstalspalte, kann durch nichts begründet werden. Er schloß von den Quellen auf die Spalte. Sowohl aus den tiefen Temperaturen als auch aus der starken chemischen Verschiedenheit der einzelnen Quellen selbst bei geringen Abständen, ergibt sich, daß bei ihrer Entstehung und Mineralisierung nicht große allgemeine Ursachen, wie „Tiefenexhalationen auf tektonischen Linien“ oder „aus Intrusionsherden“ mitspielen, sondern der lokale Gesteinschemismus in nicht sehr großer Tiefe die wesentliche Grundlage bietet. Es bleibt nur die Möglichkeit vadoser Abkunft (Sickerwasser und Chemismus des durchsickerten Gesteines). Tatsächlich enthalten die Schiefergesteine und ihre Nachbarn (alte Intrusiva und Trias) alle nötigen Substanzen und alle Möglichkeiten zur Umsetzung und Lösung derselben durch Verwitterungsvorgänge. Im besonderen liefert der durch den Sauerstoffgehalt des Sickerwassers oxydierte, fast immer reichliche Pyrit der Schiefer die Schwefelsäure, welche unter Befreiung von Kohlensäure die Sulfate bildet. Unter hydrostatischem Druck sättigen sich die Wasseradern mit Kohlensäure und vermitteln die Lösung von Carbonaten. Die vielen Effloreszenzen von Salzen, besonders Sulfaten im Schiefergebirge Graubündens stehen mit diesen Vorgängen in bestätigendem Zusammenhange. Nußberger (Jahresber. n. G. Graub. 1899) hat bei Gelegenheit seiner Analysen von Mineralquellen und Gesteinen diese seit 70 Jahren von vielen gehegte Auffassung abermals bestätigt und weiter ausgeführt. Es dürfte uns nun auch nicht verwundern, wenn spätere genaue Analysen vielfach kleine Veränderungen in der Zusammensetzung der Quellen im Laufe der Zeit aufdecken würden.

Nicht eine der Graubündner Mineralquellen wird fortlaufend (z. B. während 20 Jahren allwöchentlich nach Ertrag, Temperatur und Mineralisation) genau beobachtet, so daß wir über deren Verhalten ausreichend unterrichtet wären, um Einsicht in ihr Regime zu gewinnen.

Nachstehend folgen einige Auszüge aus den chemischen Analysen der bedeutendsten Graubündner Mineralquellen (für ganze Analysen fehlt uns der Raum; es sei nochmals auf das eingangs zitierte Buch von Nußberger verwiesen). — In 10000 g Wasser sind enthalten:

	Ulrichsqu.	St. Moritz		Passugg		Tarasp	St. Bernar-
	V. Sinestra	Paracelsus	Funtauna surpunt	Theophil	Ulricus	Bonifazius	dino
Na	9,17	2,17	0,81	5,15	20,42	4,76	0,16
Ca	5,24	3,51	2,8	3,3	2,06	8,14	7,15
Mg	0,86	0,39	0,41	0,64	1,09	1,02	0,75
Fe	0,10	0,14	0,18	0,01	0,12	0,09	0,12
Cl	7,14	0,28	0,12	1,12	4,96	0,24	0,04
SO ₃	3,03	1,95	2,34	1,08	1,44	1,98	11,98
BO ₃	1,00	0,03	0,01	0,02	0,08	—	—
AsO ₃	0,05	Sp.	—	Sp.	—	—	—
CO ₂ gebunden	13,97	7,64	—	11,75	27,73	19,89	5,30
CO ₂ frei u. halb- gebunden in cm ³	16 718	20858	18350	20965	22060	17333	9954
Temperatur	8,3	4,5	7,0	5,0	8,25	8,8	8,25

H. Die Südalpen der Schweiz.

(„Sotto Ceneri“, „Seengebirge“, „insubrisches Gebirge“, „Dinariden“, „Luganesergebirge“.)

- 1869 Spreafico e Negri, Sulla geologia dei dintorni di Lugano e di Varese, Instit. Lombardo.
1876 Spreafico, Negri e Stoppani, Geolog. Karte der Schweiz 1:100000. Blatt XXIV.
1880 T. Taramelli, il Canton Ticino meridionale, „Beiträge“ Lfg. XVII (enthält Literaturverzeichnis).
1890 C. Schmidt und G. Steinmann, Geolog. Mitteilungen über die Umgebung von Lugano, Eclogae (enthält Literaturverzeichnis).
1902 E. Repossi, Osservazione stratigr. sulla V. d'Intevi, Solda e Menaggio, Atti Soc. it. Sc. nat.
1903 A. Freiherr von Bistram, Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XIV.
1916 Albert Frauenfelder, Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Eclogae XIV.

I. Übersicht.

(Taf. XXVI und XXXIV, mittleres Profil Taf. XXVII.)

Der südlichste Kanton Tessin, der Sotto Ceneri, ist der einzige Teil der Schweiz, der noch bis an den wirklichen S-Fuß der Alpen reicht. Er ist ein Gebirge, anders als alles bisher betrachtete. Rasch fallen die Alpen ab von der Wurzelzone der penninischen Decken bis an die Poebene. Der große Fjord des Tessintales, der Lago Maggiore, gehört zu $\frac{4}{5}$, der zweite ähnliche, der Lago di Como, ganz zu Italien. Dazwischen liegt der viel kleinere aber komplexere Fjord des Ceresio oder Luganersees größtenteils in der Schweiz. Die ganze Landschaft hat auch äußerlich anderen Charakter angenommen: größere Wärme, reichere Niederschläge, andere Vegetation, aber auch die italienischen Kulturformen in Bebauung und Bepflanzung tragen dazu bei. Der geologische Aufbau läßt kurz folgendes erkennen:

1. Grundgebirge: Gneis mit Granitlinsen, Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer mit zuckerkörnigen Marmorlinsen, Granat, Amphibol, Staurolith und Sillimanit führende Schiefer, Tonglimmerschiefer und Serizitschiefer (Casanna-schiefer). Die Schiefer des Grundgebirges, vielfach fein gefältelt oder auch von Brüchen und Quetschzonen durchsetzt, streichen W—E oder SW—NE mit vielen oft lokalen Unregelmäßigkeiten in Streichen und Fallen und stehen entweder senkrecht oder im nördlichsten Teile vielfach steil N, weiter S öfter steil ($45-90^\circ$) oder auch flacher wellig gegen S fallend. Verschiedene Met. haben kräftig gewirkt. Carbon fand man nur an zwei Stellen (Manno und Val di Colla). Bisher glaubte man, das Carbon sei herzynisch gefaltet in die Serizitgesteine tief eingeklemmt, neuestens meldet Kelterborn, es sei in Bruchschollen ins Altkristallin eingesunken.

2. Diskordant das Grundgebirge bedeckend, folgt eine mächtige, im ganzen flache Platte von schwarzen und roten Porphyren mit ihren Tuffen, Sandsteinen und Konglomeraten.

3. Das ganze Mesozoikum in typisch SE-alpiner (lombardischer) Fazies und von großer Mächtigkeit transgrediert bei fehlenden Porphyren mit Basiskonglomeraten diskordant auf dem Grundgebirge, oder es liegt konkordant auf dem transgredierenden Perm. Die Hauptdiskordanz ist hier vorpermisch.

4. Die Porphyrlatte samt dem Mesozoikum sind mäßig gefaltet. Die Falten steigern sich nach den höheren Schichtgliedern, während in den tieferen der Zusammenschub manchmal in Brüchen sich auslöst. Steile Brüche verschiedener Richtungen durchsetzen das Grundgebirge samt der Porphyrydecke und dem Mesozoikum. Auch bei den Sedimenten ist die Streichrichtung der Falten vielfach wechselvoll und reich an lokalen Abweichungen. Im allgemeinen streichen seine Falten WSW—ENE, am Salvatore W—E, am Generoso sogar NW—SE. Oft ist eine Abweichung vom Streichen der kristallinen Unterlage deutlich. Die, eine Art Zerknitterung darstellenden Abweichungen in den Streichrichtungen und die Kombination von Falten und Brüchen sind wohl hauptsächlich dadurch bedingt, daß wir uns hier im innersten Teil des Faltenbogens der Alpen befinden, da, wo er wenigstens an seiner Innenseite (Dinariden) ziemlich scharf vom SE—NW Streichen im E in NE—SW Streichen im W umwendet. Gerade im südlichsten Zipfel der Schweiz, von Chiasso bis Stabbio biegt der südliche Molasserand der Alpen am weitesten und schärfsten gegen N hinein, und hier besteht ein Hineindrängen der Falten in einen Winkel (Fig. 246). Indessen auch andere Faktoren, wie rascher Wechsel in der Festigkeit der gefalteten Massen und besonders rascher Wechsel in ihrer Mächtigkeit, wirken hie und da mechanisch in ähnlicher Art. Tiefgreifende DM ist in den postcarbonischen Gesteinen nirgends auffällig, sie scheint es nur selten bis zur Beeinflussung der Textur, nirgends zur Umkristallisation gebracht zu haben. Es fehlte dafür die Belastung.

5. Unter vielen Unregelmäßigkeiten im W—E Streichen fallen schließlich alle Formationen am S-Rande steil zur Tiefe, umgrenzt von einer ausgekerbten Barriere aus steil S fallendem Eocän und Miocän oder Reihen von entsprechenden Reliktenbergen. Das Mittelpliocän greift fjordartig flach, diskordant auf der steil einfallenden Unterlage in den S-Rand der Alpen hinein. Mächtige Moränen halten die Seen zurück und verbarrikadieren die Talausgänge, und diluviale und alluviale Abschwemmungen vermitteln den Übergang in die Poebene.

6. Die flacheren Teile, die Terrassen und Plateaus sind überall stark mit Eratikum bedeckt, die Höcker und Vorsprünge der altkristallinen Berge sind bis weit hinauf als Rundhöcker bearbeitet, die Wallmoränen und die fluvioglazialen Terrassenkiese erfüllen die Talmündungen gegen die Ebene. Im Gebirge sind steile Schluchtsysteme mit manchen Epigenesen in die diluvialen Talfüllungen eingeschnitten.

Aus der allgemeinen Diskordanztransgression der permischen Porphyre oder der Trias über dem Grundgebirge (mit oder ohne Carbon?), wie sie durchweg im Gebiete des Luganersees allen Beobachtern entgegengetreten ist, geht hervor, daß das insubrische Grundgebirge zu den hercynisch gefalteten Massiven zu zählen ist. Gewiß ist auch hier zu beachten, 1. daß es sich nicht um einen gebliebenen „Horst“ oder Rumpf aus hercynischer Zeit handelt, denn während des größten Teils des Mesozoikums war unsere mit dem Perm entstandene Diskordanztransgression

wieder unter Tiefmeer versenkt und mächtig überlagert, und erst nacheocän wurde sie durch den alpinen Stauungsdruck neu aus der Tiefe heraufgeholt, und 2. unser Gebiet hat eine bedeutende Horizontalbewegung erfahren im Gegensatz zu den äußeren autochthonen Massiven, die mehr an Ort stehend geblieben sind. Es ist den letzteren fast um die ganze abgewinkelte Breite der dazwischen herausgepreßten Faltenkomplexe näher gerückt worden. Wir können aber dennoch auch für das Seengebirge insofern von autochthoner Faltung sprechen, als es sich hier nicht um eine Verfrachtung über eine fremde Unterlage, sondern um einheitliche einfache faltende Bewegung dieses ganzen Stückes Erdrinde bis in die große Tiefe handelt. Das ganze Stück ist nach N verschoben, es ist aber nicht abgescheert, nicht von seiner Unterlage abgeschoben. Dagegen ist seine nördliche Fortsetzung als ostalpine Decken über andere Gebirgszonen bis nahe an den Nordrand der Alpen abgewandert. Hier im insubrischen Gebirge stehen wir an der mit der Tiefe verwachsen gebliebenen Wurzelzone, am wirklichen tektonischen S-Rand der Alpen.

An der Erforschung speziell des Luganerseegebietes haben sich folgende Geologen beteiligt: Airaghi, Bassani, v. Bistram, E. Blumer, G. Bonardelli, L. v. Buch, Curioni, Deecke, Arn. Escher, G. B. Escher, A. Favre, E. v. Fellenberg, A. Frauenfelder, Harada, v. Hauer, O. Heer, Alb. Heim, Käch, P. Kelterborn, Lamanon, Mariani, P. Merian, Michel-Lévy, Alb. Mousson, Negri, Parona, A. Penck, M. Pfister, H. Reich, C. Renz, Repossi, Sacco, C. Schmidt, O. Seitz, Sismonda, A. Sordelli, Spreafico, Stabile, Steinmann, Stoppani, B. Studer, Taramelli, Fr. Weber u. a.

Eine durchgreifende geologische Kartierung in 1:25 000, welche die früheren Irrtümer nicht mehr enthält und schwebende Fragen löst, ist erst noch anzustreben. Im besonderen ist die Tektonik noch ungenügend erhellt, und der Widersprüche sind noch viele.

II. Stratigraphie des Luganersee-Gebietes.

(Fig. 242, 243 und 244.)

Das präcarbonische Grundgebirge.

In der nördlichsten Zone der insubrischen kristallinen Gesteine herrschen die Gneise („Stronagneise“) vor. Hier treffen wir die höchsten Gipfel (Monte Tamaro 1961, Camoghe 2226). Vom Monte Ceneri werden Gneise besonders reich an schön ausgebildetem Glimmer mit undeutlich umgrenzten Feldspäten, von anderen Stellen auch Zweiglimmergneise, vom Camoghe Amphibolgneise, vom Val del Bitto Gneise mit großen Feldspäten namhaft gemacht. Bei Novaggio und E ob Camignolo finden sich Granitlinsen im Gneis. In einer zunächst südlicheren Zone streichen Hornblendeschiefer und quarzreiche Glimmerschiefer hie und da mit Marmorlinsen, dann folgt eine Schieferzone mit viel Granat, Amphibol und auch Staurolith. Serizit findet sich fast überall. Im südlichsten Streifen von Luino über Ponte Tresa, Lugano bis S Abondio am Comersee herrschen die Tonglimmerschiefer (Serizitschiefer, Serizitgneise, Casannaschiefer) vor. Die unregelmäßigen Gesteinswechsel innerhalb dieser Zonen sind mannigfaltig. Genauere Untersuchungen fehlen noch.

Über das Gebiet zwischen M. Tamaro und Ponte Tresa von der Schweizergrenze bis an den Agnofluß, das mit dem Namen des „Malcantone“ bezeichnet wird, hat P. Kelterborn (Basel)

neuerdings eine eingehendere Untersuchung durchgeführt. Seine brieflichen und mündlichen Mitteilungen darüber an mich — eine Publikation liegt noch nicht vor — berichten folgendes:

Kelterborn fand, daß der Granitstock von Novaggio sich als gequetschte Linse von Granit-Gneis gegen S bis Ponte Tresa und gegen N bis Mugena ausdehnt, wie überhaupt in dieser Region die Streichrichtung des Altkristallin stark in SSW—NNE gedreht ist. Der Granit von Novaggio ist ein heller Biotitgranitgneis. Hauptgemengteile: Biotit, Oligoklas, Andesin, Kalifeldspat, Hornblende, Quarz; Accessoria: Muscovit, Apatit, Zirkon, Magnetit, Rutil, Orthit, Turmalin, Granat, Titanit. Die primär-granitische Struktur ist meist kristalloblastisch umgewandelt, die Textur manchmal (Cima Bedeglia) lineargestreckt. W Aranno geht der Novaggio-Granit in Hornblende-granitgneis über, der bis Mugena sich hinzieht. Dazwischen streichen Glimmerschiefer mit Sillimanit, Disthen und Staurolith. Der Granitgneis ist N Ponte Tresa von Porphyritgängen durchbrochen, er bildet die Rundhöcker am Monte Mondini. Beidseitig gegen E und W schließen sich an den Granitgneis mit Übergängen sehr mannigfaltige Zonen von Misch- und Sedimentgneisen (Hornfelsartige Gesteine, Gneisquarzite, biotit- und muscovitreiche glimmerschieferige und phyllitische Gneise) an. Aplitgänge leiten über zu Injektionsgneisen. N Novaggio setzt ein massiger Granitgang durch. In der Nähe der Granitgneiszone von Novaggio finden sich in den verschiedenen Gneisen gelegentlich Glimmerschieferzüge mit Disthen, Staurolith, Granat und Sillimanit und mit Einlagerungen von Sillimanitgneisen und Sillimanithornfelsen (Kata M.). Alle diese Begleitgesteine unterscheiden sich vom Granitgneis durch den mehr phyllitischen und hornfelsartigen Habitus, Mangel an Orthit, Reichtum an Glimmern und Quarz.

Den Mischgneisen im Gebiete N Novaggio sind konkordant mächtige Platten von Amphiboliten (Hornblende, saurer Plagioklas, akzessorisch: Quarz, Titanit, Zoisit, Apatit, Ilmenit, Pyrit) eingelagert. Kelterborn läßt unentschieden, ob diese Amphibolitzüge aus Eruptivmaterial oder aus dolomitischen Mergeln Kata-Rm entstanden seien (vgl. auch S. 778—779).

Zur Altersfolge kann gesagt werden, daß die Gneise und Schiefer (injiziert von Granit-Aplit-Gneis) älter sein müssen als der Granitgneis von Novaggio, daß aber auch der letztere in die älteren Gebirgsmetamorphosen einbezogen worden ist. Aber auch der Granit von Novaggio ist älter als das Carbon von Manno und die Porphyre des Luganersee.

Ein Porphyritgang N unter Novaggio, ein Olivindiabasgang W Novaggio vermehren noch die nahe Verwandtschaft dieses Altkristallin mit dem Silvrettamassive.

Nach den Notizen von Kelterborn begleitet ein Verwerfungsbruch die Granitgneiszone von Novaggio an ihrem W-Rande. Der Granitgneis und seine östlichen Begleiter fallen E, die westlichen W. Die W-Seite soll abgesunken sein. Die häufigen Brüche und Zerrüttungen des Gesteines sind durch Quarzgänge und Quarzadern mit sulfidischer Erzführung verheilt. Zahlreiche Vorkommnisse von Erzen (Pyrit, Arsenkies, Zinkblende, Antimonerze) sind versuchsweise in Ausbeute gewesen. Diese Brüche durchsetzen bei Arosio auch den Porphyrtuff, und sollen durch die alpine Dislokation wenn nicht erzeugt, so doch „reaktiviert“ worden sein.

Geht man über die Schweizergrenze nach SW, so trifft man hier weitere Mannigfaltigkeiten. Die „Stronagneise“ enthalten dort große Marmorlinsen. An manchen Stellen unterbrechen prachtvolle Granitstöcke die Gneise wie die südlich anliegenden Glimmerschiefer (Monte Orfano, Baveno—Omegna, Arola). Diese Granite gehören vielleicht zum periadriatischen Kranz von jungen Intrusionen. Dafür spricht das völlige Fehlen von Kataklasten und Sericitisierung in manchen dieser frisch aussehenden Granite. Westlich Arona sitzen Porphyre auf wie am Luganersee. Gegen E nimmt in der kristallinen insubrischen Zone das N und NE von Lugano nur in kleinen Relikten vorhandene Carbon mächtig zu und bildet den gewaltigen Gebirgsgrat S des Veltlin. Marmorlinsen und Granitintrusionen finden sich dort bis an und über den großen Granit-Tonalit-Stock des Adamello.

Das Grundgebirge, das unter den Porphyren im südlichsten Teil der Salvatorehalbinsel entblößt ist, hat B. G. Escher etwas näher untersucht. Außer Quarz, teilweise sericitisiertem Orthoklas, Plagioklas, Muscovit, Apatit, Zirkon und Rutil, Pyrit und Magnetit findet er, wie schon Riva, ausgeprägte Spuren der CM (oder

Kata RM?) im Gehalt von Turmalin, Granat, Andalusit und äußerst feinen Biotitblättchen, ferner Hornfels-Charakter, myrmekitische und mikropegmatische Verwachsungen von Quarz und Orthoklas. Er nennt das schon einen Andalusit-Kontaktgneis. Die Ursache der CM muß in der Tiefe gesucht werden. Außer einer einzigen Stelle bei Alla Ferrera, wo Turmalingehalt eines Quarzporphyrganges und des umgebenden Gneises zusammengehen, läßt sich keine von den Porphyren ausgehende CM feststellen.

Das Carbon.

Negri und Spreafico scheinen zuerst (1869), darauf durch Fumacalli aufmerksam gemacht, das Carbon von Manno 4 km NW Lugano wissenschaftlich namhaft gemacht zu haben. Gumbel besuchte es 1881. Zwei Steinbrüche haben es aufgeschlossen, leider ohne die Kontaktränder gegen das Grundgebirge abzudecken. Die carbonischen Gesteine streichen mit Schwankungen SW—NE und fallen mit 40—60 oder 70° gegen SE ein. Im NW treffen wir bei Arosio Granat-Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer, dann zerknitterte Serizitgneise und Serizitschiefer vom Typus des Casannaschiefers meistens senkrecht gestellt. Zwischen solchen liegt als annähernd isoklinales (?) Schichtenpaket von nach Spreafico etwa 100 m, nach B. G. Escher etwa 250 m Mächtigkeit, etwa 500 m tief in das alkristalline Gebirge eingeschachtelt, das Carbon. Es besteht aus groben Konglomeraten und Sandsteinen mit einzelnen Schieferlagen. Die Gesteine sind von Rutschspiegeln verschiedener Richtungen in grobe Klötze zerteilt und die Gerölle in einzelnen Lagen glatt poliert; im übrigen aber ist das Gestein frei von DM. Eckige bis $\frac{1}{4}$ m dicke Stücke von Granit, Amphibolit, Gneis treten schwarmförmig darin auf. Die Hauptmenge der im allgemeinen nicht über 6 cm großen Gerölle sind Quarz, der oft wasserhell ist. Der Luganeserporphyr fehlt vollständig unter den Geröllen. Im Konglomerat liegen hie und da Baumstrünke und Äste mit Anthracitrinde und im Konglomerat wie in den Sandsteinschichten finden sich Schmitzen von würflich zerfallendem Anthrazit. Spreafico sammelte in Manno die Pflanzenreste, die zerstreut im Sandstein wie im Konglomerat häufig sind. F. Sordelli konnte trotz schlechter Erhaltung darunter 10 verschiedene Spezies feststellen, so *Calamites Cisti Brgn.*, *Sigillaria elegans*, *elongata Brgn.* und andere, *Lepidodendron Oeltheimianum* Stbg., Negri und Spreafico fanden eine *Stigmaria*. Die Pflanzen entsprechen dem mittleren Carbon, im besonderen dem Westfalien, den Saarbrücknerschichten; andere (Frech, C. Schmidt) stellen dieselben eher zu den Ottweilerschichten ins obere Carbon.

Die Lagerungsverhältnisse des Carbons von Manno sind indessen noch keineswegs abgeklärt, die Aufschlüsse sind sehr dürftig und unzusammenhängend. NW, einige 100 m höher, folgen flach N fallende Porphyrtuffe, darüber an einer Stelle ein Relikt von Verrucano (?) und bei den Hütten von Viona eine Platte von dichtem, schwarzem, hell geflecktem Porphyr, den Kelterborn jetzt als verkieselten Tuff bestimmt hat, konkordant überdeckt von Sandstein und Konglomerat der unteren Trias.

Im Talgebiete von Lugano finden sich noch einige auffallende Vorkommnisse von Quarzkonglomeraten mit Tonglimmerschiefeln, welche die Karte von 1876

mit V als „ältere Konglomerate, Verrucano“ bezeichnet. Sie liegen SSW und NNE Manno (Bosco, Grumo, S Zenona), San Bernardo im N und Pregassona im NE von Lugano. Diese Vorkommnisse machen den Eindruck von Relikten einer großen Transgressionsplatte über Amphibol- und Granat-Glimmerschiefern vorangehend der permischen Porphyrtufftransgression, deren Trümmer darin fehlen. Einige Geologen sind geneigt, sie als Carbon mit dem Carbon von Manno zu verbinden, trotzdem sie petrographisch sehr verschieden sind. Die Gerölle stecken in serizitischer Grundmasse, und alles ist enorm verfaltet und gequält. Ist diese DM älter als die verschont gebliebenen Carbon-Konglomerate und Sandsteine, oder hat sie sich in den letzteren nur auf einzelne Rutschflächen verlegt? Ist sie caledonisch, herzynisch oder alpin? Diese gefalteten serizitschiefrigen Konglomerate diskordieren mit dem Altkristallin; sie scheinen aber doch schon vortriasisch etwas gefaltet worden zu sein; ihre Hangend-Diskordanz scheint sogar stärker als die Liegend-Diskordanz. Taramelli bespricht den Fall eingehend ohne eine klare Lösung geben zu können.

In den gleichen Serizitschiefern und im fortgesetzten Streichen von Manno ist Carbon W ob Cimadera in Val di Colla gefunden worden. Zwischen 60—70 m Konglomeraten und Sandsteinen finden sich einige dünne, halb zerdrückte Flözreste. Im Sandstein finden sich in Masse schlecht erhaltene Pflanzenabdrücke. Auch rote Sandsteine (Servino) sollen das Carbon begleiten. Nach anderer Auffassung ist das Carbon hier „durch die Luganer-Verwerfung eingeschleppt“. Auf der Verwerfung trete eine schöne Quelle hervor. Die Kohle enthält 24% Asche und von der Asche abgerechnet 84,3% C. Sie ist kein Anthrazit, sondern „die bisher einzige echte Steinkohle“, die in der Schweiz gefunden worden ist. Ausbeutungsversuche mußten bald aufgegeben werden. Die Kohle wird von C. Schmidt mit derjenigen von Manno der Ottweilerstufe zugeschrieben. Bistram gibt an, daß sich noch an manchen Stellen im Gebiete der Serizitgneise und Phyllite Graphitspuren finden. Weitere Carbonaufschlüsse kann die Zukunft durch Felsabbrüche, Rutschungen, Bacheinschnitte, Steinbruch, Straßenbau usw. bringen.

Alph. Favre hat 1871 Manno besucht. Er bezeugt, daß die Konglomerate und Sandsteine des Carbon von Manno vielfach vollständig gleich seien den Carbongesteinen der Tarantaise, und er hält dafür, daß auch noch ein Teil der umschließenden Serizitschiefer zum Carbon gehören könnten. Favre hält die Sandsteine und Konglomerate von Manno für eine Mulde in U-Form. In Anbetracht: 1. der tiefen Lage des Carbons zwischen den altkristallinen Gebirgsmassen, 2. der Steilstellung seiner Schichten, 3. der flachen Lagerung des oben transgredierenden Perms, 4. der Analogie mit dem Carbon im Aar- und Montblanc-M., stimmten seither alle Beobachter der Auffassung bei, das Carbon sei herzynisch eingefaltet, jungcarbonisch abgetragen, da wo es nicht durch Einfaltung geschützt war, und durch die Perm-Trias-Transgression überdeckt. B. G. Escher („Über die prätriasische Faltung“, Amsterdam 1911, S. 166—174) glaubte dann, daß wir hier gerade den isoklinalen Muldenkern einer Carbonmulde vor uns haben, während gegen NW, wo das altkristalline Gebirge ohne Carboneinlagerung noch höher ansteigt, die Carbonmulde durch einen alten Bruch abgeschnitten sei. Als schwache Punkte in der Auffassung des Carbon von Manno als herzynische Synklinale müssen wir zugeben: a) das Carbon liegt bei Manno mit 40 bis 70° SE Fallen, der umgebende Serizitschiefer aber steht zerknittert senkrecht. b) Das Carbon ist nur von zahlreichen einzelnen Rutschflächen in große Blöcke geteilt, aber nicht druckschiefrig, wie das umschließende Altkristallin, also von einer andern Fazies der DM. c) Ein direkter Kontakt von Carbon an Altkristallin ist zurzeit nicht aufgeschlossen. d) Ob das sicher transgredierende Perm auch auf Carbon primärdiskordant aufliegt, konnte bisher nirgends beobachtet werden. P. Kelterborn, nach

Beobachtungen von 1920, verwirft die muldenförmige herzynische Einfaltung des Carbons. Er hat das Konglomerat von Manno auch weiter gegen NW bis Mugena verfolgen können, er hält es für dem Perm konkordant, aber diskordant am Altkristallin. Die Konkordanz der Gneise und des Carbons im östlichen Teil des Vorkommens ist nach ihm zufälliger Art, im westlichen Teil ist ausgesprochene Diskordanz anzunehmen, das Carbon von Manno ist nicht eingefaltet in die Gneise, sondern liegt als eine von zwei NW—SE laufenden Verwerfungen begrenzte, quere, abgesunkene, N—50°—W streichende „Scholle zwischen den Gneisen“, es füllt einen Grabenbruch.

Diesen Verwerfungseinbruch nahm Kelterborn erst für durch die alpine Dislokation entstanden an. Nach dieser Auffassung läge also die große Diskordanztransgression hier unter dem Carbon, nicht zwischen Carbon und Perm! Nach ihm hält das Carbon tektonisch nicht zum Altkristallin, sondern mit dem Perm zum Mesozoikum (Fig. 242).

Diese Auffassung erledigt die oben notierten schwachen Punkte a und b, dagegen stellt sie sich vor folgende Schwierigkeiten oder Unsicherheiten. a) Die NW Manno gefundene Diskordanz zwischen Carbon und Altkristallin könnte auch caledonisch bedingt sein? b) Auch mit einer herzynischen Carbonmulde könnten sich einige Bruchverschiebungen und Bruchdiskordanzen kombinieren. c) Die Bruchumgrenzung der Carbonscholle ist aus sehr unvollständigen Aufschlüssen abgeleitet, beweisend für einen Bruch ist eigentlich nur die Stelle N Viona, wo der Tuff auf der SW Seite der Straße an deren NE Seite vom Altkristallin hoch überragt wird. d) Warum fehlt das Carbon mit Ausnahme Manno—Mugena im ganzen Gebiet des Luganersees zwischen dem steil stehenden Altkristallin und

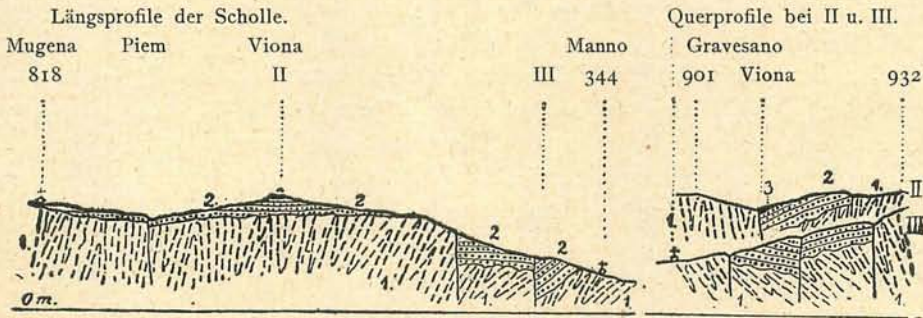


Fig. 242. Lagerung des Carbon bei Manno, nach P. Kelterborn 1921.

1 = Altkristallin; 2 = Konglomerate und Sandsteine von Carbon und Perm, 3 = Porphyrtuff.

dem flach transgredierenden Perm oder Trias?: Die Erosion, die es weggenommen hat, war vermisch. Es ist deshalb nicht zu denken, daß eine erst bei der alpinen Dislokation entstandene Brucheinsenkung gerade noch den einzigen Rest von Carbon tief ins Altkristallin eingeschluckt habe. Vielmehr muß der rettende Einschluß des Carbons von Manno und V. di Colla in das Altkristallin hinab älter sein als Abrasion und Transgression — also herzynisch

Die an das Carbon von Manno sich knüpfenden Fragen über die Geschichte der Gebirgsbildung dieser Region sind also noch nicht entschieden. Ich halte die Carbonrelikte von Manno und V. di Colla vorläufig für eine aus herzynischer Dislokation stammende Einlagerung im Altkristallin, wobei wir offen lassen, was dazu herzynische Faltung, was herzynische Brüche getan und was vom alpinen Schub daran noch umgeformt worden ist. Die Konkordanz von Carbon und Perm bin ich eher geneigt für lokal und zufälliger Art anzusehen.

Die Porphyre des Luganersees (Taf. XXVI).

- 1875 B. Studer, Die Porphyre des Luganersees, Zeitschrift der Deutschen Geolog. Ges.
 1883 T. Harada, Das Luganeser Eruptivgebiet. N. Jahrb. für M. G. & P. II. Beilage.
 1913 B. G. Escher, Geologie und Petrographie der San Salvatore-Halbinsel „Ecloga“.

1785 berichtet zuerst Lamanon, die Berge am Luganersee beständen aus Lava, später korrigierte er Lava in Trapp. 1825 besuchten L. v. Buch, B. Studer und Alb. Mousson das Gebiet. Sie unterschieden einen roten Porphyrit mit Quarz und Orthoklas und einen schwarzen ohne Quarz mit Albit. v. Buch stellt die Porphyre in die große Reihe von Ergüssen vom Lago d'Orta bis Bozen und hielt durch dieselbe seine Hebungs- und Dolomitisationstheorie für bestätigt. 1833 fand Studer, daß der rote Porphyrit Gänge im schwarzen bildet, und als im gleichen Jahre Arn. Escher und Fried. Hoffmann Porphyritgerölle in der Trias vom Salvatore fanden, war ihr prätriasisches Alter und ihre alpine Passivität erwiesen. Sismonda, Curioni, Negri und Spreafico betonten 1869 die diskordante Deckenlagerung der Porphyritergüsse, und 1875 liefert v. Fellenberg chemische Analysen der Porphyre, während Michel-Lévy und später Gumbel sie mikroskopisch untersuchten. 1876 erschien die Kartierung B. XXIV 1:100000 durch Negri und Spreafico und 1880 der zugehörige Text von Taramelli, 1883 die Untersuchungen von Harada und 1913 eine solche von G. B. Escher. Außerdem haben sich noch eine Menge von Geologen mit den Luganeser Porphyriten beschäftigt. Taramelli und Curioni setzten das Alter der Porphyritformation in die Trias vom unteren Scythien bis in die Mitte des Ladinien (erzführende Dolomite). Frauenfelder 1916 bestimmt die Sandsteine und Konglomerate im Dach der Porphyre als Campilerschichten (Oberscythien). Diese Konglomerate enthalten in Masse Bruchstücke der Porphyre, während solche den Carbonkonglomeraten (Manno, Val di Colla) und dem Verrucano-Quarzkonglomerat (Crumo, Zenona usw.) fehlen. Durch die Funde von Frauenfelder sind somit die Porphyre in Übereinstimmung mit Negri und Spreafico definitiv unter das Scythien, in der Hauptsache in das Perm verwiesen.

Die Luganeserporphyre bilden eine 300—600 m mächtige Platte, welche dem Altkristallinen auf dessen Erosionsfläche diskordant aufliegt und vom Mesozoikum konkordant bedeckt wird. Sie ist mit dem Mesozoikum in WSW—ENE streichende Wellen gefaltet und gebrochen. Alle Entblößungen des Porphyrites und seiner Begleitgesteine sind erst durch Erosion und Abwitterung der mesozoischen Decke geschaffen, und wo die Entblößung noch tiefer geht, tritt darunter das altkristalline Grundgebirge zutage. Von den Erosionsgrenzen der Porphyre sind zu unterscheiden: 1. die ursprünglichen Grenzen der Ergüsse. Gegen solche Stellen wird die Porphyritdecke dünn oder keilt ganz aus, so daß dann die Trias dem Grundgebirge unmittelbar aufliegt (W ob Mesenzano, Barbengo, Pregassona?). 2. Die Endigungen des Porphyrites zwischen Grundgebirge und Trias können z. T. auch auf einer zwischen den Ergüssen des Porphyrites und die Triastransgression fallenden Erosion beruhen, oder 3. wie wahrscheinlich am N-Rande des San Salvatore und an der E-Seite des Sees von Campione bis Capolago durch eine Verwerfung vorgetauscht werden. Alle die Punkte, wo der Porphyrit zwischen Grundgebirge und Mesozoikum auskeilt, gehören der nördlichen Begrenzung des Porphyrites an, während wir gegen S überall den Porphyrit von mächtigem Mesozoikum bedeckt in die Tiefe tauchen sehen, wo er noch unbekannt weit fortsetzt, bevor er sein ursprüngliches oder prätriasisch-erosives Ende erreicht.

Die größte Entblößung der Porphyritformation ist ein Gewölberücken von 20 km Länge, dessen Axe nach E—21°—NE von Cabiaglio nach Arogna streicht. Die größte Breitenentblößung beträgt von Marzio bis Porto Ceresio 6 km, von Figino bis Capolago 8 km. Ein großer Teil des Luganersees („Ceresio“), in der Region Morcote—Borgnana—Figino, ist in diesen Porphyritrücken eingegraben und bis in den unterliegenden Rücken der altkristallinen Gesteine, die hier die Rolle eines autochthonen Zwergzentralmassives spielen, eingetieft. Die E-Abgrenzung dieser Hauptporphyritmasse von Capolago

bis über Pregassona (am Monte Brè) ist durch einen Bruch bedingt, an welchem die Ostseite über 1000 m abgesunken ist, so daß der Porphyr dort auf der ganzen Länge von ca. 15 km an Trias und Lias abstößt (Luganeser Bruch).

Eine zweite große Abdeckung des Porphyres von seiner mesozoischen Hülle — freilich ganz außerhalb der Schweiz — entspricht einer zweiten nördlicheren Parallelfalte mit axialem Gefälle gegen WSW. Ob Mesenzano steigt das Porphyrgewölbe gegen ENE aus dem Berg hinauf, während der triasische S-Flügel den Monte Nudo bildet und schon bei Mesenzano und Grantola das Grundgebirge unter dem Porphyr an die Oberfläche steigt. Am Monte la Nave sticht die Trias mit unterliegendem Porphyr gegen ENE in die Luft hinaus und weiter ENE ist die Landschaft im kristallinen Kern ausmodelliert. Diese zweite Porphyrentblößung mißt $7\frac{1}{2}$ km Längserstreckung auf $3\frac{1}{2}$ km maximaler Breite.

Nun sind noch einige kleine Entblößungen zu nennen. W längs der Tresa, bei Arolo und Caldè am Comersee, Monte Colonne S Musadino, am Monte di Brè über Pregassona, auf der Höhe zwischen Arosio und Manno und unter Dessago E Lugano. Ursprünglich mag die Porphyrrplatte zwischen dem Luganer- und dem Comersee eine Fläche von über 700 km² bedeckt haben.

Ähnliche Vorkommnisse noch größerer Ausdehnung folgen gegen SW: Arona, Cozzano, Borgomanero, Borgosesia, Masserano, Biella. In diesen Zonen ist das Mesozoikum meist abgetragen, der Porphyr bildet Relikte auf den altkristallinen Gesteinen und stellenweise transgrediert schon die marine Molasse auf dieselben.

An sehr vielen Stellen wird der Porphyreerguß im N-Teil unterlagert von Konglomeraten, Sandsteinen und verschwemmten Tuffen (Fango) von einigen Metern bis über 100 m Mächtigkeit, größtenteils aus Porphyrrümmern bestehend. Ebenso wird er fast durchweg (Ausnahme Brusimpiano bis Cabiaglio) von solchen klastisch vulkanischen verschwemmten Gesteinen in wechselnder Mächtigkeit bedeckt. Die aufliegenden Trümmergesteine sind auf der 1:100000 Karte zum Verrucano (V) genommen, sie gehören aber zum Servino (Campilerschichten, Buntsandstein, Scythien) und lieferten *Voltzia heterophylla*, *Ethophyllum speciosum* u. a.

Auch innerhalb der Porphyrmassen trifft man oft auf Tuff und Lapillischichten. Solche zeichnen sich durch schon primär unregelmäßige Lagerung und Mächtigkeit aus. Es scheint, daß vieles, was früher für einheitlichen Porphyr angesehen wurde, Porphyrtuff ist. Die Tuffe innerhalb der Porphyrdecke, sowie Einschlüsse von schwarzem Porphyr im schwarzen beweisen, daß die Porphyrdecken auch nicht bloß in zwei Güssen entstanden, sondern aus mehreren Ergüssen zusammengesetzt sind. Sowohl der zusammenhängende erstarrte Porphyr als auch die Tuffe sind meistens stark verwittert, letztere dazu noch metamorphosiert, besonders verkieselt. Es ist selbst unter dem Mikroskop oft unmöglich, mit Sicherheit Erguß und Tuff zu unterscheiden. Das vereinzelte Relikt von schwarzem „Porphyrpechstein“ S Arosio ist von Kelterborn als verkieselter Tuff erkannt worden. Die Verwitterung (besonders Kaolinisierung) reicht von der oberen Grenzfläche tief in die Porphyre hinein, was auf eine vortriasische bis in den mittleren Teil der Buntsandsteinzeit gehende festländische Entblößung und Denudation schließen läßt — und ganz analog den Verhältnissen in den nördlichen autochthonen Massiven ist. Aus-

beutbarer Kaolin ist indessen nie gefunden worden. Das überlagernde scythische Sandsteinkonglomerat entspricht den Arkosen und Quarzsandsteinen am Scheidnöbli usw. Die Zusammensetzung der aufliegenden Verschwemmungsprodukte hängt vom Untergrund ab, von dessen Verwitterung sie herrührt.

Der Porphyr ist in zwei gut geschiedene Abänderungen ohne Zwischenglieder geteilt, die kurz wie folgt zu charakterisieren sind:

1. Quarzporphyr „roter Porphyr von Lugano“. In hell rotbrauner, uneben brechender, meist vorherrschender Grundmasse sind gelblich weiße oder rote Orthoklaszwillinge und vereinzelte farblose Oligoklase und Albite, ferner glasige Quarzdodekaeder ausgeschieden. Im Inneren großer Massen wird die Grundmasse feingranitisch („Granophyr“) und oft drusig (Figino), in Gängen das ganze Gestein dicht.

2. Feldspatporphyr „schwarzer Porphyr von Lugano“, Porphyrit. Das Gestein hat feinsplittrige, dunkle grünliche oder violette mehr oder weniger feinkörnige bis dichte Grundmasse. Plagioklas bildet kleine Einsprenglinge, Orthoklas und Quarz fehlen makroskopisch. Der Porphyrit ist gleichförmiger ausgebildet als der Quarzporphyr.

Im östlichen Teile (bis zur Linie Figino—Porto Ceresio) herrscht der schwarze Porphyr vor, der rote tritt nur in Gängen auf. Im westlichen überwiegt der rote, und erscheint als Decke. Der erstere ist am stärksten unter dem Monte S. Giorgio (zwischen Capolago und Porto Ceresio), der letztere im SW des Luganersees am Monte Martica entwickelt. Wo die Dislokation nicht zu sehr stört, erkennt man unregelmäßige polyedrische Erstarrungsklüftung in den Porphyren.

Die nähere Untersuchung der beiden Porphyrabänderungen ergibt folgendes:

Der rote Porphyr ist im Zentrum großer Massen als Granitit ausgebildet ohne Basis. Gegen Stellen rascher Erhaltung wird er felsophyrisch mit Einsprenglingen, dann felsitisch und sogar vitrophyrisch glasig (Porphyrechstein E ob Grantola). Schriftgranitische und drusige Struktur ist weit verbreitet. Die Ausscheidungsreihenfolge ist: Zirkon, Apatit, Magnetit, Biotit, Andesin-Labrador, Orthoklas, Quarz. Die Biotite sind oft verbogen, der Quarz reich an Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen. Hie und da findet sich Granat. Die dichteren Abänderungen sind oft schön fluidalstruiert. In Gängen kann die Mitte granophyrisch ohne Basis, das Salband vitrophyrisch ohne Einsprenglinge sein. In den vitrophyrischen Abänderungen finden sich auch Einsprenglinge von Augit und Olivin, Sanidin, Trichite und Kristallite. Die chemische Analyse ergab für frisches Gestein aus dem Tunnel von Maroggio (v. Fellenberg): $\text{SiO}_2 = 70,18$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,33$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,40$; $\text{CaO} = 0,38$; $\text{MgO} = 0,26$; $\text{MnO} = 0,82$; $\text{K}_2\text{O} = 4,05$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,34$; und ließ die mineralische Zusammensetzung berechnen: Orthoklas = 33,78, Oligoklas = 27,01, Quarz = 30,76, Erdcarbonate (Verwitterungsprodukte) = 5,31. $\frac{3}{4}$ der Kieselsäure ist frei. Spez. Gew. = 2,645. Auch von Gargantini Piatti sind Analysen gemacht worden, nach denen der SiO_2 -Gehalt sogar auf 84,10 steigen kann.

Der schwarze Porphyr, „Porphyrit“, zeigt seine Mineralien in der Ausscheidungsfolge: Zirkon, Titanit und Apatit, Magnetit, Biotit und Hornblende, Plagioklas, Orthoklas und Quarz. Als Zersetzungsprodukte erscheinen Kaolin (bei Brinzio), Chlorit, Epidot, Limonit, Carbonate und Quarz. Das Gestein kann feinkörnig (Quarzdioritfazies ob Campione) oder auch ganz dicht werden. Meist ist es porphyrisch mit Einsprenglingen von Biotit und Hornblende, Oligoklas und Magnetit. Die Grundmasse ist Mikrofelsit (Quarz und Orthoklas). Die Mikrostruktur ist variabel. v. Fellenberg fand: $\text{SiO}_2 = 50-62$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13-20$; Fe_2O_3 und $\text{FeO} = 5-11$; $\text{MnO} = 0,30$; $\text{MgO} = 1,8$ bis $6,09$; $\text{K}_2\text{O} = 2,9-4,2$; $\text{Na}_2\text{O} = 2,28-5,52$. Die mineralische Zusammensetzung wurde berechnet auf Orthoklas = 59,21, Oligoklas = 30,35, Magnetit = 6,22, Erdcarbonate = 4,44. Es sind 6% Basis (Magnetit) kieselsäurefrei. Spez. Gew. = 2,6598 bis 2,713. Der schwarze Porphyr ist also trotz seines viel höheren Orthoklasgehaltes basischer als der rote.

Turmalin findet sich im roten und im schwarzen Porphyry und auch im Grundgebirge pneumatolytisch eingewandert auf Rißchen der Grenzonen. Hie und da bildet er kleine strahlige Aggregate.

Im Luganesergebiete ist durchweg das basischere Gestein das ältere, das saurere das jüngere: Gänge von rotem Porphyry durchsetzen meist senkrecht den schwarzen. Der rote bildet deckenförmige Ergüsse über dem schwarzen. Die Tuffe des roten Porphyres und auch die Gänge enthalten vielfach Trümmer des schwarzen neben Trümmern des Grundgesteines eingeschlossen. Der rote Porphyry ist am Kontakt mit dem schwarzen hie und da felsophyrisch oder vitrophyrisch erstarrt. Die umgekehrte Zeitfolge ist niemals beobachtet worden.

Die vorkommenden Übereinanderlagerungen im Porphyrygebiet sind die folgenden:

Im NW (Mte. Nave-Tresa)	Salvatore-Halbinsel	Im SE (Riva)
5. Überlagerung von Triasdolomit (Anisien)		
4. Tuffe, Sandsteine und Konglomerate porphyrischer Abkunft (Campilerschichten)		
3. roter Porphyry in Decken	roter Porphyry in Gängen und Decken	roter Porphyry in Gängen
2. roter Porphyrtuff, Sandstein und Konglomerat. (Grödenerschichten)	schwarzer Porphyry	schwarzer Porphyry
1. Unterlagerung durch paläozoisch kristallines Grundgebirge.		

Es fällt auf, daß nur der rote Porphyry ein Basis-Tuff-Konglomerat hat, und daß dasselbe nur da entwickelt zu sein scheint, wo er über das Grundgebirge hinausgreift (Nordrandgebiet, Tresatal, Monte la Nave), nicht aber zwischen den beiden Porphyryarten sich findet(?).

Obschon fast alle Beobachter den Gängen nachgespürt haben, fehlt uns doch noch eine Gangkarte des Gebietes, und die gleiche Erscheinung wird oft sehr verschieden gedeutet. Vom schwarzen Porphyry ist ein einziger Gang, ein Wurzelstiel von der Decke durch das Grundgebirge hinab ca. 1 km NW von Morcote gefunden worden (Studer u. A. Escher). Der rote Porphyry dagegen bricht in zahlreichen Gängen durch das Grundgebirge und durch den schwarzen Porphyry hinauf. Viele der Gänge streichen wie die Faltung nach NE, andere nach N, oder mehr oder weniger radikal zur Hauptmasse der Ergüsse. Ihre Mächtigkeit schwankt von wenigen Zentimetern bis 10 oder sogar 20 m. Gänge des roten Porphyres im Grundgebirge finden sich NE Morcote. Dieselben fallen steil NW und sind mehrfach unterbrochen und verschoben (G. B. Escher). Von Figino bis Morcote finden sich ebensolche. Auf der Strecke Brusimpiano—Borgnana ist der Grundgebirgsrücken durchschwärmt von Gängen. Die rote Porphyrydecke bei Carona SW San Salvatore ist durch einen mächtigen Gang, der durch den schwarzen Porphyry hinabsetzt und bei Alla Ferrera das Seeufer erreicht, mit der Tiefe verbunden (Taf. XXXIV, Fig. A). Bei Rovio und bei Marroggia gibt es mehrere Ganggruppen, die einen N, die andern NE streichend und auch die Tuffdecke durchsetzend. Ferner ist darauf hingewiesen worden, daß alle Turmalinfunde in beiden Porphyren wie im Grundgebirge auf eine NE—SW-Linie Carona—Valgana sich einordnen, was als das Abbild einer unterliegenden Eruptionshauptspalte gedeutet wird.

Barytgänge sind im Porphyrgbiet keine Seltenheiten. B. G. Escher fand S ob Garaverio (San Salvatore-Halbinsel) bei 430 m Gänge 70° NE fallend im Porphyrituff, die Calcit, Quarz, Baryt und Bleiglanz führen, ferner ob Figino bei 365 m Baryt-Siderit-Gänge. Am NW Abhang des San Giorgio wurde früher an mehreren Stellen, z. B. bei Alpe Serpiano, Baryt ausgebeutet. Hunderte unregelmäßiger rosafarbener Barytgänge bis höchstens 1 m Mächtigkeit durchschwärmen dort den Porphyrit. Ein Gang aus weißem, reinem Baryt findet sich im überliegenden Triaskalk. Dies sind, so weit uns bekannt, die einzigen größeren Barytvorkommnisse der Schweiz.

Die Altersbestimmung der Luganenserporphyre ist lange verschieden gefaßt worden. Alle stimmen darin überein, daß sie jünger als Carbon, älter als die Raiblerschichten sind. Die Frage blieb lange offen: gehören sie ins Perm (Negri und Spreafico) oder in die untere Trias (Curioni und Taramelli). Endlich haben die Untersuchungen von Frauenfelder für permisches Alter entschieden. Die den Porphyren unterliegenden Sandsteine, Tuffe und Konglomerate sind Grödenerschichten, die überliegenden Campilerschichten (Buntsandstein Scythien).

Das Mesozoikum (vgl. Tabelle und Taf. XXXIV, Fig. 243 u. 244).

Die Trias unseres Gebietes enthält Sandsteine, Mergel und das vorherrschend tonangebende, die Dolomite, sei es bankig, sei es in Riffazies. Eine untere Dolomitbildung (Muschelkalk, Anisien und Ladinien) ist meistens durch eine Lagunenbildung (Karnien, Raiblerschichten) getrennt von der oberen Dolomitmasse (Norien, Hauptdolomit und Rhätien Conchodon-Dolomit). Zum Abschluß der Trias folgt eine Zeit der Hebung mit festländischer Abrasion, die das Rhätien teils nicht zur Ablagerung gelangen ließ, teils wieder zerstörte und selbst die norischen Dolomite tief hinab durch Karrenbildung und Ufererosion aufgelöst hat.

Über der Ablation, die hier Trias und Jura so scharf trennt, folgt die liasische (Hettangien bis Obersinémurien) über den Hauptdolomit und das Rhät greifende Transgression von E nach W vorschreitend. Damit hört die Dolomitbildung für immer auf und Kieselreichtum im Jura folgt vom Unterlias bis in die mittlere Kreide hinauf. Mit ihrem Abschluß folgen dann terrigene Absätze (Tone, Scaglia, Oberkreide und Flysch).

Das Mesozoikum in den Umgebungen des Luganersees kann also kurz bezeichnet werden wie folgt: Trias vorherrschend Dolomitfazies, dann Abrasion. Transgression von Jura und Unterkreide in Kieselkalkfazies.

In unseren weiteren Darstellungen halten wir uns am meisten an die sehr gründliche Untersuchung von Frauenfelder, die die früheren mitenthält, vielfach korrigiert und sehr wesentlich ergänzt.

Trias (Fig. 243 und 244).

Die S und E alpine Trias hat dem Verständnis ungewöhnliche Schwierigkeiten bereitet, und eine große Reihe der besten Forscher haben dort abwechselnd erkannt und geirrt. Der Deckenbau täuschte verkehrt oder in wechselnder Fazies repetierte Schichtfolgen für normale vor, und bei normalen Reihen verschiedener Gegenden verwirrte der die alpine Trias charakterisierende rasche und plötzliche Fazieswechsel. Von einer Stelle zur andern wechselt die Mächtigkeit der einzelnen Glieder enorm. Wechselvoll geschichtete Seichtmeergesteine oder Tiefmeermergel stoßen ab an Kalk oder Dolomitstöcken oder Riffbildungen, die am einen Ort bloß

durch einen Bruchteil einer Stufe, an einem andern durch eine ganze Reihe von Stufen hindurch anhalten. Richthofen und Mojsisovics haben es sehr wahrscheinlich gemacht, daß die Riffkalke und Dolomite der alpinen Trias größtenteils aus Korallenriffen hervorgegangen sind. Das uns beschäftigende Gebiet ist zu eng, um dafür maßgebende Beweise zu bieten.

Man kann sagen, daß die Ablagerungen jeden Alters vom Scythien bis Rhätien an einem Ort als mergelige Schiefer und sogar Sandsteine, am andern als Dolomite oder dolomitische Riffkalke ausgebildet sein können. Erst im Norien setzt mit dem Hauptdolomit und Dachsteinkalk eine allgemein horizontal ununterbrochene durch-

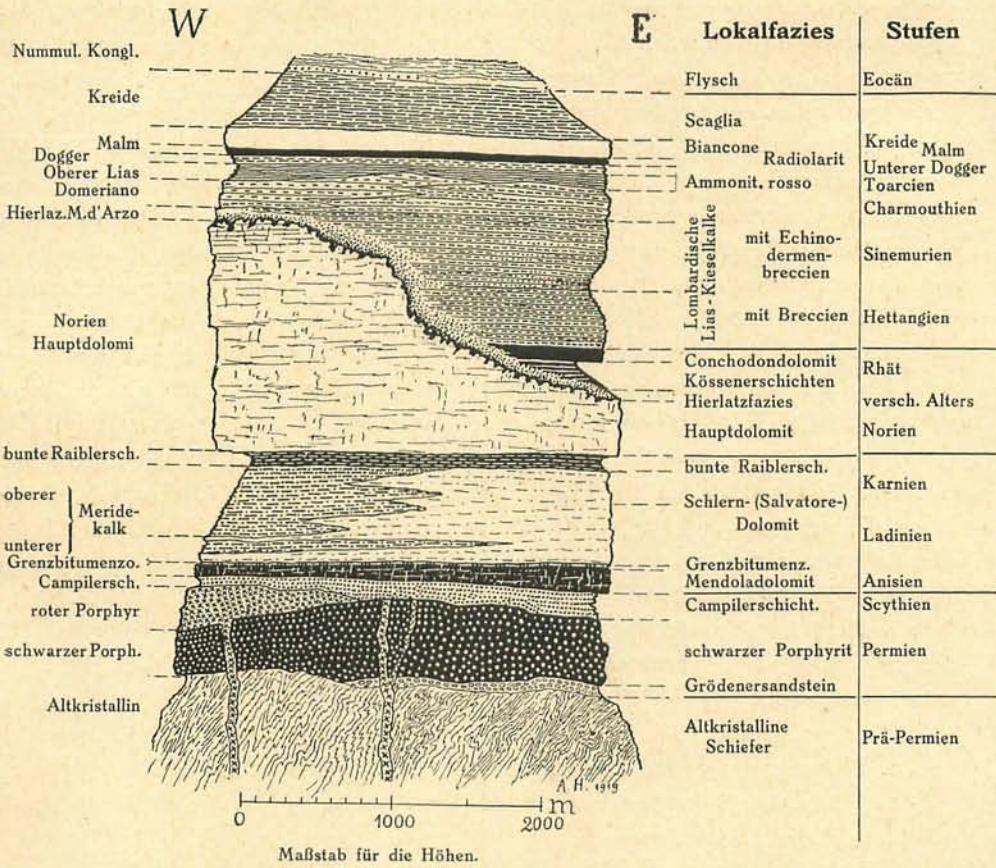


Fig. 243. Schema der Schichtfolge am Luganersee (vorherrschend nach A. Frauenfelder).

greifende Dolomit- und Kalkfazies ein. Diese Erscheinungen zeigen sich in den Schweizeralpen einerseits im Gebiete der ostalpinen Decken, und außerdem auch in dem kleinen autochthonen Stück der S-Alpen, bei dessen Betrachtung wir stehen. Wir halten uns hier an die lokale Ausbildung, wie wir sie hier im S-Tessin vorfinden, ohne allzu weite Umblicke in andere Regionen.

Ohne die beigegebene stratigraphische Tabelle in das fließende Wort übersetzen zu wollen, sei derselben nur Ergänzendes beigegeben.

Untere Trias.

Scythien. Auf die Festlandzeit der permischen Eruptivergüsse und Aschenregen unseres Gebietes, ganz so wie auf die prätriasische Abrasionsepoche im helvetisch autochthonen Gebiete, folgte zu Beginn der Trias ein Übergreifen des Meeres. Das Meer scheint hier aus SE her vorgerückt zu sein. Konglomerate bildeten sich durch Verschwemmung und Einspülung von Trümmern der präcarbonischen Massive, z. B. enthaltend 20% alkristalline gerundete Gerölle und gleichzeitig bis zu 80% mehr eckige Trümmer der Porphyreruptionen. Sie wechseln mit Sandsteinen, Mergeln, lagunären Dolomiten und Rauhbacken. Wie stets bei solchen Transgressionsstufen besteht starker Wechsel in der Mächtigkeit (10—125 m) und zugleich im lokalen petrographischen Charakter. Verschiedene Schichtprofile (Serpiano und ob Riva am San Giorgio, S. Martino bei Paradiso, Campione usw.) sind im einzelnen nicht zu parallelisieren. Die ganze Bildung wird hier oft als Servino bezeichnet. Frauenfelder sammelte aus diesen, den Porphyr überlagernden und seine Unebenheiten ausgleichenden Schichten viele Fossilien. Etwa 16 Spezies konnten sicher bestimmt werden. Sie alle gehören den Werfenerschichten (Buntsandstein) an, und zwar fast nur dem oberen Teil ihrer oberen Hälfte, d. h. den oberen Campilerschichten. Damit ist zugleich die Altersfrage der Porphyre endlich entschieden: die Porphyre gehören unter die Trias. Erstaunlich ist die Einheitlichkeit dieser Erscheinung zu Beginn der Trias fast durch die ganzen Alpen hindurch: Das abgetragene ältere Gebirge liegt als Festebene zu seichtem Meer versenkt. Auf verschwemmte und wieder abgesetzte Verwitterungsrückstände (Buntsandstein) folgt die marine Dolomitbildung (Muschelkalk).

Anisien und Ladinien (alpiner Muschelkalk, untere Dolomite, Muschelkalk und Esinokalk). Am Mte. San Salvatore geht die Dolomitbildung einheitlich durch die anisische und ladinische bis in die karnische Stufe hinein. In Linsen oder Schwärmen sind in verschiedenen Höhen der über 500 m starken und 700 m über den See ragenden, meist hellen und oft nur undeutlich geschichteten Dolomite bestimmbare Petrefakten vielfach gefunden worden. Frauenfelder hat aus diesem Komplex die Vertreter folgender Schichtgruppen, von unten nach oben genannt, bestimmt:

Über dem roten und gutgeschichteten Servino von San Martino folgen:

1. Plattendolomite und Mendoladolomit, Diploporenkalk.
2. Bituminöse Dolomite der Zone des *Ceratites trinodosus* „Grenzbitumenzone“, mit Limonit und Daonellen.

Sodann Fossilinseln mit Echinodermenbreccien, über 25 Arten, zeitlich repräsentierend die:

3. Buchensteinerschichten, darin Korallenstöcke.
4. Wengenerschichten, wobei die Cassianerfauna fehlt, *Daonella Tommasii*, *Protrachyceras archelaus*.
5. Schlerndolomit (z. T. schon karnisch), am Salvatore und auch bei Campione mit Korallen (*Lithodendron*) in der Gipfelregion.

Der Salvatore ist ein so durchgreifender Dolomitstock, wie wir ihn sonst nur noch am Schlern bei Bozen und etwa in der Grigna finden, wo der Dolomit 1600 m mächtig einheitlich vom Servino bis in die Raiblerschichten reicht.

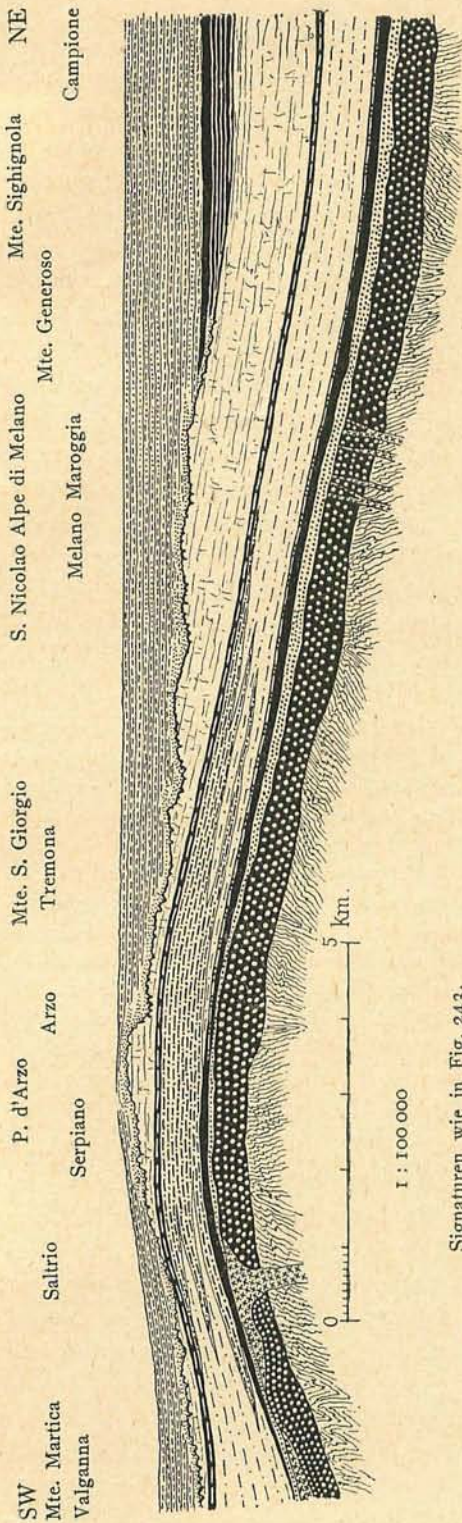
Ganz abweichend von der fast lückenlos reinen, weiß dolomitischen Ausbildung am San Salvatore ist die Fazies der gleichaltrigen Schichten S des Luganersees, besonders am Mte. San Giorgio, Gebiet von Meride. Am Südabhang des Salvatore hatte sich schon ein großes Paket plattiger bituminöser Dolomite eingefunden, am San Giorgio über Meride stellen sich zwischen den plattigen Dolomiten schon unter den Trinodosusschichten und dann besonders in diesen bituminöse Mergel ein. Die Dolomitlagen sind reich an Mollusken (ca. 40 Arten); Daonellen (sechs Arten) stellen sich massenhaft ein, Ammonitidier (8 Arten) sind häufig. Die Bitumenlagen sind reich an Vertebraten. Fische (*Ptycholepis*, *Belonorhynchus* u. a., „Fischschiefer von Meride“) und Saurier (*Mixosaurus Cornalianus*) sind reichlich (ähnlich wie in Perledo, Raibl und Seefeld). Die Erhaltung ist gut, Sammeln und Untersuchung leider noch sehr unvollkommen. Die bituminöse Vermergelung der Merideschichten hält S des Luganersees durch das Ladinien und Karnien bis ins Norien an, verliert sich aber gegen W rasch wieder. Schon bei Induno ist die Salvatorefazies wieder herrschend geworden. Sogar die Kössenerschichten sind dort noch Salvatoredolomit und der Conchodondolomit (20 m) sitzt dem Hauptdolomit unvermittelt auf. Erstaunlich ist die Zähigkeit, mit welcher hier die ungewöhnlichen Bildungsbedingungen einer solchen Bitumenfazies stratigraphisch vertikal, d. h. zeitlich (Anisien, Ladinien, Karnien bis ins Norien) sich erhalten haben bei doch sehr beschränkter Horizontalausdehnung. Eine Erklärung dafür fehlt noch.

Von der Verarbeitungsfabrik der Bitumina in Meride führt die Straße NW nach der Alpe Serpiano, wo die Bitumen-Gruben am NW Abhang des San Giorgio liegen. Ohne Zweifel erstreckt sich die 30–40° S fallende Lagerstätte unter dem ganzen San Giorgio hindurch, mit dem Ausgehenden ihn nördlich umfassend. Sie ist kaum zu erschöpfen. Die bitumenreichste Zone hat ca. 10 m Mächtigkeit. Zwischen den dünnen Dolomitbänken liegen 2–16 cm dicke Lagen bituminöser Tonschiefer bis zum tonigen Sappropelit. Etwa $\frac{1}{5}$ der Schichtmasse ist verwertungsfähig. Die chemische Prüfung der letzteren ergab Asche 47% (40–43% $MgCO_3$, viel Kali), Wasser 3%, Öldestillat 21%, kohlige Substanzen 29%. Eine andere Probe enthielt 58% organ. Substanz, keine Karbonate, Ton (L. Hezner). Die Zwischenschichten sind Dolomitbänke ($CaCO_3$ 52,3%, $MgCO_3$ 43,58%, L. Hezner). Die bituminöse Imprägnation ist primär. Die Destillation liefert „Olio greggio“, ein Stickstoff und Schwefel reiches Gemenge von Kohlenwasserstoffen. Daraus wird „Sauroil“ (bis 2000 kg per Jahr) erzeugt. Auch Ichtyol (wie in Seefeld bei Innsbruck) wird gewonnen.

Die anisischen Dolomite (Mendoladolomite) am Luganersee sind wohl rein diploporogener Herkunft. Kalkalgen gehen durch den ganzen Komplex, Korallen sind nicht gefunden. Die Mächtigkeit nimmt von W nach E zu (40 m bei Serpiano, 90 m bei Riva S Vitale, 120 m bei Campione, 150 m in der Grigna). Verbreitung und Erhaltungszustand der Fossilien weisen auf ruhige flache Bucht; Voltzien, Ton und Sandgehalt deuten auf Landnähe. Der ladinische Teil der Salvatoredolomite (Schlerndolomit) mag 500 m mächtig sein. Er enthält neben etwa 30 anderen Fossilarten (Frauenfelder) oft Korallen. Im S des Sees ist das Ladinien mehr kalkreich, aber immer noch bituminös ausgebildet, gegen SW erholt es sich zur Salvatorefazies.

Obere Trias.

Karnien (Raiblerschichten). Die wechsellagernden gemischten bunten Sande, Mergel, Tone, Dolomite, Rauhacke, Gipse, die in großer Ausdehnung über die S-Alpenzone einsetzen und die untere Dolomitbildung von der oberen trennen,



Signaturen wie in Fig. 243.

Fig. 244. Längsprofil der Schichtfolge gegen Ende der Liaszeit nahe dem Alpen-S-Rande, nach A. Frauenfelder.

entsprechen einem allmählichen Rückzug des Meeres mit Auflösung in wechselnde Lagunen. Dies wird fast allgemein mit Beginn der Zone des *Tropites subbullatus*. An wenigen Stellen hält die anisich-ladinische Fazies noch weiter aus, so reicht am San Salvatore und bei Campione der Dolomit bis Mitte Karnien, auf San Giorgio sind auch die karnischen bis norischen Schichten noch oft bituminös mergelig.

Der Gips der Raiblerschichten ist vielfach ausgebeutet worden, so die Gipslager, (6 m) bei Meride, Gips bei Arogna.

Norien (Hauptdolomit, unterer Dachsteinkalk) 100 bis 1000 m. Mit ziemlich einheitlichem Charakter greifen die mächtigen, meist hellen, grob gebankten, zuckerkörnigen, karrigen Dolomite über das Vielerlei der Raiblerschichten. Vielfach sind sie petrographisch den tieferen Dolomiten des San Salvatore gleich. *Gervillia exilis*, *Gyroporella vesiculifera*, *Wortheimia Escheri* sind die häufigsten Fossilien. Auf Schweizerboden bildet der Hauptdolomit die Berggruppe von Poncione d'Arzo über Tremona, einen Streifen von W Caprino über Arogno; er kommt vor N vom Mte. Brè und Mte. Boglia und bildet dort die Dente della Vecchia. Weit gewaltiger ist seine Ausbreitung E der Schweizergrenze über Porlezza und W gegen den Maggiore. Die stratigraphische Unterlage des Hauptdolomites ist an dem Oberrande der Raiblerschichten durchgehend und gleichförmig. Die Oberfläche aber ist wechsell. Der Hauptdolomit bildet in seinen oberen Teilen lokal ausgeprägte Plattenkalke und war

darüber mit Rhät bedeckt, auf welchem der Lias in Transgression auflagerte. Eine unebene Aufwölbung und Entblößung am Schlusse der Triaszeit hat regionenweise zu einer tiefgreifenden Erosion geführt, so daß der Lias bald schon mit Hettangien, bald mit Sinemürien auf die karrig abgetragene Oberfläche des Hauptdolomites übergreift. E von Capolago ist der Abtrag anscheinend geringer, der auflagernde Lias viel vollständiger, W geht der Hauptdolomit von 1000 m bis unter 100 m zurück, oder ist gar (z. B. W Saltrio) fast ganz weggenommen. Die Transgression schritt von E nach W vor: E des Sees (Menaggio bis Campione) liegt das Rhät mit Kössenerschichten ohne Lücke auf dem ca. 1000 m mächtigen Hauptdolomit. Unter dem Mte. Generoso an der Alpe di Melano beginnt die Transgression. Das Rhät ist nicht mehr vorhanden, Hettangien liegt auf karriger Oberfläche des Hauptdolomites, dessen Kessel und Schloten erfüllend. W des Sees bei Arzo und Tremona transgrediert unteres Sinemürien über die zerfressene Oberfläche des dort nur noch 200 m mächtigen Hauptdolomites. Bei Saltrio liegt über einem gebliebenen Hauptdolomitstock von ca. 350 m oberes Sinemürien und Charmouthien und der aufliegende Lias ist durch Fehlen seiner unteren Stufen von über 1000 m im E auf 20 m zurückgegangen (Fig. 243 u. 244).

Rhätien, Kössenerschichten (Contortaschichten und Conchodondolomit). Im schweizerischen Gebiet der S-Alpen ist Rhät entgegen den Angaben der älteren geologischen Karten nur an wenigen Stellen zu beobachten. Eine südliche Fortsetzung des N-europäischen Keuperfestlandes scheint bis hierher gereicht zu haben und hier teils schon vor der Rhätzeit Unterbruch in der marinen Ablagerung, oder gegen Schluß derselben kontinentale Abwitterung des schon abgelagerten ergeben zu haben. Es ist erstaunlich, wie weit die Flächen sind, auf welchen gleichzeitig ein Schwanken zwischen Meer und Festland eingetreten ist, worauf dann marine Liastransgression folgte. Im Schweizergebiet findet sich Rhät an der N-Seite des Monte Brè in Val Cassone mit einem guten Fundort für Rhät mit Fossilien am Weg von Aldesago nach Cureggia.

Dort folgen über Hauptdolomit, steil abfallend:

15 m schwarze Kalke und Mergel mit *Dimyodon intusstriatum*, *Cardita austriaca*, *Avicula contorta*, Kössenerschichten.

15 m gebankte bituminöse oder helle, körnige, klotzige Dolomite, Conchodondolomit.

Darüber rascher Übergang in die dunklen Hornsteinkalke und die massigen Hierlatzkalke des Lias.

Am NW-Abhang des Monte Boglia bis in die S-Seite des Sasso grande und von da SE hinab nach San Mamette am Luganersee zieht sich eine Zone von Conchodondolomit (ob. Rhät) der vom Sasso grande bis an den See bei Cressogno von Contortaschichten begleitet wird (v. Bistram). Diese Rhätzone setzt schief durch den Porlezzaarm des Sees und östlich gegen den Comersee fort. Dort, außerhalb der Schweiz, sind zuerst von Arn. Escher in Bene die Kössenerschichten genauer geprüft worden („Vorarlberg“ S. 89). Lithodendronkalke mit *Megalodon* fand er mehrfach wechseln mit fossilreichen Mergeln in einem Komplex von ca. 100 m. An einigen Stellen des schweizerischen Gebietes ist das Rhät oft bald als Ganzes, bald bloß in seinen plastischeren Schichten mechanisch ausgequetscht, meistens aber fehlt es deshalb, weil es in die Transgressionslücke zwischen Trias und Lias fällt.

Gewiß ist für unser Gebiet der Trennungsstrich zwischen Trias und Jura sehr glücklich gefallen. Er entspricht einer großartigen Transgression mit mehr oder weniger weiter Lücke durch Erosion oder in der Ablagerung. Sie trennt das alte Dolomitreich vom neuen Kieselreiche.

Jura.

Außer früher zitiertem besonders noch: C. Renz, Beiträge z. Kennt. Juraf. Mte. Generoso, Eclogae 1920.

Lias, Hierlitzfazies.

Am Westfuß des Generoso wie besonders schön von Tremona über Arzo, Saltrio, Viggü kann man die Transgression des Lias sehen. Zwischen Saltrio und Tremona lag eine ca. 200—300 m hohe Steilküste aus Hauptdolomit, deren Fuß bei Arzo vom Liasmeer bespült wurde. Die Meeresbuchten füllten sich mehr und mehr auf, bis das Liasmeer auch über die Oberkante griff. Tiefe unregelmäßige Spalten, Schloten, Karrenfurchen und Karrenlöcher durchziehen die alte rhätische Landoberfläche. Die Verwitterungsrückstände wurden von der Brandung sortiert und betteten die Trümmer der Steilküste ein. Die Terra rossa zieht sich zwischen den Dolomittrümmern durch und erzeugt flammige Rotfärbung der ausgleichenden Liasabsätze. Sie wurde offenbar durch Zusammenschwemmen auf das Gebiet an der S-Seite des San Giorgio konzentriert. Das bunte Gestein enthält schwarmweise Fossilien — weiße Terebrateln mit halb roter, halb weißer Füllung, rote Kalke mit weißen Pentakrinusstielen treten schwarmweise auf (*Zeilleria cor*, *Rhynchonella belemnica*, *Lima*, *Pecten*, *Apicrinus*). Parona unterschied in Saltrio Brachyopodenbänke, Bivalen- und Gasteropodenbänke (*Gryphaea arcuata*, *Gr. Hybrida*, *Pleurotomaria expansa* und *aracosa*) und gegen W abnehmend Ammonitenfauna (*Nautilus striatus*, *Arietites bisulcatus*, *stellaris* etc.).

Der architektonisch so viel verwendete „Marmo d'Arzo“ oder „Brocatello d'Arzo“ wird aus dieser Transgressionszone gebrochen. Er besteht aus bunt fleckigen Breccien und bunten Massen von grau, gelb, rot und weißem Dolomit, Kalkgestein und Mergel. Die rote Terra rossa ist freilich oft das Unglück des Steinhauers, indem ein größeres Stück (Säulen, Taufsteine, Kamine) oft während der Arbeit oder auch nach der Vollendung entlang einer dünnen roten Mergellage zerfällt. Die „Marmorbrüche“ von Arzo und Saltrio haben herrliche Aufschlüsse geschaffen.

Über dem bunten Gestein folgt eine allmähliche Ausgleichung der Färbungen. Es stellen sich graue, rosarote oder weiße kompakte Echinodermenbreccien und feine Kalksteinbreccien mit Fossilnestern ein. Dies ist die Hierlitzfazies des Lias der N-Alpen (Salzburg), die als Fazies nicht vom Alter, sondern von der Nähe hinter der Transgression abhängt und mit dem zeitlich und örtlich sich verschiebenden Transgressionsrande auch allmählich jüngeren Schichten angehört. In unserem Gebiete wandert sie vom Rhät bis ins obere Sinémurien hinauf. Der Marmo d'Arzo selbst ist gewissermaßen das grobe Ausgangsglied der Hierlitzfazies. Mit dem oberen Sinémurien taucht die westliche Hauptdolomitinsel auch unter, und die Differenz E und W Capolago ist verschwunden.

Lias, lombardische Fazies.

Über der Hierlitzfazies setzt durchweg der lombardische Liaskalk ein. Innerhalb des gewaltigen Komplexes dieser dunkeln Kieselkalke wechseln kieselärmere Zonen ab mit kieselreichen; Nester von Echinodermenbreccien, von Dolomit-

breccien, vereinzelt Fossilschwärme stellen sich darin ein. Fast immer sind die Fossilien verkieselte. Nach der Verteilung der vielen Fossilien schätzt Frauenfelder, daß ca. die unteren 400 m zum Hettangien, die folgenden 500 m zum Sinémurien („Semur“), die obersten 150 m zum Charmouthien zu stellen sind. Die Stufen gehen allmählich ineinander über. Vom Monte Generoso gegen SE wird die Bildung noch bedeutend mächtiger (2000—3000 m?). Die ganze Ablagerung ist meistens sehr gut bankig geschichtet. Dunkle kieselige Kalkschichten sind durch Zwischenlagen von kieseligen Mergeln getrennt. Darin finden sich in Lagen geordnet oder in dünne Schichten verschmolzen schwarze Hornsteinknollen und Linsen (Lydite) in viel hundertfältiger Repetition. Der Kieselgehalt wird nach der mikroskopischen Untersuchung hauptsächlich von Kieselschwämmen (Mono-, Tetra- und Hexactinelliden) geliefert, die Hornsteine des lombardischen Lias sind also Spongite. Die Mehrzahl der Spezies wie auch die übrigen Fossilien sprechen für ein nicht tiefes Meer, wie es einer zunehmenden Transgression mit gleichzeitiger Auffüllung entspricht. Der Abtrag im W bei Ablagerung im E hat es zustande gebracht, daß zwischen Raiblerschichten und oberstem Lias W Capolago 1900 m mehr Gesteinsschichten liegen, als E Capolago. Keine Verwerfung, sondern eine leichte westliche Hebung des Untergrundes hat dies verursacht. Im oberen Teil verlieren die Kieselkalke ihre dunkle Farbe, sie werden hellgelb glimmerführend, die Kieselknollen gelb und spärlich, Limonitknollen stellen sich ein. In der Lombardei heißt diese Fazies, die größtenteils noch zum Charmouthien (Mittellias) zu zählen ist, aber noch ins Toarcien hinauf reicht, „Domeriano“ (nach Monte Domaro in Val Trompia). Mächtigkeit 4—100 m, allmählicher Übergang nach dem Ammonitico rosso.

Im Luganerseegebiet finden wir die Lias-Hornsteinkalke mächtig am Mte. Bré, sodann als Hauptgebirgsmasse im SE-Winkel des Luganer- bis an den Leccosee (Mte. Galbiga, Mte. Pinzermona, Mte. Sighignola, Maratal ob Arogno, Mte. Generoso, Valle di Muggio und SE Chiasso bis Como). W des Luganersees finden sich nur geringe Mengen. Die Mulde von Oberlias und Malm bei Cragno, aufliegend auf 900 m lombardischen Liaskieselkalk, und selbst von tiefmeerischer Fazies, beweist, daß das Gebiet sich während des Lias im E-Teil und nachher noch im ganzen mächtig gesenkt hat, und daß die mächtige Liaskieselkalkbildung einst in viel weiterer Ausbreitung die Trias der S-Alpen, im besonderen der insubrischen Zone bedeckte. Das sind die Faziesgebiete, aus welchen die Miocänagelfluh am N-Rand der Alpen ihre zahllosen schwarzen Hornsteingerölle bezogen hat.

C. Renz hat seit Frauenfelder im lombardischen Lias des Mte. Generoso, besonders in der Breggiaschlucht eingehend gesammelt. Er fand im unteren Lias (Hettangien und Sinémurien) eine beschränkte Zahl von Arten, darunter: *Arietites Bucklandi*, *A. semicostatus*, *A. obtusus*, *A. raricostatum*, *A. oxynotum*, *Schlotheimia angulata*, *Schl. ventricosa*, *Aegoceras capricornum*, *Spiriferina rostrata*. Enorm viel reicher ist der mittlere Lias (Charmouthien s. l. Domeriano). Er lieferte etwa 130 Ammoniten, 5 Belemniten, 7 Gasteropoden und ca. 10 Zweischaler, darunter: im unteren Teil *Aegoceras Valdani* und *Uptonia Jamesoni*; im oberen Teil *Amalthäus margaritatus*, *A. spinatus*, *Hildoceras cornacaldense* (massenhaft), *Coeloceras commune*.

„Ammonitico rosso“ (Oberlias, Toarcien).

Rosarote bis weiße, etwas mergelige konkretionär-knollige, kieselfreie oder kieselarmer Kalkbänke wechseln ab mit roten Mergellagern. Die ganze Bildung hat 10—80 m Mächtigkeit. Die knolligen Kalke sind reich an schlecht erhaltenen Ammoniten, die alle dem oberen Lias angehören. Schon vor Renz waren aus dem Generosogebiet, besonders aus der Breggiaschlucht (gesammelt von A. Heim, bestimmt von L. Rollier oder gefunden von Frauenfelder usw.) bekannt: *Harpoceras* (*Hildoceras*) *bifrons*, *H. serpentinum* und *H. quadratum*, *Phylloceras Nilssoni*, *Ludwigia aalense*; *Coeloceras crassum*, *C. longaevum* und *C. annulatum*, *Poecilomorphus* (*Lillia*) *Mercati*.

C. Renz konnte im oberen Lias (Toarcien, Ammonitico rosso) etwa 112 Ammonitenarten neben 10 anderen Cephalopoden und 6 Arten Bivalven erkennen. Leitende Formen sind *Lioceras aalense*, *Haugia variabilis*, *Hildoceras bifrons*, *Grammoceras radians*, *Coeloceras annulatum*, *Phylloceras Nilssoni*. Bemerkenswert ist das Vorkommen aller bekannten Arten von *Frechiella* und mehrere Arten *Paroniceras*, endlich *Posidonomya Bronni*. Die *Frechiellen* betrachtet Renz als oberliasische Rückschlagsformen von *Arietiten*; auch die *Paroniceras* sollen Rückschlagformen darstellen. Die ersteren reichen von Portugal durch die Mittelmeergebiete bis Griechenland.

Die Facies des Ammonitico rosso ist analog den Adneterschichten von Salzburg und geht durch einen großen Teil der Mittelmeerländer.

Dogger.

Über dem Oberlias folgt eine Zone von wohl 100 m ähnlicher Gesteine, die nun aber arm an Fossilien sind. *Hamatoceras fallax*, *Dumortieria arata* und *Dumortieria* sprechen für Dogger. Am schönsten ist die ganze Schichtfolge in der Breggiaschlucht zwischen Castello San Pietro und Morbio (Alb. Heim, Ein Profil am S-Abhang der Alpen mit Beiträgen von Ernst Blumer, Viertelj. N. G. Zürich 1906) entblößt, wo vom Domeriano bis an die vermutlich obere Grenze des Doggers 400—500 Kalksteinbänke zwischen ebenso vielen Mergellagern gezählt werden können. Wie im unteren und mittleren Lias dunkler Kalk und schwarzer Hornstein vielhundertfältig abwechseln, so hier heller Kalk und roter Mergel. Eine derart repetierte Schichtung muß einen oszillatorischen Wechsel um ein Gleichgewicht in der chemischen Beschaffenheit der Meere zur Ursache haben (Alb. Heim, Einige Gedanken über Schichtung, Viertelj. N. G. Zürich 1909).

In neuester Zeit ist es nun Renz gelungen, aus diesen von uns dem Dogger zugeschriebenen Schichten aus der Breggiaschlucht eine ganze ungeheure Fülle von Petrefakten zu finden und zu bestimmen. Wir bewundern seine Ausdauer. Seine Funde lassen innerhalb etwa 17 m den Murchisonaehorizont, das Aalénien, erkennen mit *Ludwigia Murchisonae* und darüber eine Zone mit Fossilien des Bajocien, enthaltend *Sonninia Sowerbyi*, *Lioceras concavum*, *Dumortieria arata* etc. Im ganzen zählt Renz aus diesem unteren Dogger der Breggiaschlucht noch über 160 Ammonitenarten auf!

Oberer Dogger, Oxfordien sind auch für diesen Fossilfinder nicht feststellbar geworden. Minimale Ablagerungen jener Zeiten fehlen gewiß nicht, aber sie sind fossilleer. Der Übergang in den Malm ist ebenfalls vermittelt. Der Kieselgehalt nimmt zu bis zur Ablagerung reinen Hornsteines.

Schon der Ammonitico rosso findet sich im Gebirge um Lugano nicht mehr erhalten. Der nördlichste Fundort besteht in einer kleinen NW-SE streichenden Mulde, die bei 950—1000 m oben bei Cragno am SSW Grate des Mte. Generoso in den Hornsteinlias eingelagert ist. Die gleiche Mulde enthält auch noch Malm und Kreide. Mit dieser Ausnahme finden sich oberer Lias bis Malm und jüngere Bildungen einzig noch als S-Rand, von den Alpen abfallend, zur Tiefe stechend. Sie lassen sich vom Comersee über Induno und Viggiu bis Mendrisio mit steilem S-Fall, von Mendrisio über Chiasso mit steilem SW-Fall (vgl. Fig. 17) und von Como bis Lecco wieder W-E streichend mit S-Fall verfolgen. Gewiß reichten sie einst weit nach N, z. T. bis an den Alpennordrand hinaus!

Schon auf dem Grat des Mte. Generoso hören Toarcien und Dogger teilweise auf und der Malmradiolarit liegt dem Charmouthien auf. Die gleiche Erscheinung findet sich noch anderwärts. Der Dogger fehlt auch vielfach in den Decken von S-alpiner Abkunft. Innerhalb solcher Tiefmeerbildungen ist wohl an eine Verschiebung der Ablagerungsgrenzen durch Auftauchen nicht zu denken. Vielmehr wird die Kontinuität der Ablagerung bestehen, die Ablagerungen aber quantitativ minim sein und der Leitfossilien entbehren.

Für den ganzen Jura des Mte. Generoso-Gebietes von der Transgression an der Basis des Lias bis zum Biancone hinauf scheint die Ablagerung kontinuierlich stattgefunden zu haben. Kein scharfer durchgreifender Wechsel in der Gesteinsfazies, keine Transgressionsfläche unterbricht die mächtige, überall in Übergängen vermittelte Schichtreihe. Ohne Zweifel war die Ablagerung zuerst eine relativ rasche, wie die großen Mächtigkeiten zeigen. Im oberen Lias wird sie langsamer, die Schichtfolgen werden schwächer, die Versteinerungsfolgen konzentrieren sich dichter zusammen, die Fossilien anderswo getrennter Horizonte mischen sich. Wir stehen vor Ablagerungen in zunehmender Meertiefe. Die Fossilfolgen werden damit spärlicher und unterbrochen trotz Kontinuität des Absatzes. So kommt es, daß der Dogger und der Malm, die anderwärts 1000 m stark sein können, nun auf weniger als $\frac{1}{10}$ oder $\frac{1}{20}$ davon zurückgehen. Der Oberdogger und das Oxfordien sind gar nicht durch Fossilien feststellbar, der Malm kann gar nicht gegliedert werden. Aus dem Malm fehlt jedes Stufenfossil. Seine obere Grenze fällt nicht auf einen Fazieswechsel, sondern mitten in den Biancone.

Malm (Radiolarit, Majolica inferiore, Maj. rossa).

Im Grunde der Breggiaschlucht zwischen ungangbaren Teilen unter Castello San Pietro treffen wir in herrlicher Entblößung, zugleich einen kleinen Bergsturz bildend, den tiefmeerischen Malm mit roten kieseligen Aptychenschiefen und prachtvollem rotem und grünem Radiolarithornfels (vgl. Profil Fig. 17). Der Hornfels setzt bald in geschlossenen Linsen, bald in feinen, bald in groben knollig-linsigen Bänken ein, die 10—30 cm dick sind. Die Zwischenschiefer schwinden zu dünnen, welligen Häuten oder Blättern zusammen, der tiefrote oder grüne Hornfels macht bis $\frac{4}{5}$ des 35—40 m mächtigen Komplexes aus. Nach oben stellt sich wieder mehr kieseliger Kalk oder Kalkstein ein. Aptychus in mehreren Arten (*laevis*, *latus*,

lamellosus, Beyrichi), Belemnites (Duvalia) ensifer in drei Arten Belemnopsis (Hastites) semisulcata, Rhynchoteuthis, die sich hier finden, sind Gestalten der Kimmeridgestufe. Die mikroskopische Untersuchung zeigt das Gestein erfüllt mit wasserklaren Radiolarien. Stichocapsiden scheinen am häufigsten. Sie liegen in dichter Kieselgrundmasse, die Innenräume mit körnigem Quarz gefüllt. Die Erhaltung hat durch diagenetischen Umsatz gelitten. Im begleitenden kieseligen Tonschiefer ist die Erhaltung meistens besser als im Hornstein. Wenn es auch berechtigt ist, einen solchen Kieselhomstein, der massenhaft Radiolarien enthält, Radiolarit zu nennen, so darf man sich doch nicht das Gestein vorherrschend durch Radiolarienschalen gebildet denken. Die Grundmasse von chemisch niedergeschlagenem, dichtem Kiesel herrscht in der Regel quantitativ weit vor über die Radiolarianschälchen, die darin liegen.

Auch vom Radiolarit finden wir außer der kleinen Mulde von Cragno (Generoso) nur die einzige austreichende Rippe des nach S abfallenden Alpenrandes von Induno über Arzo, Mendrisio, Chiasso.

Kreide.

Biancone (Majolica bianca).

Plötzlich ändert das Gestein. An glatter Schichtfuge endigt der tiefrote Radiolarit und es folgt der fast schneeweiße kompakte Biancone ohne jeden Rückfall in Rot oder in Bankung mit tonigen Zwischenschichten. Dieser Gesteinswechsel ist nicht oszillatorisch, sondern einmalig. Der Biancone, unten massig, nach oben besser geschichtet, ist ein prachtvoll dichter, splittrig brechender, reiner Kalkstein von ca. 100 m Mächtigkeit. Feuersteinkonkretionen sind in den untersten und wieder in den obersten Lagen häufig. Frauenfelder zitiert *Terebratula* (Pygope) janitor und *Aptychus punctatus*.

Der Biancone erweist sich als ein sehr dichter Kalkstein, in welchem Foraminiferen ungewöhnlich gleichförmig und einheitlich eingestreut liegen. Fast ausschließlich ist es die krugförmige Lagenide *Calpionella alpina*, Lorenz. In den Dünnschliffen ist das Achsenkreuz der sphärischen Aggregatpolarisation sichtbar. Der Durchmesser der Schälchen schwankt um $\frac{1}{16}$ mm. Calcitisierte Radiolarianskelette sind spärlich beigemengt. Von makroskopischen Fossilien sind nur wenige Aptychen und Belemniten gefunden worden.

Eine auffallende Erscheinung sind feine schwarze „Nähte“ im weißen Kalkstein. Sie sind aus feinsten bituminös tonigen Häutchen gebildet, welche durch relativ abwechselnd gerichtete Bewegungen im Gestein zu einer stylolitisch verzahnten Suture der Gesteinsmassen geworden sind. Die Suturehäute entsprechen nicht den Schichtfugen, sie stehen oft in paralleler Anordnung senkrecht zur Schichtfläche. Dem geübten Auge ist auch sofort einleuchtend, daß ihre Entstehung nicht Dm ist. Vielmehr bezeugen ihre Formen innere Bewegungen während einer langen Zeit diagenetischer Verfestigung (Abbild. in Alb. Heim, Vierteljahrsschr. nat. G. Zürich 1906).

Der Biancone erstreckt sich mit überall gleichem Charakter, nur lokal von Schuttbildungen bedeckt, dem Radiolarit entlang auf der Linie: Induno, Arzo, Mendrisio (überkippt in 75° NE-Fall), Loverciano (85° SW-Fall), Castello San Pietro. Im Biancone liegt der ungangbare Teil der Breggiaschlucht, er setzt fort (60° SW-Fall) unter Morbio infer., San Giorgio, Al Sasso beim Bahnhof Chiasso, Nordfuß des Monte

Olimpino (darin große Steinbrüche der Zementfabrik bis 85° S-Fall), S Como und weiter. Biancone-Gerölle sind strichweise reichlich in der nördlichen Nagelfluh, so z. B. in den Umgebungen von Goldau zu finden.

Taramelli und andere haben den Biancone für Neocomien gehalten. Nach den von Steinmann darin gefundenen Fossilien und nach seinen Foraminiferen dürfte er eher als Tithon oder als ein Übergangsglied von Jura in Kreide angesehen werden. Renz verlegt die Grenze zwischen Jura und Kreide mitten in den Biancone hinein.

Scaglia (bunte Kreide).

Wie nach unten, so grenzt auch nach oben der Biancone ohne jeden stratigraphischen oder petrographischen Übergang und konkordant ohne jede Transgressionserscheinung plötzlich und scharf am überliegenden Gestein ab. Die schönste Entblößung findet sich hierfür zwischen Castello San Pietro und Morbio infer. am unteren Ausgang der ungangbaren Biancone-Breggia-Schlucht. Mit den 65° SW fallenden weißen Schichten des Breggiafalles und ihren dort reichlichen Silexknollen hat zugleich der Kieselreichtum für immer ein Ende. Es folgt bröcklicher dunkelblutroter bis schwarzbrauner oder dunkelgrüner, feiner, glatter, homogener Mergel 10 m in zahlreichen nur durch die Farbe unterschiedenen Lagen. Darüber liegt ein etwas festerer, dünnschichtiger, homogener, schalig zerfallender Mergel von wechselnd weißlicher oder zart pfirsichblütroter Farbe. Das Farbenbild erinnert an den Seewerkalk, wo er rot und weiß wechsellagert, die Beschaffenheit an den Seewermergel. Schichtfugen fehlen, nur der Farbwechsel zeigt die Schichtung an. Das Gestein bleibt in Hunderten von verschiedenfarbigen Schichten stets derselbe homogene, schalig bröckelnde Mergel ohne kalkigere oder kieseligere Zwischenschichten. Auf 1 km Länge sind die Scagliamergel beiderseits des Querschnittes der Breggia entblößt. Die normale Mächtigkeit ist aber wegen einer gewölbeförmigen und einer oder zwei muldenförmigen Umbiegungen und mehrfachem Fallwechsel nicht zu bestimmen. Immerhin mag sie 300 m übersteigen. Andere Fossilien als einige Fucoiden und Foraminiferen aus den Gruppen der Globigerinen (*Globigerina cretacea*), *Textulariden*, *Rotaliden* und *Pulvinuliden* sind hier nicht gefunden worden. Außer der Breggiaschlucht ist die Scaglia nur noch an kleinem Fleck bei Gorla und hinter der Zementfabrik Chiasso entblößt.

In unserem Gebiete war bisher eine Gliederung oder Altersbestimmung der Scagliamergel nicht möglich. In ihrer östlichen Fortsetzung dagegen, in der Brianza, stellen sich im mittleren Teil sandige Kalke und Konglomerate ein, reich an *Hippurites cornu vaccinum* und *Actaeonella gigantea*. Das ist die „Stufe von Sirone“ entsprechend der turonischen Gosau-Kreide. Im höheren Teil der Scaglia finden sich gegen *E Inoceramen* und viele Foraminiferen (*Senon*). Dann erscheint darüber Kalkstein und eine Konglomeratbildung (*Montorfano*, *Centemero*), welche *Nummuliten* führen und das Eocän einleiten. Es folgen Mergelschiefer (*Flysch*). Im Gebiete vom Luganersee bis Chiasso ist die Schichtreihe von der Scaglia bis an die Molasse nirgends zusammenhängend entblößt, oder fossil-leer und tektonisch lückenhaft. Neuestens hat Martha Pfister in der Scaglia bei Chiasso Abdrücke von *Inoceramen* gefunden.

Die Scaglia vom Alpensüdrande entspricht durchaus den „Couches rouges“ der unterostalpinen Regionen. Der Übergang ist ein sehr allmählicher, der Zusammenhang durch das ganze Deckengebirge ist auffallend, die Fazies der bunten, vorwiegend

roten Mergel sehr aushaltend. Folgende Tabelle stellt die Äquivalenzen der oberen Kreide zusammen:

Autochthon am ursprünglichen Nordrand der Alpen: Seewerkalk.

Helvetische Decken: Seewerkalk mit roten Schichtpaketen (Säntis, Bürgenstock).

Penninische Decken: Foraminiferenhaltige Mergel, Globigerinenschichten.

Unterostalpine Decken: „Couches rouges“, rote, grüne, gelbe, weiße Kalkmergel (Bernina, Klippen-D.).

Obere ostalpine Decken: Übergang in bunte Scagliamergel.

Südalpen, Dinariden: Bunte Scagliamergel und Kalke.

Nachdem wir lange am S-Rande der Alpen herumgestiegen sind und dessen stratigraphische Eigentümlichkeiten reichlich genossen haben, mögen wir die ganzen Alpen durchqueren. An den Dente della Vecchia NE Lugano reißt die Verbindung des Mesozoikum der S-Alpen (Dinariden) nach N ab. Sie ist erst abgequetscht durch die insubrische Unterschiebung (Taf. XXVII) unter die überkippte Wurzel der oberostalpinen Decke. Dann setzt hier über die Deckenkulmination eine große Erosionslücke ein 50 km breit bis an die Ducankette, über 120 km bis an die Klippen, die Scesaplana oder die bayrischen Nordalpen. Da, als Kappen über den helvetischen Kreide- und Eocän-gesteinen am Roggenstock bei Iberg oder an manchen Stellen im Simmental oder am N-Rand der bayrischen Kalkalpen stoßen wir auf zerschlitze Fetzen des völlig gleichen roten Radiolarites, weißen Biancones, rauchbraunen oft brecciösen Dolomites mit Diploporen, auf den gleichen Brocatello d'Arzo, auf das Hierlitz-Gestein, auf die gleiche verkieselte Rhetzia trigonella! Nicht nur die einzelnen Gesteine sind gleich, auch ihre Vergesellschaftung ist die gleiche — nur sind es im S weit hin anstehende Gesteinsmassen in gesetzmäßiger Lagerung, hier im N aber kleinere verschürfte und wie die Blätter eines Kartenspieles ineinander verschobene Fetzen und Linsen. Eindrücklicher kann uns die Tatsache der Deckenwanderung von S nach N nicht vor die Augen treten! Vollkommene Gleichheit besteht freilich nicht. Der rhätische Conchodondolomit (Dachsteinkalk = Hallstädterkalk) der Umgebung von Lugano geht erst in den hochostalpinen Dn. an die N-Seite der Alpen, in der Schweiz bleibt er mit diesen an der S-Seite zurück. Der lombardische Lias ist in den Deckenstirnen nicht typisch zu finden; es sind dort Couches rouges, aber keine echten Scagliamergel vorhanden; der Hippuritenkalk, die Fazies von Sirone ist im S zurückgeblieben, und noch andere Unterschiede sind vorhanden. In denselben handelt es sich um primäre Änderungen der Fazies, welche sich innerhalb der Deckenzonen abspielten auf dem Abstände von der Wurzelregion über den Deckenrücken bis in die prädestinierte Stirnnahe. Im Gebiete von Lugano befinden wir uns schon weit südlich der südlichsten Deckenwurzelzone. Die Gesteine am N-Rand der bayrischen Alpen sind denjenigen des Seengebirges oder der Dinaridenzone ähnlicher als irgend einer anderen Zone oder einem anderen Stockwerk des Alpengebäudes.

Die folgenden Schichtmassen des Tertiär sind von den Deckenrücken längst abgewittert. Ob Fetzen derselben auch noch an den Deckenstirnen mit den dort autochthonen oder den Tertiär-gesteinen anderer Decken verknüpft liegen, läßt sich bisher nicht auseinanderlesen.

Tertiär (Flysch).

Der Südfuß der Alpen hat in der Schweiz bisher nirgends Nummulitengesteine entblößt. Dagegen ist der Flysch entblößt unter Mercole W Balerna und am Gehänge und Bahneinschnitt SW Coldrerio. Wechselvoll fallende Mergelschiefer mit dünnen glimmerigen Sandsteinbänken sind reich an Tierfährten („Zopfspuren“) und Wülsten, Kriechspuren, Wellfurchen und auch an Flyschfucoiden und enthalten zugleich von Auge sichtbare Foraminiferen. Das rauhe Gestein ist also ganz verschieden von der glatten Scaglia und völlig gleich manchen Abänderungen des N-alpinen Flysches. In den Profilen SE der „Zementfabrik Ponte Chiasso“ finden sich

zwischen Biancone und Molassenagelfluh, senkrecht oder steil S fallend gestellt, ungefähr 100 m gelbgraue Tonmergel (in Ausbeutung), die petrographisch weder der bunten Scaglia noch dem Flysch gleichgesetzt werden können. Außer der starken Reduktion in der Mächtigkeit sind noch Druckschieferungen wahrnehmbar (Fig. 17).

Zwischen diesen wohl eocänen Mergeln und der Miocänagelfluh erheben sich außerhalb der Landesgrenze W bei Ternate und E bei Montorfano Riffe eines oligocänen Strandkonglomerates, das Lithothamnien, Nummuliten, Orbitoiden und *Ostraea callifera* führt, und aus Geröllen der südlichen Kalkalpen gebildet wird. Im Tessin ist es durch Erosion verschwunden, aber es hat der nahen transgredierenden Molassenagelfluh viele Gerölle geliefert (Martha Pfister, Stratigraphie des Tertiär und Quartär am S-Fuß der Alpen, Dissertation, Druck Scheuchzer Bülach 1921).

Molasse (Nagelfluh).

Betreffend die Molasse am S-Fuß der Alpen sei verwiesen auf Bd. I S. 93 und Bd. 2 S. 64 und Fig. 17. Charakteristisch für unseren Alpen-Südrand bleibt, daß die ganze Schichtmasse vom Buntsandstein bis und mit der Molasse eine einzige gleichzeitige harmonische Aufrichtung aus ursprünglich flacher Lagerung zum Anstieg an die Alpen nach Absatz der Molasse erfahren hat. Die zwischenliegenden Transgressionen von Lias auf Hauptdolomit und Molassenagelfluh auf Flyschmergel hatten nur Festlanderosionen infolge sanfter Niveauschwankungen des Untergrundes, keine vorangegangene, lokal faltende Gebirgsdislokation zur Ursache (vgl. Martha Pfister, im Erscheinen begriffen).

Pliocän.

Alle bisher besprochenen Sedimente fallen randalpin gegen S harmonisch in die Tiefe. Oben aber sind sie abgetragen und in die gegen S geöffneten Eintiefungen greift flach diskordant über ihre Schichtenköpfe das sandig tonige Mittelpliocän. Es reicht nicht an die Gipfel und Gräte hinauf. Das eingesunkene Molasserelief war nur bis zu einem jetzt bei ca. 250—280 m liegenden Niveau ins Pliocänmeer eingetaucht. Weiter bergwärts findet man noch einige alte Täler mit pliocänen alpinen Konglomeraten gefüllt. Die Breggiaschlucht schneidet und tangiert einen solchen pliocänen Fjord, und E unter Pontegana beobachtet man den Übergang des Fjordkonglomerates in den marinen Sand. Sandig toniges Pliocän mit vielen, aber zerbrochenen oder sehr brüchigen marinen Schalen findet sich entblößt im Flußbord der Breggia an der NE-Seite von Pontegana, sodann im Einschnitt des Roncagliabaches W unter San Antonio und noch an wenigen anderen Stellen, alle im Talkessel von Chiasso gelegen. Meistens ist das Pliocän von Diluvium verdeckt.

33 Spezies marine Mollusken, 26 Spezies eingeschwemmter Landpflanzen sind bestimmt worden. Sie weisen (Mayer-Eymar) auf unteres Astien oder Mittelpliocän.

Diluvium.

Abermals folgte isostatische oder durch Horizontaldruck erzeugte Hebung und damit Ausspülung, bevor die Eiszeiten eine neue, wiederum diskordant eingelagerte Überschüttung nach ihrer Art mit Moränen und fluvioglazialen Kiesen brachten. Zu dem, was schon in Bd. I S. 306 über das Diluvium des insubrischen Schweizergbietes gesagt worden ist, seien nur einige Ergänzungen notiert.

Den Gipfel des Mte. Brè krönt eine wohl 20 m mächtige Moräne, fast ganz nur aus Triasdolomiten der östlichen Berge gebildet. An vielen Gehängen, wie z. B. an der Ostseite des Mte. Brè,

kleben Moränen in steiler Lage fest. Frauenfelder fand die obere Grenze der Vergletscherung im Luganergebiet bei Alpe di Trevino in 1011, Alpetto 974, Alpe Piascaccio 962, Alpe di Melano 920, am Mte. San Giorgio über Alpe Serpiano 900, über Somazzo bei Mendrisio 700. Die äußersten Wallmoränen der Amphitheater liegen außerhalb unserer Landesgrenzen. Endmoränenwälle von Rückzugsstadien finden sich als breiter Grenzwall zwischen Capolago und Mendrisio, den Luganensee stauend, und die Moräne, welche den See von Melide bis Bissone quert, ist über 100 m über den Seegrund aufgeschüttet. Flachere Moränenbedeckung ist in Talböden und auf Terrassen vielfach zu finden. Ausgezeichnete Grundmoräne kleistert das Talbecken vor Balerna—Chiasso und die Campagna von Meride aus. An sanfteren Gehängen sind oft reichlich Moränen gelagert (W-Seite des Mte. Brè, Tal vom Dorf Brè, Hügel über Paradiso-Lugano, tiefere Teile der Talgehänge N Lugano, Terrasse von Arogno—Rovio). Hier und da findet man verbindende Übergänge nach fluvio-glazialen Ablagerungen. Die Umgebungen von Lugano weisen auch viele pflanzenführende Glazialtone auf, die z. T. als glaziale Deltas (Ziegelei Noranco bei Paradiso) in Staustellen entstanden. Calloni hat solche verfolgt (Verh. Schw. nat. G. 1919 in Lugano), Brockmann den Pflanzeninhalt geprüft. Eine spezielle Glazialkarte des Gebietes wäre sehr erwünscht.

Nach H. Brockmann sei noch folgendes berichtet: Die pflanzenführenden Tone finden sich an vielen Stellen im Becken N Salvatore (Paradiso). Sie sind hellblaugrau, fein geschichtet. Im Hintergrund der Tongrube von Noranco schiebt sich, absteigend von Pambio (355) ein Delta in die Tone vor. Bei Hausfundationen, Straßen- und Bahnbauten kommen die pflanzenführenden Tone oft zum Vorschein. Lokale Einzelvorkommnisse reichen bis 380 m Meerhöhe. Dorthin kann kein zusammenhängender gestauter Ceresio hinaufgereicht haben. Die Pflanzentone sind mit Moränen verknüpft, denselben angelagert, aufgelagert, wahrscheinlich auch von Moränen überlagert (Penck und Brückner). Penck gibt aus dem Delta von Noranco gekritzte Geschiebe an. Es muß sich um die Ablagerungen in lokalen glazialen Stauseen schwankender Stände handeln. Das Tal NW dem Salvatore entlang war an beiden Ausgängen durch die Hauptgletscher abgestaut, also dafür sehr geeignet. Das Delta im Ton von Noranco enthält besonders reichlich die Reste von Erlen, Eiche, Haselnuß, Linde, Weißtanne, Fichte, Waldföhre, Hagbuche (*Carpinus*), keine Buche!

Am S-Abhang der Alpen und so auch in den Glaziallehmen von Lugano ist eine Dryasflora nie gefunden worden, überhaupt bis jetzt am S-Fuße der Alpen noch kein einziges alpin-nordisches pflanzliches Fossil. Die Pflanzenreste der Diluviallehme um Lugano entsprechen alle dem Walde aus Eichen und Nadelhölzern gemischt, dazu immergrünes Laubholz (*Buxus*, *Ilex*), aber keine Buche. Letzteres ist also ganz gleich wie im Diluvium am N-Abhang. Der Unterschied von N- und S-Seite der Alpen liegt nur darin, daß bei Lugano sich noch *Rhododendron ponticum* zugesellt, das auf der schweizerischen Nordseite der Alpen fehlt, und daß an der S-Seite seither die Fichte, die dort auch im Diluvium vorhanden war, verschwunden ist.

III. Tektonik.

Brüche und Falten.

Die Tektonik der Luganerseealpen ist im ganzen den übrigen Alpen fremdartig. Deckenüberfaltungen fehlen, wir haben es nur noch mit einer mäßigen Zusammenstauung unter Verklemmung an der Innenseite des Alpenbogens zu tun, die vorherrschend den Charakter der Unterschiebung südlicher Platten oder Zonen unter die nördlich anliegenden hat. Offenbar sind die Formen, in welchen diese Zusammenstauung sich ausgelöst hat, wesentlich mitbedingt durch die Differenz im mechanischen Verhalten einerseits der trefflich geschichteten jurassischen und jüngeren Gesteine im Gegensatz zu den massigen Platten der Eruptiva und den schlecht geschichteten Klötzen der triasischen Dolomite, alles aufliegend auf einer schon herzynisch gefalteten altkristallinen Unterlage. Wo eine Aufstauung von den ersten höheren Massen bis in die letzteren tieferen verfolgt werden kann, vollzieht sie sich oben als Faltung, unten mehr und mehr als Bruch mit Schlepplung.

Bezeichnend für das Gebiet von Lugano ist ein großer Querbruch, der weder eine reine Vertikalverwerfung, noch eine saubere horizontale Transversalverschiebung ist. Es ist dies die „Verwerfung von Lugano“. Sie verläuft etwas krummlinig, stellenweise winklig, annähernd unabhängig von kleineren Faltenbrüchen und Blattbrüchen vom Mte. Brè E Lugano über Caprino, Pugerna, Arogno, Rovio, Melano, Capolago, Mendrisio. Ihre sichtbare Längserstreckung N—S beträgt ca. 15 km. Im Relief zeichnet sie sich wohl im kleinen hie und da deutlich ab, im großen aber steht sie im Gegensatz zur heutigen Oberflächengestaltung: Ihre Ostseite ist um im Mittel 1000 m abgesunken, bildet aber die höchsten Berge, darunter den Mte. Generoso 1703. Die tektonisch höhere Westseite dagegen enthält nur mäßig hohe Gipfel: San Giorgio 1100, San Salvatore 915. Sie scheidet das Gebiet der Liasgebirge im E von dem Gebirge der Trias und der Porphyre im W. Es scheint, daß die Mulde des San Salvatore im W sich zwischen Alpe di Trevino und Mte. la Sighignola im E fortsetzt, was keine starke Horizontalbewegung von bestimmbarer Größe erkennen läßt. Der Abtrag ist auf der gehobenen W-Seite so viel stärker, daß man sagen muß, die dortigen, einige hundert Meter niedrigeren Berge sind tektonisch 1000 m höher. Nach Seitz fällt die Bruchfläche mit 70—80° nach E und läuft an ihrem N-Ende in einem Staffelbruch aus. Auch die Tal- und Seebildung fragt nicht nach dem Bruch. Vier Abschnitte des Ceresiosees sind im gehobenen W-Teil des Gebirges, einer und der Comersee im gesunkenen E-Teil eingeschnitten. Auch der E-Rand des Tales Lugano—Mendrisio berührt nur auf kurze Strecke den Bruch, der in unabhängiger Willkür bald Berg, bald See anschneidet oder durchquert. Es ist die uns überall entgegentretende Erscheinung, daß die äußere Gestaltung in der Regel den tektonischen Bau überwunden hat. Wohl hat sie zeitweise demselben Leitlinien entnehmen können, wohl modelliert sie hie und da eine Menge Kleinformen ihm zum Wohlgefallen. Aber die jetzige Anordnung von Berg und Tal fragt wenig nach der Tektonik.

Die meisten der übrigen Brüche im Luganerseengebiet haben noch mehr den Charakter von Faltenbrüchen. Die höheren Schichten, wenn sie erhalten sind, bilden schöne Falten, die tieferen darunter steile, streichende Verschiebung mit Schlepplung der Schichten (Taf. XXXIV, Fig. B). Dahin zählt der große Bruch, der dem NW-Abhang des Mte. Boglia und der Dente della Vecchia folgt, und ebenso derjenige zwischen Paradiso und San Martino, der die San Salvatore-Mulde an den alten kristallinen Schiefen abstoßen läßt und den Salvatore an seinem N-Fuß abschneidet (Taf. XXXIV, Fig. A). Auch hier ragt das Eingesunkene höher empor.

Die nördliche Grenzlinie des Trias- und Liasgebirges gegen die altkristallinen Schiefer, die von Ponte Tresa über Barengo, Pazzallo, dann, vom Luganesebruch geschleppt, sich vom W-Abhang des Mte. Brè nördlich der Dente della Vecchia und des Pairolo über Cusino bis S Abbondio an den Comersee in nördlich ausgekrümmtem Bogen hinzieht, ist vielfach als die „Hauptlängsverwerfung“ des Luganerseengebirges betrachtet worden („stellenweise als Flexur ausgebildet, 4000 m Sprunghöhe“). Allein ich kann mit andern auf dieser Linie keine echte Verwerfung, sondern nur die senkrechte Schichtstellung mit vielfachen wechselnden Verquetschungen erkennen, welche der insubrischen Rückstauung — einer Rückfaltung mit gequetsch-

tem Mittelschenkel — entspricht. Es ist die südliche Randfalte des Sedimentmantels am relativ autochthonen insubrischen Massiv. Entsprechend der Rückfaltung oder Unterschiebung der Dinariden in der insubrischen Phase ist diese wie die meisten der ihr südlich angestauten kleineren Falten südlich überliegend gestellt. Das Axengefälle der Längsdislokationen geht vom Luganeserbruch gegen E.

In einem Profile von Dente della Vecchia über Brè, Sighignola, Generoso bis Breggia (Taf. XXXIV Fig. B) steigen die mesozoischen Schichten in einer 5stufigen Treppe unter die Poebene hinab, wobei die Falten in Lias und Kreide in schönen Bogen etwas gegen S überliegen und die Faltenbruchflächen, in welche sie in der Tiefe übergehen, steil N fallen. Frauenfelder hat richtig beobachtet, wenn er eine Dislokationsdiskordanz zwischen den höheren gefalteten und den tieferen in Brüchen verstellten und gequetschten Gesteinen annimmt und die Abscherungsfläche in die Raiblerschichten als das Schmiermittel der ungleichen Bewegungen verlegt.

Daß in dieser innersten, in engen Bogen gekrümmten Zone der Alpenfalten, gewissermaßen in der Kniebeuge der Alpen, die Streichrichtungen vielfach wechseln, kann nicht wundern. Hier ist die Faltung, trotz im ganzen sanfter Gestaltung, einer Art Zerknitterung anheimgefallen. Der Abtrag W des Luganerbruches hat aber so viel weggenommen, daß wir uns von diesen Erscheinungen, und besonders vom Zusammenhang von W und E und von dem relativen Alter und der gegenseitigen Beeinflussung der verschiedenen Bewegungsphasen von Falten, Faltenbruch und Verwerfung kein ausreichendes Bild mehr verschaffen können.

Beispiele für den Wechsel in den Streichrichtungen: Mte. Brè, Caprino W—E, Salvatore-Cap San Martino NW—SE, Val Mara ob Arogno WSW—ENE, Mte. Generoso NW—SE, zwischen Capolago und Mendrisio N—S, Castello San Pietro NW—SE, San Giorgio WNW—ESE, Saltrio W—E.

Die bisherigen Untersuchungen über die Tektonik des Luganergebietes sind noch sehr unvollkommen. In einem Querprofil Val Colla—Mte. Generoso—Pontegana stellt Taramelli die Hauptzüge der Faltung dar. Bistram hat die große Verwerfung von Lugano erkannt und ihren Verlauf ungefähr bestimmt, ist aber im übrigen mit Annahme von schematischen Verwerfungen zu verschwenderisch umgegangen. O. Seitz gibt manche interessante Einzelheiten, er versucht allerlei und verirrt sich darin wie ein Unerfahrener. Frauenfelder gibt die besten Beobachtungen in Wort und Profilen, wir können ihm aber nicht in alle seine daran geknüpften theoretischen Erörterungen (z. B. Luganer Hauptverwerfung älter als Faltung usw.) folgen.

Es ist zurzeit noch nicht möglich, die Falten im Liasgebiete alle genau nach E zu verfolgen. Seitz glaubt, die Mulde des Mte. Boglia bis ans W-Ufer des Comersee, diejenige des Mte. Brè bis in die Alta Brianza zu erkennen. Noch weit unsicherer wird ein Zusammenhang gegen W.

Synklinale des San Salvatore (Taf. XXXIV Fig. A).

Wie oft ist der Salvatore von allen Seiten bewundert, wie oft von Geologen begangen worden, und noch ist er nicht genau dargestellt, und meine eigenen ergänzenden Begehungen vom Frühjahr 1918 reichen hierfür noch lange nicht aus.

Der Salvatore bildet im ganzen eine Mulde, er ist ein Synklinalgipfel, als Gipfel herauspräpariert aus einem Muldentrog. Er war tektonisch zum ENE—WSW gerichteten Talweg bestimmt, allein er ist zum Gipfel geworden. Sein NW und N-Rand haben den gleichen Charakter wie die N-Grenze der Kalkformationen an den Dente della Vecchia, indem der Mittelschenkel zerrissen und die Mulde am

Bruche abgesunken ist, so daß der Buntsandstein oder sogar der Dolomit den Glimmerschiefer steil angeschleppt berühren. Dieser nördliche Aufbiegungsrand des Salvatore streicht an seiner W-Seite von Grancia über Pazallo SW—NE, dreht dann nach W—E und neben Cap San Martino sogar in Richtung ESE. Der S-Flügel der Salvatoremulde ist zweimal an Verwerfungen aufgebogen und gebrochen, bei Ciona und abermals ca. 400 m weiter nördlich. Bei Ciona fand Frauenfelder die Schichten am Kontakt mit dem Bruch fast senkrecht, vom nördlichen Bruch mit etwa 40° NW abfallend. Auch der gebrochene S-Flügel der Salvatoremulde scheint sich gegen NE etwas im Streichen zu biegen. Die Aufbiegungen der beidseitigen Muldenflügel konvergieren also sehr stark, so daß sie zu einer Zusammenquetschung oder einer löffelförmigen Verengerung und einem Aufsteigen der Mulde gegen den See hinaus führen. In ihrer Streichrichtung geradlinig verlängert gedacht, würden sich die beiden Muldenränder schon in der Seemitte treffen. Infolge dieser, besonders auf der N-Seite sich äußernden, querenden Einstauchung ist eine Fortsetzung des Salvatore auf der E-Seite des Sees nur in reduzierter Form zu erwarten. Frauenfelder erkennt dieselbe in der Triassynklinale von Campione, die von Pugerna bis Arogno von der großen Luganer Querwerfung abgeschert wird oder in ihrer östlichen Fortsetzung in unsichtbarer Tiefe versinkt. Im Lias der gesunkenen Ostseite scheint die Mulde an der N-Seite des Sighignola die Fortsetzung der Salvatoremulde zu sein.

Die S-Grenze des Altkristallinen.

Die Grenze zwischen dem Altkristallin des Seengebirges und seinen mesozoischen Falten an heutiger Oberfläche streicht am Salvatore-N-Rand SW—NE, dann knickt sie von S. Martino nach Castagnola, gewissermaßen „geschleppt“ vom Luganeserbruch, gegen N und biegt von dort über Pregassona—Pairolo convex nach NW aus, um dann von Pairolo bis an den Comersee W—E und jenseits desselben SE zu verlaufen. Das ist der zusammengedrückte innere Bogen des westalpinen Bogens überhaupt. Auf dieser Linie sind die Falten aus Mesozoikum unter das insubrische Altkristallin gepreßt. Die Luganerverwerfung erscheint uns nur wie ein Stauungsbruch, der am ausgebogenen Stauungsrande aus der Verquetschung des anliegenden mesozoischen Schenkels einwärts abgesplittert und die Verschiebung zwischen S. Martino und Castagnola im Grundgebirge ausgelöst hat, während die Falten aus Mesozoikum, die nördlich des Salvatore in 5—7 km breiter Zone streichen sollten (Mte. Caprino, Mte. Brè, Mte. Boglia, Val Solda, Pairolo), alle schief zum Bogenrande am Kristallinen von Castagnola bis Pairolo am Bruche abschneiden oder austreichen und W davon durch Erosion abgetragen sind. Durch dieses Verschmelzen des Luganeserbruches mit einem Stück Innenrande des Altkristallin auf der Strecke Castagnola—Dente della Vecchia erweist er sich zugleich als unechte Verwerfung, als Resultat der Horizontalstauung.

Am S-Rande der Alpen.

In der Zone Mendrisio—Castello San Pietro—Chiasso sehen wir alle Sedimente steil nach SW zur Tiefe sinken. Wir stehen am S-Rande der Alpen überhaupt. Die sehr breite Scagliazone mit kleineren Falten, wie sie in der Breggiaschlucht entblößt ist einerseits, und ihre geringe Breite östlicher gegen Chi-

asso andererseits war es wohl, die Frauenfelder veranlaßt hat, zwischen das steile Abfallen vom Castello San Pietro und das definitive Absinken unter die Poebene noch eine kleinere Aufwölbung in sein generelles Profil zu zeichnen. Wir folgen dieser Auffassung.

Auf der W-Seite treten ebenfalls noch einige Komplikationen ins Spiel. Die ersten Folgen davon, daß unser Gebiet Festland geworden war, sind die miocäne Molasse, die sich auf die älteren Schichten mit einigen wenigen Graden abfallender Schichtung aufsetzten. Ihre z. T. sehr großblockigen Konglomerate und ihre scharfe Abgrenzung auf der Linie Como—Chiasso—Stabbio—Varese ohne jedes alpenwärts erhaltene Relikt beweisen, daß es sich darin um eine miocäne Randbildung vom S-Fuß der werdenden Alpen handelt, deren Abwitterung das Material lieferte. Ein genaues Studium der Geröllbestände dieser Nagelfluhen in verschiedenen Schichten kann vielleicht eine Denudationsfolge für den Alpenkörper erkennen lassen. An der Unterfläche der Miocännagelfluh sind Spuren von durch dieselbe eingefüllter Täler noch nicht gefunden worden und der S-Fuß der noch kindlichen Alpen scheint schon damals auf der Linie Como—Chiasso—Stabbio—Varese nach N eingebogen gewesen zu sein. Das marine Mittelpliocän liegt flach in Tälern und Buchten zwischen der aufgerichteten Molasse (Fig. 17). Zwischen Miocän und Pliocän, im Pontien, war also die Molasse gehoben und durchtalt worden, und der durchtaltete Alpenrand ist wieder ins pliocäne Meer etwa 300 m tiefer eingesunken, als er heute relativ zum Meere steht. Im S-Tessin können wir einen der pliocänen Fjorde, mit kräftigem Anstieg von Pontegana weg alpenwärts eingeschritten, in schönster Weise verfolgen (Alb. Heim, Viertelj. N. G. Z. 1906 und unsere Fig. 17). An Stelle des sandigen molluskenreichen marinen Tones treten am Ausgange des Fjordes erst pliocäne Sandsteine, darauf folgen fjordeinwärts rasch grobe Konglomerate, die den ca. 3 km weit bergwärts greifenden Fjord in einer Breite von unten 800 m, oben noch 200 m auf 30—50 m (unter Morbio inferiore sogar 80 m) Mächtigkeit auffüllen. Er ist eingegraben in Scaglia, Biancone, Radiolarit bis tief in den anstehenden, steil SW fallenden lombardischen Lias hinein, als schiefes Erosionsquertal mit flachem Felsboden. Die Gesamttiefe des vorpliocänen Tales erreicht noch 150 m unter der heutigen Gebirgsoberfläche. Das untere Drittel dieser Tiefe ist mit dem pliocänen, vorherrschend aus Liasgeröllen zusammengesetzten Pontegana-Konglomerat, die oberen zwei Dritteile mit Diluvium (Grundmoräne und Ceppo) zugeschüttet. An der heutigen Oberfläche macht sich der Pliocänfjord nicht mehr geltend. Die heutige Breggia ist nur zum geringsten Teil in seine Fußtapfen getreten. Unten schneidet sie ihn schief an, auf der Biancone-Radiolarit-Zone hat sie ihn unbenutzt östlich liegen lassen, E Castello San Pietro durchquert sie ihn und liegt dort 20—40 m tiefer als der pliocäne Fjordboden. Seit der Ausspülung des pliocänen Tales und seiner Füllung mit dem groben pliocänen Konglomerat ist hier keine wesentliche Verstellung der Schichtung mehr eingetreten.

Schon im Jungpliocän muß der Tessiner Alpenfuß wieder ganz aus dem Meer emporgestiegen sein zum dauernden Festland. Es folgte erneuerte Erosion und Gletschervorrücken. Die alten und neuen Täler wurden mit Moränen und fluvio-glazialen Kiesen zugeschüttet oder eingekleistert. Der Pliocänfjord des Breggia-

gebietes war eine lokale Erscheinung. Wir können ihn nicht in Zusammenhang bringen mit der großen Haupttalbildung am S-Abhang der Alpen. Diese letztere hat einen viel großzügigeren älteren Charakter, und ihre Geschichte ist um so viel komplizierter als sie größer sind.

Die Durchtalung und Seebildung in den schweizerischen Südalpen.

Wir haben schon früher mehrmals des großen, heute durch Sättel unterbrochenen alten Längstalzuges: Veltlin, Joriopaß, Bellinzona-Locarno, Centovalli, Domodossola, Val Anzasca gedacht. Seine Leitlinie mag durch die Steilstellung der Deckenwurzeln gegeben worden sein. 15—25 km weiter südlich treffen wir auf eine Art etwas schwächer ausgesprochener Wiederholung dieser Erscheinung. Die heutigen Glieder dieses zweiten Längstalzuges sind: Val Mugiasca, Menaggio, Porlezza-Arm des Ceresio, Lugano, Laghetto di Ponte Tresa, Cuvio, Arolo, Gazzano. Vielleicht war hier dereinst ein alter S-Rand der Alpen die Leitlinie für die Erosion. Dieser alte Längstalzug wird nun zwischen Comer- und Langensee überwältigend gekreuzt von mehreren Quertälern, zwischen denen dann Längstalstücke als Sättel geblieben sind. Meistens sind aber diese alten Quertäler durch glaziale Aufschüttung unterbrochen und ein Teil derselben ist dadurch „centripetal“ entwässert, und komplizierte Flußverschiebungen sind eingetreten. Nur zwei der großen Quertäler fallen in unser Gebiet. Der NS verlaufende östliche Talzug erhält sein Wasser aus Val Capriasca, und Val di Colla bildet den Cassarate; das Seestück Lugano—Capolago geht über Mendrisio und öffnet sich über Stabbio und auch zwischen Novazzano und Pedrinate nach der Poebene. Diese Linie ist heute kein durchgehender Talweg mehr. Bis Lugano ist sie zum See gestaut, bei Melide von Moränenwall gequert. Von Capolago bis Stabbio ist er rückläufig aufgeschüttet. Das westliche parallele Quertal beginnt am Mte. Cenere als Torso. Sein Oberlauf, das heutige Val Verzasca, ist längst durch den Tessin abgeschnitten worden. Bei Agno tritt der Talweg in das Staugebiet des Ceresio. S Porto Ceresio ist er durch glaziale Aufschüttungen zwischen Besano und Piano rückläufig geworden. Weiter S von dem breiten Sattel folgen die Flößchen Bevera und Olona mehr oder weniger über dem alten eingedeckten Talweg gegen die Poebene hinaus. Immerhin ist bemerkenswert, daß diese beiden Quertäler auf der Strecke, die zugleich Luganersee ist, doch, trotz Unterbrüchen, die zunehmende Tiefe alpeneinwärts, die ihrer Entstehung durch Einsenkung des Alpenkörpers entspricht, noch deutlich erkennen lassen.

Der niedrige Rücken zwischen den beiden NS-Talläufen von Tesserete bis an den Salvatore ist reich an aufgesetzten Moränen und das darin liegende Tal von Paradiso bis Figino ist ausgekleistert mit interglazialen und glazialen Tonen. Frauenfelder zieht daraus den Schluß, daß dies stagnierende Tälchen schon vor den letzten Vergletscherungen vorhanden war und „die letzte Vergletscherung nicht einmal diese leichterstörbaren Sedimente wegzuschaffen vermochte“.

Außerhalb der Schweiz finden sich beiderseits der beiden Hauptquertallinien des Luganerseegebietes noch größere entsprechende, symmetrisch angeordnete Quertäler: Langensee (Lago Maggiore) und Comersee. Alle diese zeigen die sonderbare Erscheinung der Talteilung nach abwärts in sehr gleichförmiger Art, nur später etwas verschieden umgeformt:

Das Tal des Lago Maggiore teilt sich nach unten bei Luino. Der westliche Arm ist lebendig geblieben, der östliche, Luino—Cuvio rückläufig (Margorabbia) geworden, das Dreieck zwischen den beiden Armen wird vom Mte. Nudo mit der Nordspitze bei Germignaga gebildet.

Beim Luganersee teilt sich das Westquertal bei Magliaso. Im W-Zweig ist nur noch der Laghetto geblieben, die Fortsetzung (Pte. Tresa, Marchirolo, Valgana, Induno, Varese) ist aufgeschüttet. Der Ostzweig Magliaso, Figino, Porto Ceresio ist See geworden. Im Ostquertal findet die Teilung am M. S. Giorgio statt. Der W-Zweig vereinigt sich bei Porto Ceresio mit dem E-Zweig des W-Quertales. Beide Seearme reichen noch zirka gleich weit südlich, beide Täler sind durch Glazialaufschüttung für die Wasserabfuhr tot und zentripetal gewendet worden.

Der Comersee teilt sich vor dem Mte. S. Primo mit Spitze bei Bellaggio. Der W-Arm ist durch die Wallmoränen von Albate S Como abgestaut, der E-Arm ist der lebendige Talweg der Adda geblieben. Wie der Tessin S. Sesto Calendo, so durchquert die Adda bei Lecco und Brivio die Endmoränen.

Vier alpine Quertäler gabeln sich talauswärts im Gebiete der S alpinen Randzonen. Von den 8 Talläufen, die sich so gegen die Poebene in ganz analoger Weise öffnen, sind die beiden äußersten lebendige Talwege geblieben, die 6 mittleren sind glazial abgestaut. Die Symmetrie beiderseits S. Salvatore—Morcote ist überraschend.

Der Ceresio- oder Luganersee ist ein zusammengesetzter alpiner Talsee, erinnernd an den ihm im gleichen Querprofil gegenüberliegenden Vierwaldstättersee. In ertrunkenen Teilen kombinieren sich in ihm ein altes Längstalstück, zwei Quertalstücke und drei Verzweigungsarme derselben. Die letzteren 3 sind in 2 vereinigt, durch Glazialschnitt aufgestaut und rückläufig geworden. Der tiefste Überlauf, den er schließlich noch fand, die Tresa, geht schief rückwärts („centripetal“) nach dem Langensee. Dieses letztere Hauptquertal nimmt das gesammelte Wasser der beiden abgedämmten alten Ceresioquertäler auf.

Gewiß ist es nicht mehr möglich, die ganze Geschichte dieser Tal- und Seebildung zu erkennen. Manche Ursache ist weggewischt und aus ihren oft sehr indirekten Folgen kaum mehr zu erraten. Von den Gründen des Seebeckens sind 2000—4000 m Gestein abgetragen worden, vom umfassenden Gebirge wenigstens einige hundert, meistens gegen 2000 m. Die ganze Modellierung ist alt, sie ist in eine relative Stagnation getreten. Die Flußgefälle sind zu gering geworden, in vielen Talwegen sind die Wasser für weitere Austiefung totgestaut. Wir suchen aus den Formen noch Anhaltspunkte über die letzte Geschichte der Oberflächengestaltung zu gewinnen und stoßen dabei auf folgendes:

Die jetzige Aufstauung des Ceresio ist bedingt durch die Moränen bei Besano, und zwischen Capolago und Stabbio, das heutige Niveau durch die Überlaufschwelle bei Ponte Tresa. Ohne die Aufschüttungen bei Besano und unter Capolago würde der See wenigstens 80 m tiefer stehen und entsprechend kleiner sein. Der Porlezzaarm, mit jetzt 288 m Tiefe, würde noch ca. 200 m Tiefe haben. Sein Boden liegt bis 14 m unter Meerniveau. Bis ins Meer wären aber zum Abfließen noch ca. 200 m Gefälle notwendig. Die unteren 200 m Seetiefe müssen also Übertiefung — isostatische Einsenkung — der ganzen Region sein. Ziehen wir den Comer- und den Langensee mit in Betracht, so kommen wir auf mehr als den doppelten Senkungsbetrag, und der Porlezzaarm war vorher ein trockenes Längstal wie sein Oberlauf oder wie Centovalli.

Zu einer besseren Einsicht in die Talgeschichte könnte ein genaues Studium der Felstalstufen und Felsterrassen führen. Mehrere Seitentäler des Luganersees münden in Stufen gegen S ca. 500 m

über Meer und Felsterrassen, die sich dieser Höhenzone einordnen, sind häufig (Morbio superiore, Obino, Salorino, Meride, Tremona, Rovio, Agra). Die Felsterrassen von Agra 500 m und Barbengo ca. 400 m lassen sich auf fast 4 km Länge horizontal verfolgen. Es gilt, diese Gestalten unter genauer Unterscheidung von Felserosionsterrassen und Aufschüttungsterrassen aufzusuchen und dann festzustellen, ob und wie sie in gesetzmäßigen Systemen verlaufen, inwieweit sie in verschiedenen Tälern untereinander übereinstimmen, oder verschieden sind, ob sie horizontal oder rückläufig sind, und wie sie mit pliocänen Ablagerungen, mit diluvialen Gebilden usw. zusammentreten.

Daß diese Seebecken nicht durch glaziales Ausschleifen entstanden sein können, ist in die Augen springend. Die größte diluviale Eisflut ist unmittelbar gegen den Mte. San Salvatore gerichtet gewesen. Er ist überflutet worden mitten in einem Hauptstromstrich des Eises. Sollte der Gletscher den weichen Dolomitberg belassen und daneben den See in Gneis und Porphy ausgegraben haben? 5 km südlich des ungeheuren trotzigen Spornes von Salvatore stieß der Gletscher auf den San Giorgio. Nachgiebig hat er sich vor demselben geteilt und ihn stehen lassen, ohne die Stoßseite anzuschneiden. Der Sasso alto bei Ponte Tresa ist ein 300 m hoch ragender Inselberg, die Steilseite ist gegen den Gletscher gekehrt. Ein ähnlicher Stein des Anstoßes für den Gletscher muß der Mte. Useria bei Besano gewesen sein. Er ist nicht weggeräumt worden. Wenn der Gletscher einen ihm mitten im Wege stehenden Inselberg nicht wegzuschleifen vermochte, so war es ihm noch viel weniger möglich, daneben eine Hunderte von Metern tiefe Talrinne auszufurchen. Abermals hat uns der Gletscher seine Unfähigkeit zu großer Tal- und Seebildung erwiesen. „Jedenfalls waren“, so faßt Frauenfelder, dem ich vollauf beistimme, seine Eindrücke zusammen, „die Luganerseetäler schon vor Beginn der beiden letzten Vergletscherungen weitaus zur Hauptsache, wenn nicht vollständig, eingetieft.“

Nachtrag zu S. 65, 346, 584 und 587.

E. Argand (Verh. d. Schweiz. n. G. Neuchâtel 1920, erschienen 1921) weist darauf hin, daß die Eruptionen, welche das Material für das Taveyannazgestein geliefert haben, wohl weniger vom Bergellermassiv als von den, der gleichen Reihe und Eruptionszeit angehörigen Ausbrüchen bei Biella und Traversella herühren, aus folgenden Gründen: Das Hauptgebiet der Ausbreitung des Taveyannazgesteines (Taveyannaz selbst) liegt viel näher Biella und Traversella als Bergell (die Taveyannazgesteine von Uri und Glarus allerdings liegen näher dem Bergell [Heim]). Um die Ausbruchsstellen von Biella und Traversella liegen große Sterne andesitischer und diabasischer Gänge, die am Bergellermassiv fehlen, und der Chemismus des Taveyannazgesteines paßt besser zu dem dioritischen Charakter der ersteren als zu dem viel mehr granitischen des Bergellermassives.

Korrektur: Fig. 226 stellt die Stirnumbiegung der Campodecke am P. Lavetscha 2792 m und P. Pisoc 3178 m dar, gesehen von Plan S. Jon aus.

J. Einige Zusammenfassungen.

Schon im Abschnitt A haben wir kurz und übersichtlich die hauptsächlichlichen Resultate entwickelt und zusammengestellt, zu welchen uns heute unsere Kenntnis der Schweizeralpen führt. Warum dies nicht auf den Schluß verschoben worden ist, begründet das Vorwort. Aber auch am Schlusse sind noch einige Ergänzungen zu dem schon gegebenen notwendig. Teils lassen sich dieselben erst aus der nun vorhandenen Einzeldarstellung ableiten, teils sind darauf bezügliche Arbeiten erst nach Abschnitt A erschienen.

S. 17 haben wir der kurzen, bis damals publizierten zusammenfassenden Darstellungen über den alpinen Deckenbau gedacht. Seither ist eine vortreffliche Arbeit dieser Art erschienen, welche auch die neuesten Publikationen eingehend benützt und auf welche hier in Ergänzung von S. 17 hingewiesen sei. Der Verfasser ist Dr. Edw. Hennig: „Bau und Werdegang der Alpen“, Publikationsort: Naturwissenschaftl. Wochenschrift 1920. Weiter ist in diesem Sinne zu nennen: Sege von Bubnoff: „Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen“, Stuttgart Schweizerbart (Erwin Nägele) 1921.

I. Über Art und Verteilung der Metamorphosen in den Alpen.

- 1913 Sederholm, Über pygmatische Faltungen, N. Jahrb. f. M. etc.
1914 B. Sander, Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge, in Tschermarks Mitt. „Tekton. Gesteinsfazies“, Verh. K. K. geol. Reichsanst.
1919 Cornelius, mir zur Einsicht gesandtes Manuskript, soeben in „Geol. Rundschau“ 1920 erschienen „Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen“.
1920 R. Staub, Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden, Vierteljahrsschr. N. G. Zürich.

Wir verwenden im folgenden stets unsere früher schon (S. 75) gebrauchten Abkürzungen:

RM = Regionalmetamorphose,	Rm = regionalmetamorph,
CM = Kontaktmetamorphose,	Cm = kontaktmetamorph,
DM = Dislokationsmetamorphose,	Dm = dislokationsmetamorph.

1. Über das Verhältnis von Dislokationsmetamorphose zur Regional- und Kontaktmetamorphose.

Grubenmanns Unterscheidung der Metamorphosen in Epi-, Meso- und Kata-Zonen ist zunächst für die RM der kristallinen Schiefer aufgestellt worden. Sie kann aber mit vollem Rechte auf alle drei Arten der Metamorphose angewendet werden, denn alle drei Arten nehmen an Intensität in ihrer spezifischen Art der Umwandlung mit der Tiefe, d. h. mit Temperatur und Druck, stark zu und werden dadurch einander in ihren Endprodukten ähnlich, z. T. sogar gleich. Zur RM genügt große Tiefe allein. CM ist in den höheren Zonen an Eruptivkontakt gebunden, breitet sich aber mit Annäherung an das „Granitbad“ der Tiefe aus und kann dort in hochgradige RM übergehen. In der Einschmelzung verbinden sich schließlich RM und CM. Nicht so die DM. Sie kann sich kombinieren mit RM und CM — nicht bloß durch Überprägung, sondern zeitweise auch in gleichzeitigem Entstehen. Die Abbildung der großen Dislokationsbewegung im Gestein bleibt der DM allein eigentümlich.

Ich kann der Auffassung und Abgrenzung der DM, wie sie R. Staub (in der oben genannten Publikation) anwendet, nicht vollständig beistimmen. Es scheint mir nicht richtig, wenn man für die Gesteine, z. B. der tiefsten Zonen des Tessin, nur RM gelten lassen und DM als nicht vorhanden oder nebensächlich bezeichnen will. RM könnte nur die Mineralisation jener Gesteine erklären, aber niemals ihre Lamination, ihre Fältelung, ihre ausgezeichnete Linearstreckung. Diese letzteren Erscheinungen sind die typischen Merkmale der Meso- und Kata-DM, und keine reine RM brächte sie zustande. Ferner verdient es die RM auch nicht, daß man ihr allein, z. B. die starke Metamorphose der Bündnerschiefer der Bedretto- und Piora-Mulde, die Metamorphose der Quartarschiefer der Urserenmulde usw. zuschreibe. Denn hier war es der Tiefgang durch **Faltung**, der diese Gesteine in solche Wärmezonen hinab eingetaucht und dort laminiert hatte. Ohne diese Dislokation wären diese Metamorphosen nicht entstanden. Zudem ist in den genannten Beispielen die Metamorphose gar nicht regional ausgebreitet, sondern zonal. Sie betrifft nur die tiefen Faltungsmulden und nimmt gegen die Gewölbe hin ab. Das einzige gemeinsame der DM mit der RM ist hier die Erleichterung der Ummineralisation durch die Wärme; verschieden bleibt die Ausbreitung, verschieden Textur und Struktur.

Der Begriff der Regionalmetamorphose (RM) ist bei den verschiedenen Geologen noch recht schwankend. Die einen, wie ich selbst, nehmen die Bedeutung von „regional“ für in horizontaler Richtung allseitig groß über weite Regionen ausgedehnt, als Gegensatz zu einer zonalen Erstreckung, wie sie für die DM bezeichnend ist. Es scheint nun, daß manche andere unter den Regionen die Tiefenregionen, also hauptsächlich die Temperaturstufen verstehen, die ich bisher nur in den Worten „Epi, Meso und Kata“ ausgedrückt betrachtete. Manche Mißverständnisse klären sich durch die verschiedene Bedeutung auf, die man in das Wort gelegt hat. Um aus der Verwirrung herauszukommen, dürfte es am einfachsten sein, in Zukunft das Wort Regionalmetamorphose aufzugeben und durch Tiefenmetamorphose (TM) zu ersetzen. Man könnte sich dann an folgendes Schema der Gesteinsumwandlungen halten:

Tiefen- oder Temperaturstufen	Tiefen-od. stehende Met. TM (statt RM)	Dislokations- od. bewegte Met. DM	Kontakt-Met. CM
ohne Metamorphose, Diagenese.			
Epi	Epi-TM	Epi-DM	Epi-CM
Meso	Meso-TM	Meso-DM	Meso-CM
Kata	Kata-TM	Kata-DM	Kata-CM
Allgemeine Einschmelzung			

Nach den vorherrschenden Erscheinungen dürfte auch folgende Charakterisierung, die freilich nicht genau den TM parallel geht, die Tiefenstufen der DM kennzeichnen.

Epi-DM = vorherrschend Bruch-Umformung (Kataklase, Mylonitisierung).

Meso-DM = vorherrschend plastische Umformung (bruchlos mit Kristallisation und mäßiger Ummineralisation).

Kata-DM = rein „ „ mit reichlicher kristalloblastischer Ummineralisation.

Manche sind geneigt, alle Ummineralisation bloß der RM zuzuschreiben, der DM nur die Texturmetamorphosen; die letzteren dann alle „Mylonitisierung“ zu nennen und die beiden Prozesse als unabhängig voneinander verlaufend anzusehen. In der Natur hat gar keine Dislokation, deren Wirkung wir jetzt an der Gebirgsaußenfläche beobachten können, ohne Beförderung durch erhöhte Temperatur gearbeitet und die Bewegung hat immer die erhöhte Temperatur ausgenützt, sowohl für die texturale als die mineralisierende Umformung. Die Ausbildung von Serizit, Chlorit, Epidot, Saussurit ist keine der Umformung allgemein vorangegangene bloße stehende Epi-RM (TM). Tatsächlich finden wir (soweit es sich bei noch fehlenden Maßbestimmungen beurteilen läßt) den Serizit- event. Chloritgehalt zunehmend proportional der inneren Gesteins-

bewegung. Je feiner laminiert ein Granit, Aplit oder Felsitporphyr der autochthonen Zentralmassive ist, desto serizit-event. chloritreicher ist er geworden, wogegen Epi-RM (TM) ohne Mit-hilfe von Bewegung kaum Serizit zu bilden scheint. Der einzige Fall, den ich kenne, bei welchem der Serizitgehalt das Verhältnis zur Lamination offenbar weit überschreitet, ist lokal sehr beschränkt: der Taspinit (S. 570). Andere werden sagen: Die Gesteine sind eben bei nachfolgender DM um so schiefriger geworden, je mehr Serizit durch Epi-RM vorgebildet war. Als Beweis für präexi-stente Epi-RM wird hervorgehoben, daß die kleinen Gerölle wie die bis zu 3 m großen Blöcke von Albulagravit, die im Malm der Falknisbreccie liegen, oder die ähnlichen unterostalpinen Gerölle aus der Rämibreccie (Dogger) an Mithen und Stanserhorn bereits Epi-Rm, aber wie die Nagelfluh-gerölle der DM entwischt, noch massig, ungeschiefert geblieben seien. Daß diese dann durch den Einschluß in den höheren Gesteinslagen und den Vorschub in Stirnregionen vor der alpinen DM bewahrt geblieben seien, während das Anstehende dazu noch durch die ganzen Massive hindurch „mylonitisiert“ (= schiefrig gequetscht) worden sei. Die Gerölle in den jurassischen Gesteinen zeigen, daß in diesen Graniten eine gewisse Epi-RM schon vor der alpinen DM eingesetzt hat. Daß diese erstere die letztere dann erleichtert haben wird, liegt auf der Hand. Auch ich anerkenne eine gewisse Berechtigung dieser Ableitung aus den Beobachtungen an. Allein mir scheint doch die Serizitisierung der Granitgerölle in gequetschten Zonen anstehenden Gesteins (Perm) viel, viel stärker zu sein als diejenige seiner jurassischen, von DM freien Gerölle. In den Myloniten, wie z. B. Gipfel des P. Julier, geht allerdings auch die Serizitisierung oft nicht weiter als in den Geröllen, weil die DM hier nicht zur Quetschung, des Gesteinsinneren, sondern nur zur Zerteilung in von Rutschflächen umgrenzte Bruchstücke geführt hat. Sie ist bloß gröbere Mylonitbildung geblieben. Und wenn wirklich in der Hauptsache die Serizitisierung, Chloritisierung usw. eine der DM vorangegangene Epi-RM gewesen sein sollte, warum finden wir dann nur ganz ausnahmsweise Gesteine, die serizitisiert sind, ohne durch eine DM (Bewegungsphase) laminiert worden zu sein? Warum ist ein Tonschiefer, ein Aplitgang, ein Felsitporphyr (z. B. Windgälle!) nur auf derjenigen Strecke serizitisiert, wo er stark zusammengequetscht ist (z. B. in einem Mittelschenkel), und ganz nahe daneben ist das nicht verquetschte massige Gestein fast ohne Serizit geblieben, obschon es in gleicher Tiefenstufe lag? Wenn wir zu Meso- und Kata-DM übergehen, so finden wir ein inniges Sichdurchweben von Ummineralisation und Texturänderung im Sinne der Bewegung, das die Einheit des Vorganges beweist: der eine Kristalloblast verbogen oder gerollt, zerrissen oder gestreckt in der Fläche der größten Differentialbewegung, der nebenliegende durchsetzt ungestört die Schieferung, wieder andere sind ungestört derselben harmonisch angepaßt.

In der einen Zone oder auch nur in einem schlierenförmigen Streifen herrschen die Erscheinungen vor, welche ein Überdauern der Bewegung, dicht daneben diejenigen, welche ein Überdauern der Ummineralisation anzeigen. Im ganzen sind meistens in den Zonen von Meso- und Kata-DM beide gleichzeitig. In den zuletzt hinabgefalteten Zonen überdauert mehr die Kristallisation, in solchen, die durch die letzten Phasen der Faltung wieder aus der Tiefe heraufgefaltet worden sind, mehr die Bewegung. Der erste Fall verheilt alte Kataklasen, der zweite bildet neue. Beide Prozesse als unabhängig voneinander verlaufend anzunehmen, ist eine unnatürliche künstliche Vorstellung, die mir nur der Bequemlichkeit unserer Auffassung angepaßt zu sein scheint.

Mir scheint ferner, daß man den Begriff des Mylonites oft zu weit ausdehnt. R. Staub umfaßt damit alle Epi- und Meso-DM. Allein „Mylonit“ heißt: zermalmtes Gestein. Wenn eine Kalkbreccie durch DM zu einem prachtvoll körnigen Marmor ohne Mörtelstruktur geworden ist, so dürfen wir doch diese Erscheinung nicht mit dem Wort „Mylonit“ abtun; sie ist das Gegen-teil von Mylonitisierung. Ebenso wenn Milliarden funkelnder Magnetitkristalloblasten sich in einem Eisenoolith ausscheiden, der in stratigraphischer Ordnung zwischen Schichten eingeklemmt ist, die keine Spur RM erkennen lassen (Windgälle). Mylonitisation ist vorherrschend Umformung durch Bruch und kann nach dem Sinn des Wortes kaum die bruchlose und gewiß nicht die kristallisierende Umformung, die so oft zugleich tatsächlich Ummineralisierung ist, umfassen. Die Marmorisierung ist ein höherer Grad von DM als die Mylonitisierung und doch sehr oft erst Epi-DM oder Meso-DM, noch lange keine Kata-DM und noch weniger RM (Seewerkalk in verkehrten Mittelschenkeln am Säntis usw.). Die Anwendung des Begriffes „Mylonit“ auf bruchlos laminierte und lineargestreckte

Kalksteine (Fernigen), auf die deformierten Glarner Fischechiefer, auf die feingefalteten dichten Kalksteine vom Pfaffenkopf usw. usw. wäre ungerechtfertigt, denn das Mikroskop zeigt, daß in diesen und tausend anderen Fällen die Deformation homogen und ohne wesentliche Zermalmung stattgefunden hat. Dies sind Erscheinungen, die auch R. Staub nicht zur RM stellt, sondern die Epi-DM, höchstens Meso-DM sind. Wenn nun durch den Faltenantiefgang oder die Überstauung mit Falten noch wesentlich höhere Temperatur die in Dislokationsumformung begriffenen Gesteine erreicht, warum sollte das dann plötzlich wegen dieser Verbesserung des einen Faktors Temperatur nicht mehr DM, sondern jetzt RM sein? Haben nicht die Laboratoriumsexperimente gezeigt, wie höhere Temperatur die Beweglichkeit des Gesteins, die Dm Umformung von Gestalt, Struktur, Textur und Mineralisation erleichtert! In großer Tiefe kann stehender Belastungsdruck mit hoher Temperatur nur RM erzeugen. Alle Bewegungsformen des Gesteines in Struktur und Textur aber: Schieferung, Flaserung, Lamination, Linearstreckung, Fältelung bleiben auch in der warmen Tiefe unten Produkte der Dislokations-Metamorphose, sie sind Kata-DM, sie erzeugten „Tektonite“. Dort macht die DM gar nicht „einer weitgehenden RM Platz“, sondern sie selbst, die DM beherrscht die Ausbildung des Gebirgsbaues, den Tiefgang der Faltung und damit die Temperatur, diktiert die Gesteinstexturen und arbeitet um so tiefer in die Moleküle hinein, je heißer die Tiefe ist, in welche sie die Gesteine hinabtaucht. Es ist Geschmacksache, wenn man diesen letzteren Teil ihrer Arbeit sich künstlich noch zerlegt denken will in einen mechanischen (Dm) und einen chemischen (Rm) Teil, obschon beide gleichzeitig und gegenseitig einander beeinflussend zusammenarbeiten. Will man so verfahren, so wäre es wohl besser, von vornherein nicht nach Ursachen, sondern nur nach den Folgen zu unterscheiden in mechanische oder chemische, oder mechanisch + chemische Metamorphose.

Gewiß können wir alle die Vorgänge der Metamorphosen durchaus noch nicht abschließend beurteilen. Unsere Auffassung trägt den Stempel des Vorläufigen.

2. Die Hauptzüge in der Geschichte der Metamorphosen in den Alpen.

Zeitliche Verteilung.

Das ganze ruinenhafte Gebäude der Alpen überschauend, drängen sich Vergleiche zwischen ihren Hauptgliedern auf. Die Auslösungsformen des Zusammenschubes, der Baustil wechselt und die Metamorphosen, welche die Gesteine alle erlitten haben, stehen im Zusammenhang damit. Die Hauptteile sind:

a) Mit altkristallinen Kernen: autochthone Zone, penninisches und ostalpines Deckengebirge, Wurzelzone der beiden letztgenannten und Südalpen.

b) Ohne wesentliche altkristalline Kerne: helvetisches Deckengebirge, Préalpes mit Klippen.

Im folgenden werden wir dabei für alle drei Arten der Metamorphose mit zunehmender Tiefe (Intensität) die Epizone, Mesozone und Katazone, selbstverständlich ohne Grenzen ineinander übergehend, unterscheiden. Dabei scheint für die Geschichte der Alpen wesentlich zu sein, daß die RM oder TM ununterbrochen in allen Perioden der Vergangenheit in der Tiefe gewirkt hat. Ihre Arbeit kann nicht allgemein in bestimmte Zeitabschnitte aufgeteilt werden. Alles, was jeweilen tief genug lag, wurde Rm umgewandelt. Zeitliche Abschnitte ergeben sich für die RM nur dadurch, daß die Dislokation ihr durch den Faltenantiefgang gewisse Zonen zeitweise überliefert, andere oder die gleichen für andere Zeitabschnitte wieder entrückt hat. Da-

gegen wirkten CM und DM immer nur in gewissen Zeitabschnitten, die bestimmbar und im Raume beschränkt sind. Die CM ist an die Intrusionen und ihre Kontaktzonen, die DM dagegen an die Dislokationen gebunden und zonal geordnet.

Prätriasische Zeit.

Eine ganz große Teillinie in der Geschichte der Alpen ist fast überall die Transgression der Trias auf dem Paläozoikum. Die Grenze ist meistens scharf; nur selten (im penninischen) ist sie durch Metamorphosen nachher verwischt worden.

Die prätriasischen Gesteine sind fast durchweg hochmetamorph, sie sind, mit Ausnahme des Perm und Carbon, kristalline Schiefer, Altkristallin geworden. Sie waren meistens schon annähernd in diesem Zustande vor Ablagerung der Trias. Zwar sind vielfach durch jüngere Metamorphosen komplizierte Palimpseste entstanden, die oft kaum mehr auseinander zu lösen sind. R. Staub zählt für Graubünden 15 nacheinanderfolgende Metamorphosen auf. Indessen, es bieten sich doch Mittel, teilweise prätriasische und posttriasische und sogar kaledonische (?) und herzynische Metamorphosen zu unterscheiden.

Die ältesten bekunden sich durch kontaktmetamorphe (Cm) Zonen der kristallinen Schiefer an präcarbonischen Intrusiva mit schollenförmigen Einlagerungen, Aufschmelzungen und Durchbruchslagerungen, vom Intrusivstock auslaufende Gänge und Randfazies des Intrusivstockes selbst. Druckschieferungen, welche die ältesten Intrusivstöcke samt ihrer Schieferhülle durchsetzen, Augengneistexturen usw. sind uns in Schollen dieser vorcarbonischen Gesteine, welche in den jungcarbonischen Intrusiva oder in jüngeren, nicht metamorphen Sedimenten liegen, ungestört erhalten. Solche CM und DM ist somit älter als Carbon und der kaledonischen oder überhaupt präcarbonischen Gebirgsbildung zuzuschreiben.

In allen kristallinen Gebieten treffen wir bald nur von geringer Ausbreitung, bald stark vertreten, Massengesteine, welche die Carbonschiefer durchbrechen und metamorphosieren, aber auch mit Erosionsfläche unter der transgredierenden Trias abschneiden. Die herzynische Gebirgsfaltung mit leichter oder starker DM scheint diesen Intrusionen unmittelbar vorangegangen zu sein. Sie läßt sich erkennen an Geröllen der herzynisch gefalteten Gesteine (darunter auch Carbonschiefer), an Schieferung (Augengneisbildung) der vorcarbonischen Eruptiva usw., welche in permischen Konglomeraten oder als Schollen in den carbonischen Eruptiva (Bernina, R. Staub) eingeschlossen sind.

Die hier angedeuteten Erscheinungsfolgen von je zwei alten RM, faltenden DM und Intrusionen mit CM lassen sich viel deutlicher als in den autochthonen und penninischen Gebieten in den Gesteinen der ostalpinen Dn. herausfinden, offenbar weil diesen, herausgefaltet aus der Tiefe und nur mit geringster Belastung als Decken überschoben, die späteren Metamorphosen viel weniger intensiv aufgedrängt worden sind. (Schollen altkristalliner Schiefer in den alpaläozoischen Marmoren der Fedozserie, in den vorcarbonischen Augengneisen aller ostalpinen Deckenkerne, Gerölle in permischen Konglomeraten und in den Konglomeraten des Sassalbo und des Albulagebietes [R. Staub].)

Daß die CM, DM und besonders die TM aller der prätriasischen und besonders der präcarbonischen Gesteine der Alpen und damit ihre Natur als kristalline Schiefer älter ist als Trias, ergibt sich ferner daraus, daß alle späteren Metamorphosen zusammen aus den mesozoischen und tertiären Gesteinen — zwar zonenweise auch hochkristalline schiefrige Gesteine —, aber im großen ganzen daraus keine echten

„kristallinen Schiefer“ zu schaffen vermocht haben. Diespäteren Veränderungen, die sich noch gewaltig den kristallinen Schiefen aufgeprägt haben, vorherrschend die tertiäre alpine DM, haben wohl die Anpassung an die tertiären Dislokationsbewegungen erzwungen, aber den Hauptcharakter der altkristallinen Schiefer nicht unkenntlich gemacht und ihre Grenze gegen das Mesozoikum nur zonenweise etwas verwischt. In den ostalpinen Gebieten findet man hochmetamorphe Gesteine der Ivreazone (unterostalpinen Deckenkristallin) mit unveränderten Trias- und Liasgesteinen verknüpft — verfaltet und verschuppt. Hier grenzt das prätriasische hochmetamorphe an das unmetamorphe posttriasische Gestein. Aus der vortriasischen Geschichte der alpinen Region ist also festzuhalten:

1. Altpaläozoisch: TM der archaischen und altpaläozoischen Gesteine, DM durch vorcarbonische Faltung, CM durch vorcarbonische Intrusiva.
2. Fortgang der TM, DM durch die herzynische Faltung im autochthonen und dinaridischen Kristallgebiete (Augengneise), CM durch gebietsweise noch heute relativ massig gebliebene jungcarbonische Intrusiva.

Damit ist für immer der Typus der altkristallinen, meist schiefrigen Gesteine herausgebildet.

R. Staub kommt in Zusammenfassung aller metamorphen Vorgänge in den Alpen zur Aufstellung einer Reihe: RM, DM, CM, welche sich als zyklische Gebirgsbildung mehrmals wiederholt haben soll: „Den Zeiten der orogenetischen Ruhe in den Geosynklinalen entspricht die RM nach der Tiefe; der darauffolgende orogenetische Paroxysmus leitet die DM ein, der Schluß der Gebirgsbildung endlich bringt die magmatische Intrusion und damit die CM“. Der Zyklus spielte sich dreimal ab: kaledonisch, herzynisch und alpin. Vielleicht ist hier doch etwas zu viel systematisiert? Man ist zu sehr geneigt, Regelmäßigkeiten zu sehen, wo ähnliche Geschehnisse sich in verschiedenen Zeiten wiederholt haben (Fazieswechsel, Dislokationsphasen der „embryonalen“ Stauungsvorgänge, Intrusionen, Erscheinungen der Oberflächengestaltung u. a. m.). Die von R. Staub hervorgehobenen Gebirgszyklen leiden an einer gewissen Unstimmigkeit. Zunächst wissen wir nicht sicher, ob bei der kaledonischen Gebirgsbildung die Intrusion der DM nachgefolgt ist, oder umgekehrt, ob die Umbildung der alten porphyrischen Gesteine in Augengneise einer vorcarbonischen oder erst der herzynischen DM zuzuschreiben ist. Staub spricht von drei zyklischen Gebirgsbildungen, allein er hat uns vorher richtigerweise vier Perioden der Intrusion aufgestellt. Wohin ist bei seinen drei Zyklen die ausgedehnte mesozoische (wahrscheinlich nach Malm-) Intrusion der Ophiolithe gekommen? Zu dieser fehlt die vom Zyklus geforderte vorangegangene Dislokation mit DM. Die schwachen „embryonalen“ Bewegungen, die vielleicht damals zu sekundären Depressionszonen („Geosynklinalen“) und gehobenen Zonen („Geantiklinalen“) geführt haben, wagte offenbar auch Staub nicht als wirkliche tektonische Gebirgsbildung in seine Zyklen einzusetzen, denn die Sedimentation geht eben doch zu kontinuierlich darüber hinweg und Diskordanztransgressionen dazwischen fehlen von der Trias bis ins Eocän. Ich möchte deshalb heute lieber noch auf die Behauptung so durchgreifender „allgemeiner zyklischer“ Folge der Erscheinungen verzichten.

Postcarbonische Zeit.

Überblicken wir nun das penninische und ostalpine Deckengebiet, so tritt uns hier in voller Klarheit entgegen, daß sich in den verschiedenen tektonischen Gliedern die Abstufungen der RM nach der gegenseitigen geographischen und stratigraphischen Lagerung der Gebirgsglieder so verteilt, wie letztere vor dem Deckenbau war, daß dagegen die alpine DM der Lagerung im Deckengebäude des jetzigen Alpenkörpers angepaßt ist. Anders ausgedrückt: Die RM (TM) ist vorherrschend vortertiär, die alpine

DM aber erst tertiär. Die RM (TM) hat vom Archäikum durch die embryonalen Jugendstadien der Alpen bis über die Störung durch die Deckenbildung gewirkt, die alpine DM dagegen erst mit der Hauptfaltung, d. h. während der „mise en place“ der Dn. Viele Tatsachen sind nur hierdurch verständlich. Erst wenn wir im penninischen Gebiete die Decken alle in ihre voralpine ursprüngliche Lage uns zurückversetzt denken, dann finden wir unter denselben die RM (TM) wie es sein muß, zunehmend: 1. von den höheren nach den tieferliegenden Gesteinsmassen und 2. von den randlichen nach den inneren Zonen der großen Geosynklinale.

Zu 1. Durch den Deckenbau ist das ursprüngliche Übereinander wie Nebeneinander gestört. In der Dent Blanche-D. z. B. liegt vielfach (Gipfel des Matterhorn usw.) die katametamorphe Valpelline-Serie der Gesteine in weiter Ausdehnung über der nur meso- bis epimetamorphen Arolla-Serie (Argand S. 536), an der Margna die tiefer metamorphe Fedozserie über der weniger metamorphen Malojaserie (Staub). Diese Umkehr aber ist in Übereinstimmung mit der Lagerungsumkehr durch die Deckenfalten. Die altkristallinen katametamorphen Kerne der Silvretta-D. liegen heute auf ihrer ganzen Ausdehnung über mächtigen ostalpinen und penninischen Schichtmassen, die fast gar nicht regionalmetamorph sind. Die ursprüngliche Lage war umgekehrt, die Deckenbewegung hat die tiefenmetamorphe Unterlage dem vorliegenden untiefen Gestein aufgeschoben, und die Überlagerung vermochte noch nicht nun auch die junge Unterlage hoch Rm umzugestalten. Aus diesen Erscheinungen können wir einerseits einen weiteren Beweis für den Deckenbau entnehmen, andererseits aber auch erkennen, daß die RM der vortriasischen Gesteine (= der altkristallinen Schiefer) älter ist als die Deckenbewegung. Die altkristallinen Schiefer waren schon als solche da vor der Auffaltung der Alpen — freilich in ihrer Lagerung, ihren Texturen und ihrer Mineralisation noch etwas anders beschaffen.

Zu 2. Im penninischen und ostalpinen Gebirge nimmt die RM in den Casannaschiefern und den jüngeren Sedimenten (Carbon und Mesozoikum) von der Unterlage und der Stirn des Mte. Leone- und St. Bernhard-M. an ins Mte. Rosa-M. stark zu. Sie erreicht dort und in der Dent Blanche-D. ihr Maximum und nimmt dann durch die unterostalpinen Dn. wieder stark ab und verschwindet in den mesozoischen Sedimenten des Insubrischen und der Silvretta-D. Diese Decken in ihre ursprünglichen Lagen wieder zurückversetzt, ergibt sich eine Zunahme der RM vom N-Rand der alpinen Hauptgeosynklinale nach deren Mitte und wieder eine Abnahme nach dem S-Ufer. Allerdings ist diese Erscheinung nicht so einfach ersichtlich, weil sie überdeckt wird von der tertiären DM, die hier zonenweise die Gesteine in große Tiefen hinabgefaltet hat.

Die Abwitterung bis zur Einebnung der ältesten und herzynischen Gebirgsrumpfe hat den ersten Teil der Geschichte unseres Landes abgeschlossen. Die Hauptleistung dieser älteren Vergangenheit war die Schaffung der altkristallinen Schiefer und ihrer, in einer nördlichen und südlichen Zone stark diskordanten Stellung unter den nachfolgenden Gebilden. Die Umbildungen, die sie später noch erlebt haben, besonders die Umformung durch die tertiär-alpine Dislokation, sind zwar gewaltig und durchgreifend; allein der Hauptcharakter, der sich im Worte „altkristalline Schiefer“ zusammenfassen läßt, ist geblieben.

Zwischen die beiden Hauptabschnitte in der Geschichte der Alpen fällt die Bildung des Verrucano mit seinen Tonschiefern, Sandsteinen, Konglomeraten und Eruptivergüssen. Sie ist lückenhaft. Dann setzt überall die Trias mit Transgression ein: Weitere Verschwemmung und ausgleichender Absatz der Verwitterungsrückstände, Bildung von Arkosen, Sandsteinen, Quarziten, Überhandnahme wechselnder Lagunen mit Absätzen von Gips, Rauhwanke, Dolomit und dolomitischen Mergeln, allmähliche Versenkung tiefer in das Meer. Mächtige triasische Schichtfolgen im S, unvollständige und kümmerliche im N und dann der lange Wechsel von vorherrschend

marinen, selten festländischen Fazies durch die mesozoische und tertiäre Zeit hindurch, bis zur dauernden Erhebung aus dem Wasser zum „Paroxysmus“ der Alpenstauung.

Die große alpine DM, die sich mit diesem Bewegungsparoxysmus vollzog, hat alles ergriffen, was bisher entstanden war, und je nach seiner Art und seinen Bedingungen umgewandelt, disloziert, texturiert, struiert und mineralisiert.

3. Die alpine Metamorphose nach ihrer tektonisch vertikalen Verteilung.

Der besondere Baustil der verschiedenen Decken ist fast ganz das Produkt der tertiären Dislokation und wir können ihn nun, ohne wieder in Einzelheiten einzutreten, überschauen. Für diesen Zweck müssen wir die DM übersichtlich nach ihrer Intensität gliedern. Der Überlagerungsdruck war bei CM und RM von sekundärer Bedeutung und äußerte sich uns bisher fast nur in der Tendenz nach Ausbildung der dichtesten Mineralien. Die Überlagerung ist nur indirekt, dadurch, daß mit ihr die Temperatur steigt oder die Abkühlungszeit sich verlängert, von großer Bedeutung für die RM und die CM. Bei der DM dagegen ist der Überlagerungsdruck das primär maßgebendste, das die Gesteine für die eindringende Dislokation überhaupt empfänglich macht und die höhere Temperatur, die mitläuft, erleichtert sie. Alles, was wir an Dislokation heute im Alpengebirge beobachten können, hat sich unter Belastung vollzogen.

Ein Blick auf die Profile Taf. XXVII und XXXV zeigt uns überraschend, wie gleichmäßig hoch und wie mäßig hoch das Gebirge über das Meerniveau emporragt im Vergleich zur Faltungsmächtigkeit der Erdrinde, sei es dem noch erhaltenen Tiefgang der Faltung in die Erdrinde hinab, oder dem durch Abtrag verschwundenen Hochgang der Falten. Es ist das Gesetz von der „Gipfflur“. Verwitterungsabtrag und Isostasie haben die Gebirge viel niedriger gemacht, als sie geboren sind. Manche Zonen der Alpen haben Abtrag um nur einige 100 oder bis 1000 m erlitten. Von anderen sind mehrere tausend Meter, ja bis gegen 30 km abgetragen worden. Dementsprechend entblößt das Gebirge an einem Orte eine Seicht- (Epi-DM) Fazies der Dislokation, am anderen eine aus mittlerer Belastung und noch anderswo eine aus großer Belastung hervorgegangene Meso-DM oder Kata-DM. Lokale Besonderheiten können an einen Ort befördernd, am andern hemmend auf die Gesteinsumformung durch DM gewirkt haben. Die Belastung ändert auch mit der Tiefe innerhalb einer Decke und nach der Lage unter einer aufgestauten oder einer lokal gestreckten Zone. Sodann haben Erosionsabtrag oder Zerreißen, isostatische Einsenkung oder wieder Erhebung, schon während der Faltung verändernd auf die Belastung gewirkt. Wir werden z. B. kaum feststellen können, ob zur Zeit der letzten Faltung der N-Randkette des Aar-M. noch darüber alle helvetischen Dn. und die unterostalpinen lasteten und mit welcher Last — gehäuft durch Stauung oder verdünnt durch Streckung — und ähnliches mehr. Es kann sich also nur um eine Prüfung eines typischen Durchschnittes der Erscheinungen an mittleren Massen handeln. Wie immer flieht die Natur alles in einem unsere Kraft der Einsicht und der Einbildung weit übersteigenden Maße durcheinander

und schafft Übergänge, wo unserem Geiste scharfe Grenzen bequemer wären. Wir können glücklich sein, wenn uns ein Begreifen in großen Zügen gelingt. Wir versuchen eine Zusammenstellung im Tabellenstil:

Tertiär-alpine Dislokationsmetamorphose.

1. Epi-Zonen der DM.

Tiefe des heute der Beobachtung Bloßgelegten unter der Gebirgsoberfläche zur Bewegungszeit: im Mittel 1—4 km (= Abtrag seither).

Die tektonische Bedeckung bestand während der Faltung nur aus oberen Teilen der Schichtreihen, höchstens aus oberen Teildecken, ohne Überlagerung durch eine höhere Hauptdecke, ohne „traineau écraseur“.

Grad der DM.

a) Tektonik (Großformen der Dislokationslagerung). Faltung mit Brüchen aller Art reichlich durchsetzt. Falten und Faltenüberschiebungen, zerrissene Mittelschenkel oder reine Überschiebungsflächen, sodann Querbrüche, Längsbrüche und viele Brüche wechselnder Richtungen, besonders in spröden Gesteinen, innere Rutschflächen, plastische Gesteine oft in dichtem Netz in Rutschlinsen zerlegend (Ruttschbreccien), sprödfeste Gesteine in größeren Bruchstücken begrenzend. Feinfältelung und Transversalschieferung nur in tonigen oder sehr dünn-schichtigen Gesteinen besonders in Faltenkernen. Bei starkem Zusammenschub: einander überstoßene Linsen und Schuppen, Schuppenbau, „Gleitbretterbau“, oft Ausstreichen der großen Überschiebungsflächen ohne Stimmumbiegung. Man ist durch die Tatsachen berechtigt, innerhalb der Epi-D.-Tektonik noch zwei Stufen zu unterscheiden, die charakterisiert werden könnten als: 1. Brüche und Bruchverschiebungen vorherrschend, Falten untergeordnet, Typus Silvretta-D. im Ducan- und Landwassergebiet, und 2. Falten vorherrschend, Brüche untergeordnet, Typus Jura, Säntis, Préalpes.

b) Dislokationsmetamorphosen (Kleinformentextur). Hauptgebiet der Bruchdeformation, Kataklyse, Dislokationsbreccien aus Trümmern von allen Größen bis zur Verpulverung, Quetschungs- und Reibungsbreccien, Mörtelstruktur, faserige Linsentextur, Augentexturen mit pulvrigen Augenwinkeln, Mischungen dieser Umformung in Knettexturen verschiedener Art („Mylonite“).

c) Ummineralisation (Struktur). Gering, Umkristallisation von Kalksteinen zu Marmoren, Ausbildung von Serizit aus Tonen und Feldspäten, beginnende Verheilung der kataklastischen Risse durch solche Mineralien.

Zonen mit Epi-DM: Juragebirge, die postcarbonischen Teile der Südalpen (Dinariden), äußere Zonen des helvetischen Deckengebirges, obere helvetische Decken (Säntis — Pilatus bis zum Thunersee), Préalpes und Klippen der Mittelschweiz, und besonders deutlich Silvretta-D.

Die Umformungen in Textur und Struktur gehen hier noch nicht einheitlich durch die ganzen Gesteinsmassen hindurch, sondern sind noch lokalisiert auf Stellen oder Zonen besonders starker Beanspruchung. Die Hauptmasse der festeren Sedimentgesteine ist in ihrem inneren Bestand (Textur und Struktur) unverändert.

Die Geringfügigkeit oder das gänzliche Ausbleiben von in das Gestein hineingreifender DM ist am auffälligsten an den Sedimenten. Sie besteht aber im Silvrettagebiet auch für den mächtigen kristallinen Kern, der wohl hochgradig prätriasisch metamorph ist, dessen innere Strukturen

aber bei aller alpinen Dislokation (Überschiebung) nur noch wenig angegriffen worden sind, wie dies z. B. der erste Blick auf die klaren prachtvollen Porphyritgänge am Scaletta- und Sertigpaß zeigt. Welcher Gegensatz zu Gängen im Aarmassiv (Fig. 45)! Im Silvretta-M. ist eben aus Mangel an Belastung die ganze Gesteinsplatte als solche ohne bis ins Innere greifende Umknetung, halb steif überschoben worden.

2. Meso-Zonen der DM.

Tiefe des heute der Beobachtung Bloßgelegten unter der Gebirgsoberfläche zur Bewegungszeit im Mittel 4—12 km.

Grad der DM.

a) Großformen (Lagerung). Ausgezeichnete Deckenbildung mit Faltung und weichförmiger Fältelung auch an den festesten Kalksteinen und Dolomiten, verkehrte Mittelschenkel in allen Graden der Verdünnung laminiert meistens erhalten, manchmal in Linsen zerrissen oder durch Rutschflächen an Schichtfugen ersetzt. Andere Brüche mit Rutschflächen selten geworden. Einfaltung mesozoischer Sedimente in und zwischen die autochthonen Massive.

b) Kleinformen (Textur) vorherrschend bruchlose Umformung, deformierte Petrefakten, ausgezeichnete Transversalschieferungen, Lamination und Linearstreckung an allen Sedimentgesteinen, besonders in den Mittelschenkeln, wie auch an kristallinen Silikatgesteinen durch ganze Massivkomplexe hindurch (Schieferung der „Protogine“, der Aplitgänge, Umwandlung von solchen und von Quarzporphyren in Serizitschiefer usw.). Intensive Kleinfältelungen in Sedimenten wie kristallinen Schiefen gewöhnlich, bruchlose Knettexturen, Mylonite i. e. S. noch bei Serpentin, sonst zurücktretend.

c) Mineralisation mäßig stark: Marmorisierung in großen Kalksteinkomplexen (salinischer Malmkalk des Aar-M.-Mantels), vielfach unter starker Zwillingsbildung und Muskovitbildung (Andermatt), Serizitisierung, Ausscheidung von Magnetit, Chloritoid usw. in tonigen Sedimenten. In den kristallinen Silikatgesteinen (autochthone Massive) treffen wir auf massenhafte Serizitisierung, der die Kataklassen der spröden Mineralien wieder ausheilt. Sericit, Chlorit und Chloritoide, Talk, Epidot, Albit, Mikroklin, Saussurit, Pyrit, Magnetit, Calcit sind häufigste Produkte der Ummineralisation.

Zonen mit Meso-DM und deren tektonische Bedeckung während der Umformung sind: helvetisches Deckengebirge tiefere und innere Zonen, überlagert gewesen von den oberen helvetischen Teildecken und unterostalpinen (romanischen) Decken. Autochthones helvetisches Gebirge einschl. Zentralmassive, außer eigener Last gedrückt durch die darübergehenden helvetischen Dn., die Überbrandungen aus dem Penninikum und die Dn. der Klippen. Urserenmulde. Unterostalpine Dn. in Graubünden, belastet durch die eigenen oberen Teil-Dn. und die Silvretta-D.

3. Kata-Zonen der DM.

Tiefe des heute der Beobachtung Bloßgelegten unter der Gebirgsoberfläche zur Bewegungszeit im Mittel 10—15 km, für die tiefsten beobachtbaren Stellen über 20 km — nach dem ganzen Faltungstiefgang zonenweise bis über 30 km.

Grad der DM.

a) Großformen (Lagerung). Die Decken nicht überschoben, sondern überfaltet. Prachtvolle kontinuierliche Faltungen in den Decken mit zahllosen Zwischen-

falten, Fältchen und Einwicklungen ohne Brüche, ohne Zerreißen der Mittelschenkel, aber mit aushaltenden starken Ausdünnungen derselben und ohne Überschiebungsflächen.

b) Kleinformen. Bruchlose hochplastische, oft fluidale Umformung mit ausgezeichneten Fältelungen, Laminationen, Linearstreckungen selbst der festesten und sprödesten Gesteine (dünnblättrig laminierte, gefaserte Quarzite usw.). Kristallisationschieferung.

c) Ummineralisation sehr stark entsprechend der Meso-RM und Kata-RM. Neubildung von Mikroklin, Mikroperthit, Plagioklase, Steatit, Serpentin, Disthen, Rutil, Zoisit, Staurolith, Muskovit, Biotit, Paragonit, Tremolit-Strahlstein, Hornblenden, Epidot, Granat, Olivin, Sillimanit, Cordierit, Glaucophan, Turmalin, Andalusit, Orthit, Mejonit, Wollastonit u. a. Hornfelsstrukturen, kristalloblastische Strukturen, dicht bis kristallinisch körnig.

Die drei denkbaren Fälle: ältere RM und nachherige Lamination, Lamination gleichzeitig mit der Ausbildung der Kristalloblasten, oder letztere, die erstere überdauernd, können durch repetierte Phasen ineinandergreifen. Tatsächlich sind die Vorgänge der Umkristallisation und der bewegten Gesteinsumformung nur selten zeitlich vollständig auseinanderzuhalten. Immer hat die Lamination richtungsordnend auf die Kristalloblasten gewirkt, auf die schon vorhandenen wie auf die gleichzeitig und die erst im laminierten Gestein entstehenden. Die letzteren sind manchmal als unverletzt und unabhängig gestellt zu erkennen. In unserem Fall kann es sich nicht um eine durchgreifende zeitliche Scheidung von RM und DM handeln, höchstens um wechselnde untergeordnete Phasen.

Zonen mit Kata-DM. Penninische Decken. Im besonderen gehören hierher die inneren penninischen Decken und ihre Wurzelgebiete, am ausgesprochensten die unteren penninischen Dn. (Simplon-Tessiner-Dn.) entsprechend den tiefsten Stockwerken im alpinen Deckenbau. Hierher gehört die letzte Ausbildung der Orthogneise (Zweiglimmergneise) der Antigorio- und Tessiner-Dn. und ihrer mannigfaltigen begleitenden kristallinen Schiefer, im besonderen ihre zonenweise Lamination, Lineartextur oder Fältelung (V. Blenio, Dazio Grande usw.), die nicht alte RM sein kann, dann die Tremolaserie (S. 196), ferner die Ausbildung der Tremolit-Dolomit-Marmore (Campolungo usw.) und der triasischen und liasischen Biotit-Marmore und vor allen bezeichnend, weil dem Gebiet möglicher älterer Metamorphosen in der sedimentären Schichtfolge schon weit hinaufentrückt: die Bündnerschieferzonen zwischen den penninischen Dn. und zwischen diesen und dem Gotthard-M. (Über die Mannigfaltigkeit ihrer Ummineralisation in der sedimentären Fazies vgl. S. 497, in der ophiolithischen S. 499.) Sie sind im Zusammenhang mit ihrer Umwandlung in hochkristalline Biotit-, Zoisit-, Granat- usw. Schiefer bald in dichte Fältelungen gestaut, bald laminiert und streckungsfaserig. Denken wir uns die penninischen Dn. zurückversetzt in ihre ursprüngliche Lage: Der Bündnerschiefer, selbst allerdings mächtig, lag flach oder nur wenig gewellt weit ausgebreitet, bedeckt von einer verkümmerten Schichtfolge von Malm und Kreide, darüber nur teilweise noch Flysch. So erwartete er den Paroxysmus der Alpenfaltung, die Deckenbildung. Bei weitem reichte er nach den Schichtmächtigkeiten nicht hinab in die Tiefe der RM. Seine Zeitgenossen, die, wenn auch etwas gefaltet, doch nicht so mächtig überfaltet worden sind wie der Allgäuschiefer, der lombardische Lias, sind bis heute ohne merkliche Metamorphose das geblieben,

was sie schon damals waren. Der Bündnerschiefer der penninischen Zonen dagegen ist dann tief eingewickelt worden in den Falten- und Deckenbau der Alpen. Nur diese Einwicklung überlieferte ihn der Kata-DM mit der ihr zugehörigen Ummineralisation. So wie er heute liegt, zeigt er deutlich: In seinen tiefsten Teilen, die uns nur durch die axiale Aufwölbung im Tessin bis an den Simplon zusammen mit enormem Verwitterungsabtrag entblößt worden sind, ist er am stärksten umkristallisiert (Fenster von Verampio, Rücken der Antigorio-D.), nach den höheren liegenden Muldenzonen allmählich schwächer. Die Bündnerschiefer im Dache der penninischen Dn. (Unterengadinerfenster), und zwischen den unterostalpinen Dn. zeigen alle Übergänge durch den nur mäßig metamorphen bis zum fast unveränderten Liasschiefer in der offenen höheren Zone des großen Bündnerschiefergebietes und des Allgäuschiefer oder im Liasschiefer der helvetischen Dn.

Die Metamorphose des Bündnerschiefer hängt also ab von seiner Lage im Deckenbau der Alpen. Sie nimmt zu mit dem Tiefgang der Falten, in die er eingewickelt worden ist. Dieser ganze Vorgang ist also ein Werk der alpinen Hauptdislokation, der alpinen tertiären DM. Wir dürfen diese hochgradige Metamorphose des Bündnerschiefers, wie z. T. auch der ihm anliegenden älteren Gesteine, nicht als RM bezeichnen, weil sie nicht regional, sondern faltungszonal ausgebreitet ist und nur zusammen mit tertiärer Dislokationsfaltung und in deren Gefolge zugleich mit textureller Abbildung der Gesteinsbewegung sich so ausgebildet hat, daß manche frühere Beobachter diese Gesteine zum Altkristallin gestellt haben.

Wie der sedimentäre Bündnerschiefer, so zeigen auch seine ophiolithischen Einlagerungen in ihren Metamorphosen deutlich den Einfluß der Überlastung durch höhere Decken bei der alpinen DM. Die Grenze zwischen Kata-DM und Meso-DM scheint (wenn ich die Mitteilungen von R. Staub, Vortrag in der Geol. Ges. Zürich v. 13. 12. 1920. richtig aufgefaßt habe) im Gebiete Maloja—Malenco z. B. für den Serpentin in die Stockwerkhöhe der Margna-D. zu fallen. Die mächtigen Serpentine von Malenco (Mte. della Disgrazia) gehören zur Suretta-D., also unter die Margna-D. noch ganz in das Penninikum hinab. Sie sind von Mesostruktur, kristalloblastisch geschiefert und des wunderbarsten harmonisch mit den Bündnerschiefern im kleinen gefältelt, im großen zusammengefaltet mit und unter der Margna-D. Der einem höheren Stockwerke angehörige, um etwa 5 km Gestein weniger belastete Serpentin der Margna-D. dagegen (am Silsersee, im Oberhalbstein usw.) ist nicht bruchlos geschiefert und nicht gefältelt, sondern kataklastisch zertrümmert — ein „Mylonit“ im richtigen Sinne des Wortes geworden. Er ist so sehr durchsetzt von Rutschspiegeln, daß man kein Handstück ohne Begrenzung durch solche schlagen kann. Beide Serpentine sind gleich alt, und zwar viel älter als die alpine Faltung. Beide sind durch dieselbe umgelagert und gewaltig strapaziert worden. Der Malenco-Serpentin hat sich, entsprechend seiner Mehrbelastung in den Formen der Meso-DM, der Engadiner-Oberhalbsteiner-Serpentin entsprechend seiner Minderbelastung in den Formen der Epi-DM. der Gewalt gefügt.

Nebenbei: Die Verfaltung und Verfältelung des Malenco-Serpentines ist wiederum ein voller Beweis dafür, daß die Intrusion der Ophiolithe nicht mit der Deckenbewegung zusammenfällt oder gar, daß diese beiden einander bedingten, wie schon angenommen worden ist. Die Ophiolithe sind wenigstens oberjurassischen Alters (Malm?) und beim großen tertiären Alpenschub passiv verschleppt und verarbeitet worden (S. 501).

Wir haben schon mehrmals der Kata-RM mit Glaucophan, Sillimanit, Andalusit, Disthen, Cordierit, Biotit, Granat usw. erwähnt, wie sie im Kristallinen der Silvretta-D. und der Valpelline-Fedoz-Serie im Kern der Dent Blanche-Margna-D. und auch in den entsprechenden Wurzelzonen erscheinen. Diese Gesteine haben keine Kata-DM erlitten, sondern prätriasische bis prätertiäre Kata-RM. Tertiär-alpin sind sie dann bloß von Epi-DM oder Meso-DM überprägt und in höhere Zonen hinaufgetragen worden. Der Unterschied in ihrer Entwicklungsgeschichte spricht sich in ihrem Bestande deutlich aus.

Der postcarbonische Teil der Alpengeschichte weist also im ganzen folgende Metamorphosen auf:

RM in den tiefstliegenden und am höchsten mit jüngeren Sedimenten bedeckten Gesteinszonen während der mesozoischen und alttertiären Zeit. Solche müssen wohl stattgefunden haben. Wir werden sie aber nicht aus den Palimpsesten herauslösen können, denn die Trias zeigt uns, auch bei hoher Bedeckung mit Jura, Kreide und Tertiär (z. B. am Tödi—Calanda, am Luganersee) fast nichts von Ummineralisation. Sie mußte durch Dislokation tief hinabgefaltet worden sein, um Kata-DM zu erfahren. Die RM dieses Zeitabschnittes wie ihre Fortdauer bis heute kann also nur in den alkristallinen Zonen gearbeitet haben. Es handelt sich da um die stete RM der Tiefen, die wir nicht in Zeitabschnitte aufteilen können. Dagegen folgen nun

1. mesozoische CM an den Ophiolithen,
2. tertiäre, besonders oligocäne, miocäne und pontische DM durch die große Alpenstauung (Epi-DM, Meso-DM, Kata-DM) — ausklingend erst im Diluvium,
3. tertiäre Durchschmelzung und Ausbrüche vom Bergeller-M. mit CM.

4. Veränderung im Baustil von den oberen zu den tieferen Decken.

Um den so sehr verschiedenen Charakter der Hauptdeckengruppen deutlich zu machen, ist es notwendig, ihre Erscheinungen nicht nur an sich zu ordnen, sondern die Deckengruppen direkt zu vergleichen. Bei allen Dn. sind ihre obersten Abschübe relativ unmetamorph geblieben, ihre unteren Einwicklungen dagegen metamorph geworden. Die penninischen und die ostalpinen Dn. bieten untereinander verglichen die größten Gegensätze. Die autochthon-zentralmassivische Zone und die helvetischen Dn. nehmen eine Zwischenstellung ein. Am größten und klarsten ausgesprochen ist die nachfolgend notierte Gegensätzlichkeit im Baustil zwischen den tiefsten penninischen Dn. einerseits und der oberostalpinen D. andererseits. Die Margna-Dent Blanche-D. und die unterostalpinen Dn. stehen in der Mitte dazwischen.

Gemeinsam sind den penninischen und den ostalpinen Dn. in ihren kristallinen Kernen: normale granitische Gneise, intrusive Granite und Gesteine wie in der Ivreazone, alle prätriasisch metamorph.

Das ostalpine Deckengebirge zeigt sodann:

Tektonik: Bewegungsflächen (Rutschflächen) in Menge, vorherrschend über die Faltung. Die Dn. endigen gegen N meistens ohne Stirn-umbiegungen, die einzelnen tektonischen Glieder sind häufig schief abgeschert oder ausgezogen („Gleitbretter“) und in stark gestauten Gebieten in Schuppen gehäuft „wie ein gemischtes Kartenspiel“. Liegende scharfe Umbiegungen (verkehrte Mittelschenkel) fehlen nicht ganz, sind aber ungewöhnlich. Die Hauptmasse, die ganze Silvretta-D., ist auf einer scharfen Rutschfläche überschoben, die wie ein Messerschnitt das ganze Gebirge durchsetzt.

Metamorphose. Vorherrschend nur Epi-DM, Umformung mit Bruch (Kataklyse, Mörtelstruktur, Gleitflächenclivage, viele Bewegungsflächen). Reichlich wirkliche Mylonite (Dislokationsbreccien, Auswulzung in Trümmerbänder, Durchsetzung mit inneren Bewegungsflächen) seltener und nur in den tieferen Dn. mehr oder weniger begleitet von bruchloser Lamination oder Feinfältelung, Serizitisierung und Chloritisierung.

Auch noch die unterostalpinen Julier- und Albula-Granite, die Berninagesteine sind nur wenig ummineralisiert (Plagioklas ist z. T. Serizit, Biotit teilweise Chlorit geworden), sie sind nicht kristalloblastisch geworden. Sie sind aber vielfach gewaltig mylonitisiert, an anderen Stellen geschiefert und die DM hat es an ihnen (wenigstens in den tieferen Teil-Dn., z. B. P. Capütschin) bis zur Feinfältelung gebracht. Die Sedimente sind in der oberostalpinen D. fast unverändert, in den tieferen Dn. beinahe nur textuell dislokationsmetamorph, und auch stets frei von RM, sie waren nie tief, nie belastet genug.

Das penninische Deckengebirge ist charakterisiert durch:

Tektonik: Großzügige Faltung mit prachtvoll erhaltenen liegenden Stirn-umbiegungen und inneren wechselnd antiklinalen und synklinalen Umbiegungen und mit Einwicklungen, sowohl im Innern als auch an den Deckenunterlagen ohne Brüche, ohne Überschiebungsflächen. Statt den letzteren: Verteilung der Bewegung in „Bewegungshorizonte“ durch die ganze Masse als bruchlose plastische Lamination mit Ausdünnung in den fast durchweg erhaltenen verkehrten Mittelschenkeln. Repetierete, laminierte Verfaltungen von Gneis mit Bündnerschiefer mit einzelnen Linsen von Trias dazwischen, dabei die parallelen Schenkel oft in spitzen Umbiegungen sich verbindend. Die Trias mit „Tendenz zur Abwanderung“ findet sich hie und da getrennt vom Alt-Kristallinen, verschleppt, schwimmend eingewickelt im Bündnerschiefer. Solche eigentümliche „Züge der Architektur“ halten auf große Distanzen aus und finden sich z. B. in der Adula-, Tambo-, Suretta- und Margna-D. im E als gleichartige Fortsetzung der entsprechenden Erscheinungen der Bernhard-, Mte. Rosa- und Dent Blanche-D. im W.

Metamorphose. Mylonite nur noch ausnahmsweise in den obersten Lagen (Arkesin an der Dent Blanche-, Serpentin im Rücken der Margna-D.), vorangegangene Kataklysen meistens nur noch in ausgeheilten Narben zu finden, Kata-DM, homogene starke bruchlos-plastische, an das Fluidale erinnernde Bewegungstexturen mit kristalloblastischer Mineralneubildung (Serizit wird durch Muskovit und Biotit usw. ersetzt), Tiefenminerale wie in der Kata-RM.

Im penninischen Gebiete nimmt die alpine Metamorphose von den oberen Dn., wo sie noch Meso-DM ist, nach den tieferen zu. Liegende Faltungskerne in

den oberen Dn. (Dent Blanche-Margna-D.) können zwar schon Kata-TM aufweisen (Valpelline-Fedoz-Serie), allein dies ist die ältere RM, schon fertig durch die Deckenfaltung überstoßen. In den unteren penninischen Dn. I—III, die erst durch die Überbüdung mit tertiären Deckenfalten mehr und mehr in Katazonen hinabgelangt sind — vielleicht z. T., nachdem sie selbst schon zu einem relativen Stillstand gereift waren — zeigt sich, der progressiven Überdeckung entsprechend, daß meistens die Kata-Mineralisation die plastisch texturale Umformung noch etwas überdauert hat. Die Verteilung der TM oder DM in den tieferen penninischen Dn. hat sich, im Gegensatz zu den höheren, ganz der jetzigen Tiefenlage im erst tertiär entstandenen Deckenbau angepaßt. Diejenigen Gebirgsglieder, gleichgültig ob altkristallin oder mesozoisch, sind am meisten metamorphosiert, welche durch die alpine Faltung in größte Tiefe hinabgetaucht worden sind (Trias, Bündnerschiefer zwischen den Dn. I—IV). Hier handelt es sich also nicht um prätriasische RM, sondern die alpin-tertiäre Dislokation ist der Täter.

Die Bewegung hat in die Tiefe getaucht und die Textur geschaffen, die Aufhäufung von Decken hat die Wärme gebracht, die solche Plastizität und Mineralisation ermöglichte. Ohne die alpin-tertiäre Dislokation hätte der Bündnerschiefer zwischen den unterpenninischen Dn. im Simplongebiete und weithin gegen E nicht Granat, Zoisit-, Staurolith-, Disthen-, Biotitschiefer und nicht Biotitmarmore gebildet, sondern er wäre unverändert Kalktonschiefer geblieben wie der Allgäuschiefer oder die Schiefer von Domleschg, oder wie, trotz Anschmiegen an die freilich schon erkalteten Montblanc-Granite, die Glanzschiefer in Val Ferrex. Diese Abhängigkeit der Metamorphose mesozoischer Sedimente von der Tiefe innerhalb des tertiär entstandenen Deckenbaues beweist, daß diese Metamorphose nicht älter als die alpine Dislokation ist, wie Termier annimmt, sondern der alpinen Dislokation angehört. Während im penninischen Deckenbau stets die unteren Einwicklungen hochgradiger Metamorphose überliefert worden sind, sind dagegen gerade die oberen seichten Stirnabschübe dieser Deckenfalten, wie der Prättigauflisch und der Niesenflisch, vor solcher bewahrt geblieben.

Im Ostalpinen ist von der hochgradigen Kata-DM, wie sie die penninischen Dn. zeigen, nichts zu finden. Recht typisch für den Unterschied der höchsten und der tiefsten Deckenstockwerke ist die Tatsache, daß bei starker lokaler Verfältelung von Altkristallin mit Mesozoikum im Ostalpinen das Kristallin hoch altmetamorph, das Mesozoikum aber gar nicht merklich verändert ist (im Unterengadinerfenster N-Rand, Rhätikon, Aroser-Schuppenzone usw.); während bei solchen Digitationen im Tiefpenninischen das Mesozoikum so hoch kristallschiefrig geworden ist wie das Altkristallin, so daß die Grenze zwischen beiden manchmal übersehen werden kann (Bedretto, Adula, Umgebung von Zermatt, Val de Bagnè usw.).

Cornelius ist der Meinung, daß das Hinausgreifen der Metamorphose über das Kristalline und bis weit in das Mesozoikum hinauf, und besonders deren stark laminierende Texturen sehr wesentlich dazu beigetragen haben, von unten bis oben lithologische Übergänge und Konkordanzen zu schaffen. Er hält dafür, daß auch im Penninikum ursprünglich nicht nur eine Transgression, sondern auch eine zwar sehr schwache, diskordante Auflagerung der Trias bestanden habe, die durch die genannten Vorgänge verwischt worden sei.

Die Minerallagerstätten der Alpen sind sehr verschiedener Entstehung, magmatisch, pneumatolytisch, chemisch sedimentär, metamorph, und sie sind voralpin entstanden, alpin umgewandelt, oder nachalpin gebildet.

Syngenetisch-magmatische, kontaktliche und pneumatolytische Ausscheidungen aller vortertiären inneralpinen Gesteine sind Dm gequetscht und oft bis zur Unkenntlichkeit umgeformt (alte Eisengruben V. Puntaiglas im Diorit, Silbergruben von Taspin und viele mehr). Auch bei nicht in magmatischen Gesteinen liegenden Vorkommnissen kann doch Substanzzufuhr kontaktlich-pneumatolytisch gegeben worden sein, während seither die Lagerstätten weit von der Stoffquelle abgewandert und gründlich weiter metamorphosiert worden sind. Guterhaltene und unversehrte Mineralnester von pneumatolytischen oder kontaktmetamorphen Mineralien (z. B. Orthoklas, Quarz und Glimmer in den Drusenräumen des Granites von Baveno, Epidot, Granat u. a. in den Kontaktzonen am Bergeller-M.) sind nur solche, die jünger sind als die alpine DM. Manche andere Mineralien sind durch die alpine DM selbst entstanden; dies sind aber meistens nur kristalloblastische Ausscheidungen im Innern der Gesteine (Fig. 161) ohne freie Entwicklung der Kristalle in Hohlräume hinaus.

Die chemisch sedimentären Lagerstätten (z. B. Manganerze im Malradiolarit, Hämatit-Magnetiteisenerz im Dogger der Windgälle, Sequanerz am Gonzen etc.) sind unabhängig von magmatischen Vorgängen, nur mehr oder weniger Dm.

In den altkristallinen Gesteinen fast nur der autochthonen Zentral-M., sehr wenig in Decken-Massiven, finden sich Mineralgänge, reichlich mit schön ausgebildeten Drusenmineralien (Quarz, Adular Apatit, Byssolith, Calcit, Zeolithen, Glimmer usw.) ohne jede Dm-Quetschung, ohne Serizit! Ganz das gleiche gilt von den Mineralgängen im Sedimentgebirge (Fluorit in Unterkreide; Calcit und Quarz in vielen Kalksteinen; Quarz, Albit, Chlorit, Calcit im Eisenoolith der Windgälle, Quarz im Bündnerschiefer der Viamala usw.). Die volle Freiheit und Unabhängigkeit dieser Mineralvorkommnisse von den Pressungserscheinungen, die das umgebende Gestein mißhandelt haben (gequetschte Aplitgänge oft dicht daneben), ihre freie Ausbildung sogar in freien Hohlraum hinein, beweisen ihre Jugendlichkeit. Sie sind jünger als die Alpenstauung und damit doppelt jünger als jeder magmatische Vorgang. Sie können Sekretionsgänge von eventuell thermal gewordenem Sickerwasser sein, dürfen aber sicherlich nicht mehr für direkte Nachwirkungen der praetriasischen Granitintrusionen genommen werden!

Noch manche Fragen können durch ein genaueres, vergleichendes Studium in den Alpen gelöst werden. Hugi's und Niggli's Arbeiten zeigen, welch fruchtbares Forschungsgebiet hier noch vorliegt. Ich hoffe, daß besonders Niggli's Lehrbuch der Mineralogie für diese Betrachtungsweise eine neue Grundlage und mächtige Anregung bieten werde.

II. Zur Bestimmung der Bewegungsrichtung der Erdrinde bei der Gebirgsbildung.

Außer schon früher zitierten Arbeiten im besonderen noch:

Cornelius, „Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Überschiebungsdecken“, Verh. Geol. Reichsanst. 1919.

Schon wiederholt sind wir darauf gestoßen, daß manche Geologen für die Zusammenfaltung der Alpen abweichende Krafrichtungen in der Erdrinde annehmen

zu müssen glauben. Rothpletz, Ampferer, Heritsch, Spitz und Dyhrenfurth nehmen neben und zwischen dem Schub gegen N oder NNW auch noch E→W-Schübe an. Mylius zerstückelt das Gebirge in Zonen mit Bewegung bald aus S, bald aus N, untereinander abwechselnd. Rothpletz und Baley-Willis nahmen in den Préalpes innerhalb der gleichen Gebirgsmasse wechselnde, einander entgegengesetzt gerichtete Deckenschübe an! Paulcke dachte sich rings um das Engadinerfenster die Gebirgsschübe von allen Seiten gegen das Fenster gerichtet — als ob das Fenster älter sein könnte als die Deckenschübe.

Zunächst verweise ich auf S. 48, wo wir bereits gezeigt haben, daß auch eine große einheitlich allgemeine Bewegungsrichtung infolge Variationen ihrer Intensität, der Widerstände und der Gesteinsbeschaffenheit im Inneren die lokale Bewegungsrichtung wechsellvoll und untergeordnet stark abweichend gestalten kann. Die Faltungen und das Streichen der Schubflächen sind nur im Mittel senkrecht zur Bewegungsrichtung gestellt. Je tiefer eine Schichtmasse während der Bewegung gelegen war, um so mehr werden ihre tektonischen Gestaltungen der großen Bewegungsrichtung entsprechen, während die der Oberfläche genäherten Gesteinsschichten weit mehr Bewegungsunregelmäßigkeiten durch verschiedene Umstände ausgesetzt sind, wie durch geringere egalisierende Belastungsplastizität, durch größere Unregelmäßigkeiten in der Belastung als Folge der Oberflächengestaltung, durch Erosionsunterbrüche in den geschobenen Massen. Solche Erscheinungen erklären z. B. teilweise den Unterschied im Baustil der Westalpen und Ostalpen mit den wechsellvollen Streichrichtungen innerhalb der letzteren. Die Bewegungsrichtung kann sich auch während eines einheitlichen Faltungsvorganges infolge der schrittweisen Überwindung von Widerständen ändern. Aber selbst die Richtung der Kraft und die Richtung der unmittelbar daraus erzeugten Bewegung können mehr oder weniger verschieden werden, indem sich letztere nach den geringsten Widerständen wendet.

In einem so kompliziert zusammengesetzten Gebäude wie die Erdrinde können voneinander abweichen: die generelle Krafrichtung, die generelle Schubrichtung und die generelle Bewegungsrichtung. Es können ferner voneinander abweichen die lokale Krafrichtung von der allgemeinen, die lokale Schubrichtung von der allgemeinen und die lokale Bewegungsrichtung von der allgemeinen. Das Abweichen kann, wie Überlegung, Experiment und Beobachtung in gefalteten Regionen der Erdrinde zeigen, nicht nur eine geringe Anzahl von Graden betragen, sondern unter Umständen bis über die Querstellung führen. Und innerhalb dem einer einheitlichen Krafwirkung ausgesetzten Stück Erdrinde kann in der Krafrichtung wie quer zu derselben nicht nur Stauung, sondern auch Zerrung, Streckung quer oder longitudinal zur generellen Bewegung sich einstellen. Je weiter die Faltung schon gediehen ist, je intensiver die Stauung geworden, desto größer werden auch die lokalen Richtungsabweichungen nach den geringsten Widerständen hin.

Es sei hier der Versuch gemacht, die Hilfsmittel kurz zusammenzustellen, welche uns jeweilen zur Bestimmung der allgemeinen Krafrichtung bei der Kettenbildung gedient haben, wobei zugleich auf ihre Ungleichwertigkeit hingewiesen werden soll.

Die allgemeine Richtung der zusammenschiebenden Kraft in der Erdrinde ist aus folgenden Momenten zu erkennen. Sie steht:

1. ungefähr senkrecht zum Streichen der gefalteten Schichten in den mittleren Teilen der Faltenzüge — die Abweichungen nehmen gegen die Enden hin zu,
2. ungefähr senkrecht zum Streichen der Falten in ihrem mittleren Teil.
3. ungefähr senkrecht zum Streichen der Gewölbeumbiegung liegender Falten i. i. m. T.
4. ungefähr senkrecht zum Streichen der Muldenumbiegung liegender Falten i. i. m. T.
5. ungefähr in der Richtung allfälliger regelmäßiger senkrechter Querklüfte in homogenen Gesteinsmassen,
6. ungefähr quer zum Streichen von Druckschieferungen (Clivage),
7. ungefähr in der Grundrißrichtung von Laminationsstreifung (Linearstreckung),
8. ungefähr in der Grundrißrichtung der Rutschstreifen auf schwebenden Schubflächen,
9. ungefähr quer zum Streichen schwebender Rutschflächen,
10. ungefähr quer zu den eine große Schubfläche begleitenden gehäuften Kleinfalten (Cornelius).

Nicht nur die Himmelsrichtung, sondern auch zugleich der Sinn der Bewegung wird gegeben durch:

11. die vorherrschende Richtung, nach welcher schiefe Falten überliegen (Ausnahmen die Rückfaltungen),
12. die Richtung, in welcher liegende Falten überliegen (Ausnahmen: Rückfaltungen),
13. die Herkunft von Schürflingen am Ausstreichen einer Schubfläche,
14. die Pfeilrichtung eines Faltenbogens.

Das letzte Moment ist das einzige ganz sichere zur Bestimmung des Bewegungssinnes (z. B. ob S→N oder N→S usw.; vgl. Alb. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung Bd. I S. 231—236 und hier S. 46/47).

Die Faltung, das Clivage, die Linearstreckung, die Kettenausbiegung usw. sind nur die Abbildung des Nachgebens und Ausweichens der zusammengestauten Massen, nicht diejenige des primären Druckes, auch nicht der primären Schubrichtung. Die Erdhaut kann infolge ihrer eigenen Spannungen anders ausgewichen sein, als die Unterlage sich bewegte. Bezeichnend ist, daß Abweichungen der einen und Abweichungen anderer Art einander nicht aus dem Wege gehen. Vielmehr mischen sie sich im gleichen Gebiete oft durcheinander. Sie können also nicht von primär anderer Bewegungsrichtung ganzer Stücke der Erdrinde herühren. Alle stark abweichenden Faltenrichtungen sind Formen ganz sekundärer Bedeutung. Sie haben keine Selbständigkeit, sie schlagen nicht durch, sondern sie vollziehen sich innerhalb eines viel größeren tektonischen Gliedes von normaler Gestaltung, an der sie nichts Wesentliches zu stören vermögen. So ist die Languard-D. am Berninapaf mit ca. 1 km quer gegen E überfaltet innerhalb einer Decke mit 50 km Überschiebung nach N, und die Quermulde am Campolungopaf vollzieht sich als Einkerbung von etwa 5 km an der eingekeilten und dadurch longitudinal zusammengestauchten Deckenstirn der ca. 40 km breiten Tessiner-D. und läßt die tieferen Dn. anscheinend ungestört.

Die Abweichungen in der durch 1—14 bestimmten Bewegungsrichtung innerhalb des von uns betrachteten Teiles der Alpen sind gering. Sie gehen nicht hinaus über die Grenze, die wir mit der Bezeichnung „ungefähr“ andeuten wollten. Im Mittel führen sie alle ausnahmslos für den östlichen Teil auf Schub gegen N bis NNW, im mittleren Teil gegen NNW bis NW, im westlichsten Teil gegen NW

bis WNW. Lokale Abweichungen um $\pm 10^\circ$ sind normal und selbstverständlich; sie dürfen auch noch bedeutend höher gehen.

Wir kennen in den Schweizeralpen keine einzige Erscheinung, welche in irgendeinem Gebiete eine primär abweichende Krafrichtung auch nur einigermaßen wahrscheinlich machen würde. Das axiale Steigen und Fallen können wir selbstverständlich nicht als eine Faltung durch E—W-Schub ansprechen; es ist tief bedingt durch die Hauptkraft, die stauenden Widerstände, und nachträglich durch die Isostasie zugleich. Wir gelangen bei richtiger Deutung auch der lokalen Unregelmäßigkeiten auf eine große, gewaltige Einheitlichkeit und Einseitigkeit in der Erdrindensbewegung, die die Alpen erzeugt hat.

E. Suess hatte diese Großzügigkeit der alpinen Bewegung zuerst erkannt. Mir scheint, daß für die Vorstellung wechselnder ursächlicher Schubrichtungen von einem Gebiete zum andern im Innern der Alpen kein Raum mehr übrig bleibt. Die Überlegung der mechanischen Vorgänge führt uns zur gleichen Auffassung wie die gründliche Beobachtung. Nirgends in den Schweizeralpen haben wir die Spuren von Vorgängen gefunden, die beweisend sein könnten für die Annahme etwa eines E→W-Schubes oder eines N→S-Schubes im Innern des Gebirgskörpers. Die Beweise finden sich überall zerstreut in unseren Einzeldarstellungen des alpinen Gebirgsbaues. Bei Fällen, welche zu gegenteiligen Schlüssen Veranlassung gegeben hatten, sind wir jeweils auf die Kritik derselben eingetreten.

Hennig (Naturw. Wochenschrift 1920 Nr. 4) will die Frage noch nicht definitiv entscheiden, ob das, was wir jetzt für S→N-Schub als Ursache der Deckenüberschiebungen betrachten, nicht auch als N→S-Schub, als Unterschiebung von Mulden, gedeutet werden könnte. Gewiß sind zunächst Druck und Gegendruck einander gleich. Der Druck ist nicht einseitig gerichtet; erst der durch Überwindung der einen Seite entstehende Schub hat einen bestimmten Richtungssinn, und die Auslösung zum Schub könnte in einem Unterschieben von Mulden wie einem Überschieben von Gewölben bestehen. Allein wir glauben doch, daß für die Alpen der S→N-Schub einzig annehmbar und sicher festgestellt ist. Wir begründen dies wie folgt:

1. Bei den unterostalpinen Dn. im Berninagebirge, den penninischen Dn. im Wallis, Tessin und Graubünden, besonders in Annäherung an die Wurzelzone, finden wir zwischen mächtigen festen altkristallinen Kernen die Sedimentmulden aus z. T. sehr plastischen Schiefen in sehr geringer Mächtigkeit durchziehend. Wohl können wir uns vorstellen, daß die starken Gewölbekerne die Sedimente überschoben und ausgewalzt haben, nicht aber, daß die dünnen Mulden von Trias, Bündnerschiefer oder Allgäuschiefer usw. sich gegen S zwischen die kristallinen Kerne hineingekeilt hätten, oder daß der helvetische Flysch den Verrucano unterteilt habe.

2. Schon vor der Verfaltung waren die Sedimentmassen der Deckenstockwerke im allgemeinen nachgiebiger als die kristallinen Massen. Mit beginnender Überschiebung von Gewölbe oder Unterschiebung von Mulde wurde die tiefere Mulde mehr belastet als der höhere Gewölbeteil. Ihre Gesteine wurden deshalb noch plastischer. Daß eine festere Deckenstirn in Digitationen tauchend in die unterliegende plastische Muldenmasse sich einbohrt, ist sehr verständlich, dagegen wären die tauchenden Digitationsgewölbe nicht verständlich, wenn die Aktion des zerteilenden Eindringens von der plastischen Mulde aus nach oben stattgefunden haben sollte.

3. Es ist unter allen Umständen mechanisch viel leichter, eine festere, steifere Masse zu überschieben auf eine plastischere, als die plastischere Masse der festeren keilförmig zu unterschieben. Die Bewegungsauslösung entspricht immer dem geringstmöglichen Kraftverbrauch.

4. Noch viel entscheidender als diese mechanischen Gefühle oder Überlegungen ist aber die Richtung der Ausbiegung der Falten. Jede einmal geradlinig begonnene Falte muß bei einem Fortgang der Bewegung nach vorn und Verlängerung nach den Seiten sich zum Faltenbogen gestalten, in dessen Mittelregion der Zusammenschub schon am größten geworden ist, nach dessen relativ zurückgebliebenen Ausläufern er abnimmt. Ein Hindernis vor einer ausbiegenden Region kann den Faltenbogen nicht umwenden, sondern nur zum Anschmiegen und dadurch zur Teilung in zwei Bogen bringen (S. 46—49). Der Faltenbogen ist stets der Beweis dafür, daß die Außenseite die relativ stehende, das innere Stück das aktiv bewegende ist. Würde ein N→S-Schub den Deckenbau der Alpen erzeugt haben, so müßten die Muldenstirnen stark, die Gewölbestirnen etwas schwächer nach S ausgekrümmte Bogen bilden. Allein die Alpen als Ganzes, wie ihre meisten Glieder sind Faltenbogen mit der Konvexeite gegen N gewendet. Die Bogen am Außenrande sind oft längsgestreckt, am Innenrand quer verstaucht („Repossement axial“, Querfaltung). Der Pfeil zum Bogen zeigt die Bewegungsrichtung relativ zu den umgebenden und vorliegenden Rindenmassen als S→N oder SE→NW an (Fig. 245).

III. Stratigraphie der Decken (Taf. XXXVI).

Die so verblüffende Tatsache im Bau der Alpen, daß im gleichen Gebirgstteil vertikal übereinander Schichtfolgen ganz verschiedener Entwicklungsart liegen, wobei die älteste Schicht der höheren Serie von der jüngsten der unteren entweder bloß durch eine reduzierte verkehrte Schichtfolge oder gar bloß durch eine weithin zu verfolgende Rutschfläche getrennt ist, läßt sich nur durch die Annahme des Deckenbaues als Hauptbaustil der Alpen erklären. Die weitere Prüfung des Gefüges hat uns sehr häufig die direkte Verbindung der Decken und ihrer Teile durch scharfe Umbiegungen gezeigt, die entweder Antiklinalen mit dem Knie gegen N gewendet, oder Mulden gegen N geöffnet sind. Lamination herrscht im unteren Teil vor, sekundäre Faltung und Fältelung, meistens nach N überliegend, im oberen Teil der einzelnen Decke. Im S folgt Abbiegung in die Tiefe zur Wurzel. Maßgebend ist weiter fazieller Anschluß vom südlichsten (wurzelnahen) Teil einer Decke an den nördlichsten (stirnnahen) der nächst überliegenden.

Aus unseren früheren Betrachtungen und aus den Tabellen und Profilen sind die Tatsachen der Faziesdifferenzen zwischen den verschiedenen Decken und Deckengruppen überall ersichtlich. Ich empfand aber doch das Bedürfnis, die Faziesdifferenzen — zwar nicht von jeder Decke zur folgenden, wohl aber etwa von einer Deckengruppe zur folgenden — durch einen Blick auf ein etwas vereinfachtes Bild zusammenzufassen. Diesem Wunsche entspringt die beiliegende Taf. XXXVI, die keiner weiteren Erklärung mehr bedarf.

Bei dieser Gelegenheit lag der Gedanke nahe, auch die Faziesdifferenzen von Stirnregion und Rückenregion einer Decke zur Anschauung zu bringen. Allein dies könnte nur an Hand einer viel detaillierteren Darstellung geschehen. Überdies schienen mir die interessanten Regeln (Embryonalgeologie der Decken von Argand und Staub) noch nicht für eine durchgreifende graphische Darstellung reif genug. Wir haben derselben gedacht (S. 42/43), ohne den Gesichtspunkt zu einem Abschluß führen zu können. Der Weg zu einem wesentlichen Fortschritt hierin ist nicht leicht. Er verlangt für verschiedene Zeitabschnitte Fazieskarten der abgewickelt gedachten Decken z. B. Taf. XV A. Dagegen bieten sich angesichts der stratigraphischen Profile der verschiedenen Decken noch andere Gesichtspunkte.

Eine Zusammenstellung der Transgressionen in den stratigraphischen Schichtreihen würde unsere Einsicht über die alten Höhenschwankungen und ihre Beziehungen zur Horizontaldislokation vertiefen. Auch hierbei sollten die Verhält-

nisse in großen weiten Gebieten als Fazieskarten der ausgeglätteten Erdrinde in zeitlichen Folgen dargestellt werden.

Der durchgreifendste Einschnitt in allen stratigraphischen Profilen der Decken, zugleich die durchgreifendste Erosion mit nachfolgender Transgression in unserem Gebiete, reichend vom Schwarzwald bis in die Südalpen, ist die Abwitterung des Altkristallin (bis und mit Carbon) und die Transgression der Trias darüber. Deutlich finden wir hier die Einebnung der herzynischen Gebirge ausgesprochen, das Perm als älteres ausgleichendes Abschwemmungsprodukt bald konkordant, bald diskordant auf der Unterlage abgesetzt, dann die Trias, die alte Penepplain überschwemmend. Dazwischen stehen noch einzelne Rumpfe, welche auch der triasischen Transgression noch nicht ganz erlagen und noch die Doggerabsätze faziell beeinflussten (z. B. „Windgällenrücken“ S. 283—285). Besonders deutlich wird die alte Transgression, wo die jüngeren Sedimente nicht nur im Fallen, sondern auch im Streichen den herzynischen Rumpfen diskordant anliegen, wie z. B. am SW-Ende des Aarmassives (Leuk—Raron) oder am Nufenenpaß. Alle stratigraphischen Profile der Decken zeigen die Transgression in der Grenzregion von Paläozoikum und Mesozoikum — im autochthonen, ostalpinen und südalpinen Gebiete mit Diskordanz, dazwischen im penninischen als Paralleltransgression.

Alle andern stratigraphischen Lücken, eventuell mit Festlandspuren und darauffolgenden Transgressionen, sind weniger ausgebreitet und betreffen meist nur einen Teil des Gebirges.

Hierher zählen beispielsweise:

Transgression des Lias über kümmerlicher oder festländisch erodierter Trias in den helvetischen Dn., im penninischen und besonders im E-alpinen und S-alpinen Gebiete.

Fehlen des Lias im helvetisch autochthonen und den untersten helvetischen Dn., Transgression des Dogger auf Trias mit oder ohne Festlandspuren dazwischen.

Fehlen der Kreide im Juragebirge und in den autochthonen Alpen mit terrestrischem Bohnerz auf Malm oder auf unterem Valangien, oder auf Schrackenkalk und Transgression von Mittel- oder Obereocän darüber. Die Kreide war z. T. vorhanden, ist aber in einer Festlandszeit (Ende Kreide und Eocän) abgetragen worden.

Eine große Menge von Ablagerungslücken in beschränkterer Ausdehnung und Transgressionen komplizierten den Bau der Schichtreihen und die Geschichte ihrer Ablagerungen.

Im Vergleich damit sind diejenigen Fälle spärlich und oft nicht sicher zu beweisen, wo wir einen stärkeren Erosionsabtrag während der alpinen Dislokation annehmen müssen, der dann in den Faltenbau gewissermaßen eingeschlossen worden ist.

Kaufmann („Beiträge“ 1872 Lfg. XI S. 188/89) hatte solche Erscheinungen angenommen, wo in einer engen Mulde (Rigihochfluh) im einen Schenkel Schichten fehlten, die im anderen vorhanden waren. Allein dort handelte es sich das eine Mal um Aussetzen eines verkehrten Mittelschenkel, ein anderes Mal um primär ungleiche Ausbildung in verschiedenen Decken.

Die zwei bedeutendsten, bisher bekannten Phänomene, für welche wir Erosion während der Faltungsperiode und vor ihrem Abschluß annehmen müssen, sind:

1. Die Erscheinungen der „Narbe“ am S-Rand des Aar-M., wo nach allem Anschein vom Calanda bis gegen Gampel die Wurzelstiele der helvetischen Dn. weg-erodiert und dann ihre Narben von den weiter vorrückenden Stimmassen der penninischen Dn. überschoben und größtenteils begraben worden sind. Vielleicht gehört mit

dem gleichen Vorgang zusammen auch das Anstoßen der S-Hälfte der Urserenmulde unter Fehlen der N-Hälfte derselben am S-Rande des Aarmassives.

2. Die schon dislozierte Miocänngelfuh ist zum unebenen Vorgebirge abgewittert und z. T. durchtalt worden, worauf zuletzt die Überschiebung durch die helvetischen Dn. folgte. Diese Erscheinung hatte vielleicht eine ähnliche ältere Vorphase: Abrasion der ineinander verfalteten Massen von autochthonem Flysch mit Wildflysch und dadurch Vorbereitung der glatteren helvetischen Überschiebung.

In kleineren Dimensionen stecken gewiß noch viele — wahrscheinlich meistens zonenförmig sich erstreckende eingefaltete Erosionen im Alpenkörper drin. Die beobachtbaren Erscheinungen werden aber oft nicht eindeutig sein.

Die Überlagerung von Flysch auf Trias, Jura oder Kreide, oder von Jura und Kreide auf Gasterngranit am W-Ende des Aar-M. (Doldenhorn, Balmhorn S. 172 u. 173) und die ähnlichen Erscheinungen unter den Dents de Morcles und Dents du Midi sind nicht eindeutig, um sie hier als Beispiele geltend zu machen.

Das Wort „Geosynklinale“ ist in aller Munde. Es soll ein zonales Becken von kontinuierlichen Ablagerungen verschiedener Perioden, in den Randregionen mit Uferbildung, dann neritischen und in der Mitte mehr und mehr tiefmeerischen Ablagerungen bedeuten. Die Geosynklinale sollen zugleich zur Bildung von Kettengebirgen prädestiniert sein. Ich muß gestehen, daß ich den Begriff wenig verwendet habe, weil ich mich auch heute noch nicht recht mit demselben abfinden kann. Das alpine Festland in Carbon und Perm, die Seichtmeer- und Lagunenzonen über $\frac{2}{3}$ der ursprünglichen Alpenbreite in der Trias, erst im südlichsten Drittel mit neritischen Absätzen, das liasische Festland im helvetisch autochthonen, den Glarner-Dn., und wieder unter der Liastransgression in den S-Alpen, die langsame Zunahme der Meertiefe im Malm vom Juragebirge gegen S mit größter Tiefe erst S außerhalb der Alpen, die Kreideabrasion und das Bohnerzfestland vom Jura bis an die S-Seite der Zentralmasse sind Erscheinungen, die mich eine große allgemeine alpine Geosynklinale nicht leicht sehen lassen. Das Einsetzen von Geantiklinalen dazwischen mit Teilsynklinale zur Erklärung der Abweichungen, sowie viele andere Fazieswechsel, die sich dem Schema nicht fügen, verwischen den Begriff, den man in dieses Wort legte. Auch bei anderen Kettengebirgen konnte ich mich noch nicht davon überzeugen, daß sie durch Auffaltung einer Geosynklinale entstanden seien. Eher scheinen manche aus dem abfallenden Rande eines Beckens statt aus seiner Tiefe aufgepreßt. Es ist ratsam, den Begriff etwas sparsamer und kritischer zu verwenden, bis weitere Klärung eintritt.

IV. Über die axialen Höhengschwankungen in den Alpen.

(Fig. 245).

1911 E. Argand, Coupes géol. dans les Alpes occidentales.

1912 P. Arbenz, Der Gebirgsbau der Zentralschweiz, Verh. S. N. G. Altdorf.

1919 R. Staub, Über das Längsprofil Graubündens, Viertelj. N. G. Zürich (Festschrift).

1920 E. Argand, Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes, Actes soc. hel. Sc. nat. Neuchâtel.

Schon hundertfältig ist uns in den Alpen, wie auch schon vielfach im Jura, die Tatsache vor Augen getreten, daß die Scheitellinie (Axe) einzelner Falten oder Faltengruppen in der Längsrichtung der Faltung bald höher steigt, bald tiefer sinkt. Wir haben die Abweichung der Scheitellinie von der horizontalen kurz als Axialgefälle bezeichnet. Es kann bis 15° aber auch bis 30° und darüber betragen oder sogar lokal überkippen. Was bei den einzelnen Falten oder Faltengruppen zutrifft, tritt auch bei den komplizierter gebauten Decken ein. Da können sogar

Stirumbiegung, Rückenfallen, basale Aufschiebung, Scheitel und wurzelnahe Zone etwas ungleiche Axialgefälle haben, wodurch die Decke windschief verdreht wird. Gewöhnlicher zeigen alle ihre Teile ähnliche axiale Höhengschwankungen. Die Beobachtung ergibt, daß die axialen Höhengschwankungen sehr bedeutende Beträge erreichen können (Fig. 155, 172, Taf. XXXII A). Da aber die Berghöhen durch die Abwitterung zur „Gipfflur“ ausgeglichen sind, so finden wir in axialen Depressionen höhere Glieder des Gebirgsbaues erhalten, in axialen Kulminationen dagegen dieselben abgetragen und die tieferen Glieder an der Oberfläche entblößt. Dadurch ist uns die Möglichkeit gegeben, den Bau der Erdrinde im Gebirge auf eine viel größere Mächtigkeit kennen zu lernen, als sie der Höhe der Berge über den Talboden entspricht. Dadurch treten ferner im Längsverlauf einer Bergkette um viele Kilometer höhere oder tiefere Gebirgsglieder an die Außenfläche in den Bereich der unmittelbaren Beobachtung. Und dadurch endlich können wir alle diese verschiedenen Stockwerke des Gebirgsbaues in ihren Eigenschaften, ihrer Übereinanderfolge und ihrer Mächtigkeit genau prüfen. Indem ein Axialgefälle von 10 bis 30° auf eine streichende Kettenlänge von 80 km anhält (Fig. 172), entblößt es 20—30 km Erdrindendicke. Von der Dent Blanche bis ins Diveriatal deckt das Axengefälle nach W von im Mittel 15° eine Rindendicke von ca. 22 km ab. Ähnliches an vielen Stellen. An gegebenem Orte läßt sich mit Sicherheit unter Berücksichtigung der Erscheinungen in streichender Fortsetzung ein annähernd richtiges Profil zeichnen, das 20 km unter Meer reicht und das Weggewitterte ebenso hoch in die Luft hinauf ergänzt.

Die Stellen, wo die Axen hoch liegen, aufgewölbt sind, nennen wir Axen-Kulminationen („Bombement“). Eine tiefe Einsenkung der Axen heißt Axen-Depression. Eine kompliziert gebaute Faltschar kann in ihrem Längsverlauf mehrfachen Wechsel, Wiederholungen von Kulminationen und Depressionen zeigen. Diese Kulminationen als Quergewölbe, die Depressionen als Quermulden zu bezeichnen, ist sehr unpassend. Es handelt sich keineswegs in diesen longitudinalen, relativ sanften, breiten Hebungen und Senkungen um eine Querfaltung, die durch einen Zusammenschub in der Längsrichtung der Faltenaxen entstanden wäre. Ebenso unberechtigt ist es, in den Schwankungen der Axenhöhen eine von der Faltung mechanisch unabhängige Dislokation, wie etwa eine sekundäre isostatische Bewegung sehen zu wollen. Vielmehr gehören sie mechanisch zusammen mit der Faltung. Die Kulminationen sind die Stellen besonders gedrängter Faltung. Faltungsschub hat sie an Widerständen gesammelt und hinter Widerständen aufgestaut. Sie müssen jünger sein als das Dasein des stauenden Widerstandes. Argand hat mit aller Schärfe dargelegt, daß die ungleichen Höhenlagen im gefalteten Gebiete und die Veränderungen derselben im Laufe der Zeit meistens nicht durch Vertikalbewegung, sondern durch wechselnde Phasen in Zunahme und Abnahme der Horizontalbewegung entstanden sind. Es ist ihm gelungen, nicht nur den Höhenwechsel des Alpensüdrandes, sondern auch den Tiefen- und dadurch Fazieswechsel im alpinen Vorgraben (Molasseland von Eocän bis Pliocän) durch die alpine Faltungsbewegung zu erklären und den Wechsel von marinen und Süßwasserbildungen im Molasseland mit den orogenetischen Bewegungsphasen im einzelnen in Beziehung zu bringen.

Ein sorgfältiges Verfolgen der Axialhöhen läßt sofort erkennen, daß dieselben nicht unabhängig voneinander in die einzelnen Falten verteilt sind, sondern daß sie immer ganze Faltenregionen gemeinsam ergriffen haben. Auch die einzelne Decke steigt und sinkt axial nicht für sich allein, sondern die ihr unterliegenden oder aufliegenden Decken machen die gleiche Höhenschwankung mit. Die emporstauende oder absenkende Ursache lag also nicht in der einzelnen Decke, sondern beeinflusste das sich faltende Stück Erdrinde als Ganzes. Die Axialkulminationen müssen deshalb die Folge einer Steigerung während den späteren Phasen der Rindenstauung sein. Die bisher feststellbaren Ursachen für Axialkulminationen sind dreierlei Art:

1. Im Gebiete der helvetischen Dn. in den zentralen und östlichen Schweizeralpen finden sich (Arn. Escher, C. Burckhardt, P. Arbenz) die Kulminationen stets südlich hinter den großen Anhäufungen von Molassenagelfluh. Die Deckenbewegung staute sich an diesen Widerständen und „brandete an denselben empor“ (Arn. Heim).

Dementsprechend finden Depressionen der Ketten mit zusammenhängender Erhaltung der romanischen Dn. in den Préalpes über den verschürften Resten der helvetischen Dn. da statt, wo vom Genfersee bis Thunersee fast keine Nagelfluhmassen vorliegen. In diesem Falle freilich hat Ursache Nr. 2 ebenso stark mitgewirkt. Die Pilatuskette steigt hinter der Napfnagelfluh, die Riginagelfluh und Urirotstockgruppe hinter der Riginagelfluh. Im Sihlgebiete hinter spärlicher Nagelfluh folgt die Depression, in welcher die Mithen stehen, hinter der Speernagelfluh die Axenaufstauung der Glärnischgruppe, hinter der Appenzellernagelfluh der Alpstein.

2. Die stärksten longitudinalen Höhenschwankungen in den penninischen und ostalpinen Deckenzonen sind die Abbildung der vorliegenden autochthonen Massivschwelle und ihrer Lücken (E. Argand, P. Arbenz, R. Staub u. a.).

Hinter der Senke zwischen Montblanc und Aarmassiv liegt die Senke in der Dent Blanche-D. von Weißhorn bis Grand Combin und zwischen Mte. Rosa und Grand Paradis; die Senke in der Wildhorngruppe (Taf. XXXII A) füllt die Einsattelung. Es folgt Überbranden des Niesenflysch und darüber hinaus die Ausbiegung der Préalpes in der relativ offenen Bahn. Hinter der Schwelle des Aar-Gotthard-M. dagegen liegt die höchste Kulmination der Alpen überhaupt, wo die Tessiner aufwölbung die untersten penninischen Dn. entblößt und alle höheren Dn. zum Abtrag gebracht hat. Das axiale Ansteigen zur Tessinerkulmination vollzieht sich von W her gerade SE hinter dem Anstieg des Aar-M.; das axiale Abfallen gegen E wird am stärksten gerade hinter dem E-Abfall des Aar-M. Keine penninischen Massen vermochten das Aar-M. zu überströmen, nur einige ostalpine Deckenreste, die Klippen, liegen draußen auf den helvetischen Dn. Im Gebiete dieser höchst gestauten und tiefsten Faltung treffen wir auch auf die stärkste Kata-DM der mesozoischen Gesteine.

Der etwas tiefere Teil der Aar-M.-Schwelle vom Tödi bis Calanda mit seiner kleinen Wiedererhebung bei Vättis hält die penninischen Lias- und Flyschschiefer noch zurück, allein nach dem östlichen Absinken des Calanda (Fig. 155 a) umfluten und bedecken diese die untertauchende helvetische Zone in ihrem Autochthonen wie in ihrem Deckengebirge, und wie ein Mantel schlagen sich die ostalpinen Dn. um und über das ebenfalls ostwärts versinkende Penninikum. Östlich folgt die tiefe Depression des Silvretta-M. mit dem entsprechend größten Schweredefekt in den Schweizeralpen. Weiter E erhebt sich die beschränkte Kulmination des Unterengadinerfenster, dann folgt die weite Depression der Ötztaleralpen und dann die Kulmination in den Tauern.

3. Eine dritte mechanische Ursache für die Erzeugung longitudinaler Kulminationen ist die Aufpressung, welche im inneren Winkel einer Schar scharf gekrümmter Faltenbogen entsteht. Sie kann sogar zu sekundärer Querfaltung an der Innenseite führen, die Argand sehr treffend mit den Falten eines Gewandes an

der Innenseite eines Ellbogens oder in der Kniekehle vergleicht. Argand hat solche an der Innenseite des westlichen Hauptalpenbogens verfolgt. Auf Schweizer Gebiet sind die Quermulden, welche die Stirnregion der Lebendun—Tessiner-Dn. in Maggialappen, Sambucolappen, Tencialappen (Preiswerk S. 512—521) teilen, die ausgeprägtesten Beispiele dieser Art. Wie ein Blick auf Taf. XXVI u. Fig. 245 zeigt, gehören sie genau dem mittelsten Querprofil der Zentralalpen (Linie Luganersee—Vierwaldstättersee) an; sie liegen da, wo die penninische Zone auf ihre geringste Breite zwischen den Wurzelzonen und den autochthonen Massivschwellen zusammengedrängt ist, wo die Schwerebucht von S am tiefsten in die Alpen hineingreift (Taf. I), wo der Alpenbogen am schärfsten sich nach N auskrümmt, im innersten Teile des Alpenprofils, das die größte tektonische Kulmination der Alpen überhaupt vom Mittelmeer bis Wien bildet. Diese Faltenlappen bedeuten wahrlich das gepreßte Herz der Alpen!

Mit Queraufaltung an gestauten Innenseiten von gebogenen Faltenzonen geht oft Hand in Hand Längszerreißung in den gedehnten Außenzonen desselben Bogens. Den Queraufaltungen in den Tessiner-Dn.-Stirnen genau gegenüber liegen am Außenrande die Streckungsbrüche in den helvetischen Dn. am Vierwaldstättersee (Distanz Maggialappen—Nasen 56 km) vor.

Wenn schon früher von verschiedenen Beobachtern darauf hingewiesen worden ist, daß Längskulminationen oft scharfen Auskrümmungen von Faltenbogen vorliegen, so fällt dies sachlich mit unserer Nr. 3 zusammen.

Damit haben wir auch eine Veranlassung zu Kulminationen kennen gelernt, die hinter den kulminierenden Falten liegt. Die Vorwärtsausbiegungen der Ketten entwickeln sich besonders im Querprofil der Lücken zwischen vorliegenden stauenden Schwellen. Das Zusammenklemmen der weiter hinten nachrückenden Faltenbogen fällt deshalb für diese Stellen gerade hinter eine vorliegende offene Bahn, gegen welche sich alles hindrängt und dadurch wiederum um so mehr staut. In den verschiedenen Querprofilen können deshalb Kulminationen der vorderen Ketten mit Kulminationen in hinteren Ketten abwechseln. Bei der gewaltigsten alpinen Kulmination, derjenigen der Tessineralpen freilich haben wir es nicht mit einem solchen Wechsel, sondern im Gegenteil mit Summation aller drei Kulminationsbildner im gleichen Querprofil zu tun: hinter der Tessinerkulmination ist der Alpenbogen am schärfsten und weitesten knieförmig gegen N ausgebogen (Fig. 245). Vor ihr liegen Aar- und Gotthard-M. als mächtigste Stauschwelle, und überdies noch vor dem Alpen-N-Rand in diesen Querprofilen der enorme miocäne Nagelfluhschutthaufe von Thun über Napf bis Rigi—Roßberg.

In den Depressionen, besonders durch die Lücken der Massivschwellenreste, können auch hinterliegende Decken die Massivzonen überbranden, so der Niesenflysch zwischen Aiguilles Rouges mit Montblanc-M. einerseits und Aar-M. andererseits, der Wildflysch besonders zwischen Tödi und Calanda. Die oberostalpine D. dringt mächtig vor östlich des Axialgefälles an der Rheintallinie. Nur die höchsten Elemente, die ostalpinen Dn., überbrandeten stellenweise die damals vielleicht noch weniger hohen Massivschwellen (so, wahrscheinlich in passivem Vorstoß, die Klippen im Vierwaldstätterseegebiet). Auch in den helvetischen Dn. zeigt sich eine Häufung und vollere Entwicklung mit Einbezug der mittleren und untersten Teil-Dn. in oder vor den Massivschwellenlücken (Wildhorngruppe, Glarneralpen), während nur die höchste helvetische Hauptdecke, die Wildhorn—Säntis-D., das Aar-M. auf seiner ganzen Länge überflossen hat.

Daß die Höhengschwankungen der Längsaxen sich in ähnlicher Weise durch ganze Querprofile fortsetzen, erhellt schon aus den bisher benutzten Beispielen. In großen Zügen ergibt sich für die Schweizeralpen dadurch folgende Quergliederung von W nach E.

1. Kulmination: Montblanc-Profil mit rückliegender Aufstauung.
2. Depression durch offene Bahn zwischen Montblanc- und Aar-M.: Préalpes, Niesen, Wildhorn, Dent Blanche, Unter Aostatal (unteres Profil Taf. XXVII).
3. Kulmination: Aar-M., Gotthard-M., Tessiner Alpen (mittleres Profil Taf. XXVII).
4. Depression: östlich Aar-M. vom Rheintal bis ins Silvretta-M. über Zernetz und bis zwischen Livigno und Bormio.
5. Kulmination: Unterengadinerfenster, Münstertal.

Die genannten Depressionen gehen fast ganz quer durch die Alpen hindurch. Bei Nr. 3 ist die N dem Aar-M. liegende Kulmination zu schmal und nicht demselben, sondern der Nagelfluh zuzuschreiben. Im S endigen diese Quergliederungen an der penninisch-ostalpinen Wurzelzone und sind im Seengebirge nicht mehr ausgesprochen. Die große Aufwölbung der Dn. gleich entlang ihrer Wurzel zur tektonischen Firstlinie der Alpen (Taf. XXVI) ist von der Kulmination Nr. 3 beherrscht: Vom unteren Maggiagebiet gegen V. Antrona schicken sich die unteren penninischen Dn. zum Eintauchen nach W unter die St. Bernhards- und die Mte. Rosa-D. an und die äquivalenten Tessiner-Dn. tun desgleichen S Chiavenna gegen E, indem sie unter die Adula—Tambo—Suretta-Dn., hier zugleich mit Abschmelzen am jungen Bergeller-M., verschwinden.

An der tektonischen Firstlinie gemessen sind also die unteren penninischen (= Tessiner-) Dn. auf 112 km W—E-Erstreckung entblößt — ganz entsprechend der gleichen Erstreckung der Entblößung von Simplon bis Adula — und entsprechend der gleichen Länge des genau vorliegenden Aar-M. Wie das letztere gegen SW und gegen NE untertaucht, so auch auf der ganzen Querprofilbreite die Tessiner-Dn. Diese letzteren verschwinden gegen W unter der St. Bernhards-D. auf Nimmerwiedersehen und ebenso auf Nimmerwiedersehen gegen E unter Tambo-Suretta-D.

Die höchste tektonische Kulmination des ganzen Alpengebirges, die stärksten Kata-DM, die intensivste Querfaltung, die tiefst greifenden Verwitterungsabträge und Entblößungen, die intensivste rücksichtsloseste Durchtalung, der geringste Massendefekt — alles das bezeichnet dies wunderbare Gebirgsstück zwischen den Tälern von Antigorio und Leventino, auf eine Breite von ca. 30, eine streichende Länge von ca. 80 km. Das ist der innerste Kern der ganzen Alpen — und zugleich das noch am wenigsten genau untersuchte Gebiet der Schweiz. (Vergl. Nachträge zu S. 509—566.)

In der eigentlichen Wurzelzone ist eine longitudinale Höhengschwankung des Alpenkörpers nicht bestimmbar. Alle Schichten stehen steil; viele Kilometer Gestein sind abgetragen. In der dinaridischen Zone, die S der Wurzelzone sich noch anschließt, kann man wieder von Axenhöhengschwankungen reden. Das Altkristallin erstreckt sich vom Mte. Ceneri in einer Ausladung südlich bis in den Luganersee (Morcote). Von hier fallen die überlagernden Sedimente gegen SW und gegen E ab. Die Kulmination am Luganersee fällt gerade in die stärkste Ein-

biegung des Alpensüdrandes gegen N und entspricht wohl S. 873 Nr. 3. In dieser Region finden sich auch eine Anzahl von Querbrüchen mit Vertikalverstellung der Flügel, wie wir sie N der Wurzelzone nirgends gefunden haben. Der größte Querbruch, die „Verwerfung von Lugano“ liegt annähernd radial zum Bogen des Alpeninnenrandes. Aber auch diese Brüche sind vermutlich nicht echte Verwerfungen, nicht primäre Vertikaldislokationen. Sie durchsetzen gefaltetes Gebirge quer, sie gehören zu den Druckauslösungen durch Horizontalschub.

R. Staub hat den Versuch gemacht, die Quergliederung der Alpen, besonders der Graubündneralpen, noch zu vertiefen. Er ging dabei von der Erwartung aus, daß alle Kulminationen, auch die kleineren, sich quer durch die ganzen Alpen verfolgen lassen, und hat auch die lokalen Querfaltenzonen mit einbezogen. So ergab sich ihm z. B. noch die untergeordnetere Kulminationsfolge: Speer, Weesen, Vättis, Rhäzünser helvetisches Wurzelgebiet, Solisbrücke, Oberhalbstein, Maloja, Lanzada. Es scheint mir etwas weit gegangen, auch die kleinen Zwischenkulminationen oder Zwischendepressionen durch Zonen hindurch, die davon nichts mehr verraten, untereinander zu verbinden. Vielleicht handelt es sich um Querkulminationszonen verschiedener Phasen und Erhaltung.

R. Staub kommt ferner zu der Überlegung, daß die Kulminationen der penninischen und ostalpinen Dn. älter seien als die miocänen Nagelfluhmassen, weil sie erst durch Exposition ihrer Rücken für die Nagelfluh das abzuspülende Material geliefert hätten, und weil die großen Nagelfluhmassen in den Querprofilen der inneralpinen Kulminationen liegen. Vor der gewaltigen Querkulmination Grand Paradiso—Montblanc liegt indessen keine Nagelfluhmasse. Daß die Nagelfluhmassen gerade vor der ihre Gerölle liefernden Kulmination liegen, ist wohl nicht notwendig bedingt, denn die Distanz für den zwischenliegenden Flußtransport war damals noch viel größer. Mir scheint es richtiger zu sein, die Anordnung der Nagelfluhmassen einfach von der Lage der miocänen Tal- und Flußmündungen ins Vorland hinaus abhängig anzunehmen, wobei die Flüsse ihre Gerölle aus irgendwelchen schon aufgestauten und vorrückenden ostalpinen Deckenregionen geholt haben mögen. Die Flußläufe konnten auch damals schon recht krumm gestaltet sein; eine einfache allgemein alpin-konsequente geradlinige Richtung wird wohl schon damals nicht mehr bestanden haben.

Ich möchte also folgende Folge der Vorgänge für wahrscheinlich halten:

1. Beginn der Aufstauung der autochthonen Massive und der penninischen und ostalpinen Dn.
2. Abspülung der letzteren zur Nagelfluhbildung am N-Rande.
3. Überflutung der Zentralmassive durch die helvetischen Dn.
4. Weitere Stauung: Kräftigung der Zentralmassive und Andrang der penninischen und ostalpinen Dn. an dieselben, damit Stauung und Ausbildung der heutigen Kulminationen von den autochthonen Massiven aus rückwärts.

Streichende Endigung der Decken.

Die helvetischen und penninischen Dn. tauchen axial gegen E am Rheine unter die ostalpinen Dn., die unteren penninischen Dn. am Simplon gegen W unter die oberen. Was wird aus ihnen? Wie weit noch erstrecken sich die Westalpen unter die Ostalpen gegen E? Was wird in der Streichrichtung aus der ganzen Deckenfolge, wie löst sie sich auf? Wir kennen streichende Deckenenden von dreierlei Art: Untertauchen unter höhere Dn. Erosionsabbruch nach der Luft hinaus, oder Rückzug. Wie aber wird eine Decke seitlich nach ihrer Entstehungsart endigen? Diese Fragen können noch nicht befriedigend beantwortet werden. Selbst eingehende Untersuchungen werden sie wohl nicht restlos

lösen — man müßte mit dem Tiefenbohrer untersuchen. Vielleicht finden sich noch irgendwo Aufschlüsse an entscheidendem Ort?

Innerhalb einer Decke können wir öfter beobachten, wie eine Falte sich zur Teildecke entwickelt — oder in umgekehrter Richtung gehend, wie eine Teildecke sich zu einer gewöhnlichen Falte zurückzieht (Hohenkasten im Säntis S. 364). Teildecken können auf den Hauptdecken Faltenbogen bilden, die beginnen, ausladen, überdecken und sich wieder zurückziehen. In den Gebirgen der helvetischen Dn. haben wir solche Beispiele (Drusberg-D., Räderten-D. Fig. 139) kennen gelernt. Helvetische Deckfalten gehen gegen SW in parautochthone Decken und in autochthone Falten über (Dents du Midi—Dauphiné). Die unteren helvetischen Dn. des Kt. Glarus schwinden westlich der Linth rasch zurück und keilen auch gegen den Rhein aus, leider ohne daß man die Art dieses Rückzuges näher verfolgen könnte (Fig. 245). Die parautochthonen Dn. ziehen sich in den Calanda zurück (Fig. 118), die oberen streichen weiter nach E. Allein weiter im E finden wir von helvetischen Dn. nur Stirnregionen (Vorarlberg), dann nur verschürfte Fetzen entblößt. Der Rücken und die Wurzelzonen sind von höheren Dn. verhüllt. Die weiter im E erscheinenden Gebilde, die bei ähnlicher Fazies tektonisch entsprechende Lage einnehmen weit bis in die Karpathen hinaus, sind wahrscheinlich nicht direkt die tektonische Fortsetzung unserer einzelnen helvetischen Dn., sondern eher Ablöser, Stellvertreter — wie bei den einzelnen Falten eines Büschels Ablösungen eintreten, so wahrscheinlich auch bei den ganzen Dn.

Manche Dn. sind auf enorme Strecken streichend unmittelbar sichtbar, zeitweise untertauchend, dann wieder auftauchend. So z. B. hat E. Argand die St. Bernhards-D. von Savona durch den ganzen Westalpenbogen bis an den Simplon auf 320 km, die Mte. Rosa-D. von den Quellen des Po auf 220 km Länge bis Antrona verfolgt. Dann folgt der Erosionsunterbruch durch die große Kulmination, Wiedereinsetzen am S. Bernardino und endgültiges Untertauchen im Avers nach im ganzen 435 bzw. 335 km Längsverlauf. Das Untertauchen im Avers ist aber kein angeborenes Ende, nur ein Ende für unser Sehen. Das sind einzelne Dn. des ganzen penninischen Deckensystems. Daß dieses ganze System noch viel weiter reicht, beweisen das Unterengadinerfenster, das Tauernfenster, der Semmering. Die penninischen Dn. gehen so weit als die Alpen! Von vollständigem Erlöschen oder Sichablösen einzelner Dn. findet man vom Mittelmeer bis Mte. Rosa nichts — nur etwelche Formveränderungen treten ein (vgl. z. B. Änderung der Form der Mte. Rosa-D. nach W [S. 533/34] und nach E in Tambo—Suretta, Antigorio-D. in die Tessiner-D. [S. 521 und Nachträge dazu], Übergang der St. Bernhards-D. in den oberen Teil der Adula u. a. m.).

Nach dem bisher Bekannten dürfen wir in einer gewissen Schematisierung etwa sagen: Falten innerhalb einer Decke haben begrenzte Streichlänge und lösen sich oft ersetzend ab. Aus Falten können sich Teildecken entwickeln, wofür charakteristisch ist das flache Übergreifen, eventuell mit Rutschfläche an der Unterseite, und die Bildung neuer Sekundärfalten im Rücken der Teildecke. Teildecken können im Streichen aus kleineren Falten beginnen, sich vorschieben, wieder zurückbilden und verschwinden, indem eine andere als mechanischer Ersatz auftritt, oder auch

ohne dies. Das gleiche gilt wenigstens im Gebiet der helvetischen Dn. auch von ganzen Dn. So kennen wir z. B. die Axen-D., die Mürtschen-D., die Glarner-D. und die Diablerets-D. nur in begrenzter Länge, wobei allerdings z. B. Diablerets- und Glarner- oder Mürtschen-D. Äquivalente sein könnten. Die Drusberg-D., Räderten-D. sind wohl mehr nur Teil-Dn. und haben beschränkte Länge, ebenso die Pilatus-Teil-D.

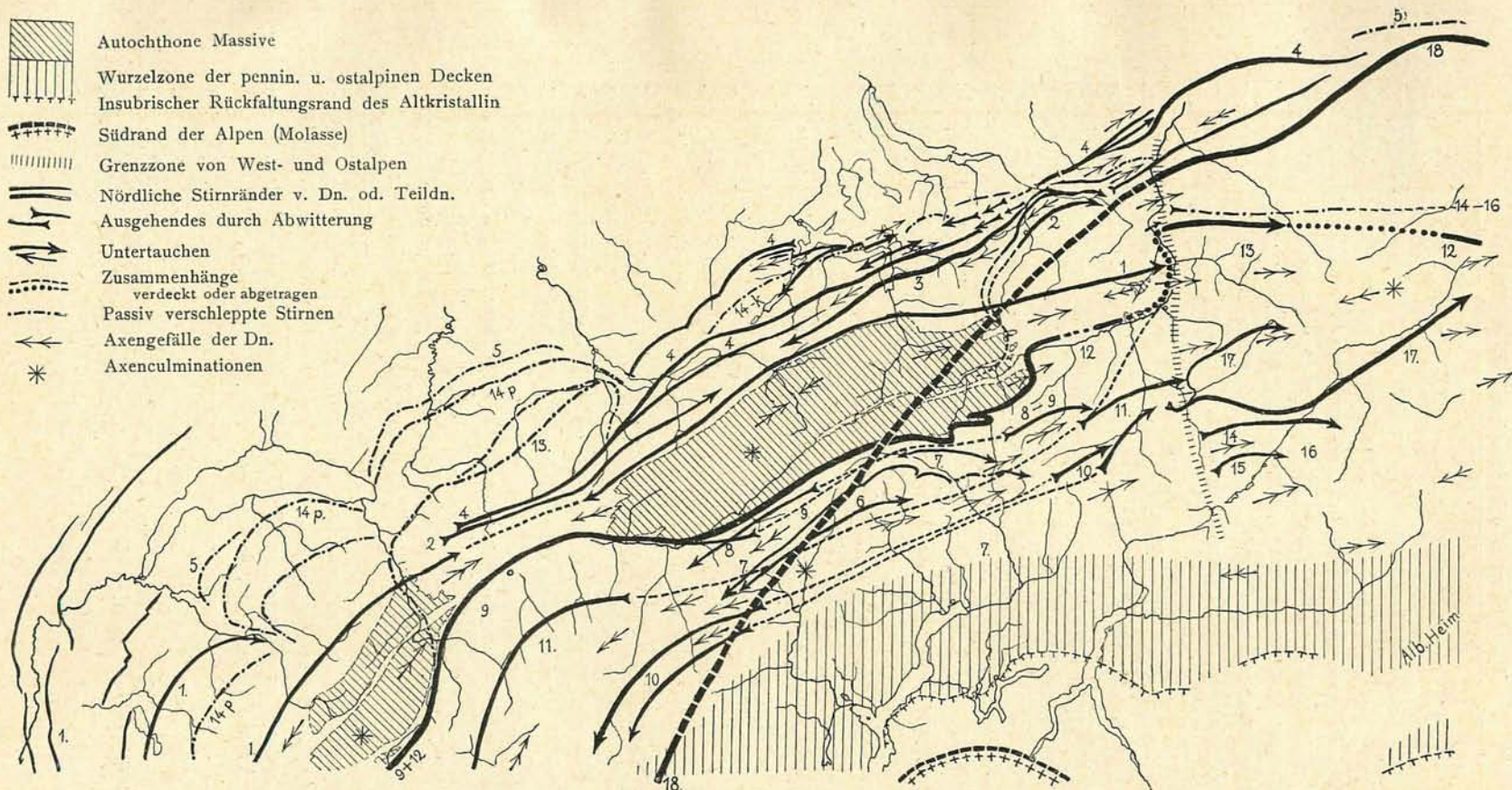
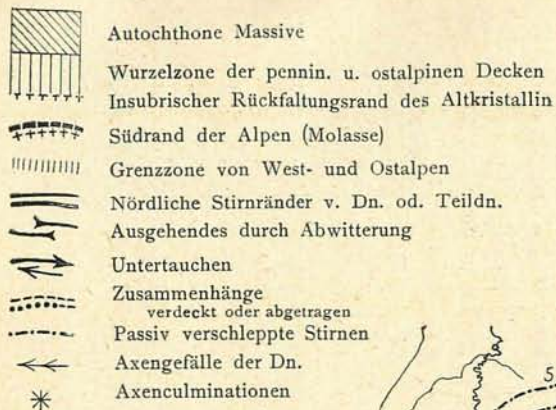
Im Gebiete der Schweiz ist dagegen von keiner D. der penninischen oder der ostalpinen Gruppe ein streichendes Ende feststellbar, das nicht entweder Erosion oder Untertauchen wäre. Die Deckengruppen alle, helvetische, penninische, ostalpine, als Ganzes genommen gehen durch die ganze Schweiz und nach SW wie E weit darüber hinaus. Die höchste Axenkulmination für sie alle liegt im mittleren Teil der Schweizeralpen. Es ist wahrscheinlich, daß die Westalpen als Ganzes sich weithin unter den Ostalpen fortsetzen — allerdings nicht in der in unserem Lande entwickelten Fülle ihrer Dn., sondern vielleicht in einer gewissen Reduktion, jedenfalls in einer bedeutenden Verquetschung — welche in größerem Maßstabe etwa ein ähnliches Bild geben möchte, wie in der Westschweiz die Verschüfung der helvetischen Dn. unter den Préalpes — der Vergleich paßt wohl dadurch um so besser, als auch hier ostalpine Dn. die Rolle des „traineau écraseur“ über westalpinem Helvetikum spielen.

V. Zur tektonischen Geschichte der Schweizeralpen (Fig. 245).

Das Endziel jeder Durchforschung von etwas natürlich Gewordenem ist ein vollständiges Verständnis der jetzigen Erscheinung auf Grundlage ihres Werdeganges und eine Voraussicht seiner zukünftigen Gestaltung. Allein da alles in der Natur in eine unendliche Verkettung von Ursachen und Wirkungen eingewickelt und nach Hunderten von Richtungen abhängig ist, so würde eigentlich das volle Verständnis eines Teilstückes zugleich das volle Verständnis des Ganzen voraussetzen. Die Schweizeralpen ganz zu verstehen, müßten wir die Alpen überhaupt vollständig kennen. Das wäre nur möglich bei vollständiger Erkenntnis auch ihrer Umgebung, an Land und Meer, ihrer Nachbargebirge, des Kontinentes, der sie trägt, der Erde, dem dieser Kontinent angehört, des Planetensystemes, deren Glied diese Erde ist, der Sonne, die sie bestrahlt, des Weltalls!

Dazu kommt, daß ein Verständnis des Alpengebirges gegründet sein müßte auf eine volle Kenntnis des Stoffes und seiner Gruppierungen in Mineralien und Gesteinen, der organischen Einschlüsse der Gesteine und ihrer Geschichte, der Bewegungen, die sie getürmt haben, der chemischen, physikalischen und organischen Vorgänge, die sie abtragen.

Aber alle diese Bedingungen sind unerfüllbar. Wie weit der Menscheng Geist imstande sein wird, eine befriedigende Annäherung zu erreichen, können wir nicht wissen. Was wir aber wissen, ist: 1. daß wir uns mit einer in allen Richtungen rohen Annäherung begnügen müssen; 2. daß diese ersten rohen Außenlinien des Verständnisses schon einen großen Sieg der menschlichen Forscherarbeit bedeuten, der uns mit dem Gefühl der Glückseligkeit erfüllt und für weitere Arbeit begeistert, und 3. daß weitere Forscherarbeit mit Erfolg gekrönt sein kann und sein wird.



Helvetische Glieder: 1 = Autochthone u. parautochth. helvet. Faltenstirnen; 2 = Untere helv. Dn. (Diablerets—Glärner—Mürtschen); 3 = Axen-D.; 4 = obere helv. Dn. (Wildhorn—Säntis); 5 = vorgeschürfte helvet. Dn.

Penninische Glieder: 6 = Antigorio-D.; 7 = Tessiner-Dn.; 8 = Mte. Leone—Adula; 9 = St. Bernhards-D.; 10 = Mte. Rosa—Tambo—Suretta-D.; 11 = Dentblanche—Margna-D.; 12 = penninische Dn. überhaupt; 13 = pennischer Flysch (Niesen—Prättigau).

Ostalpine Glieder: 14—16 = unterostalalp. D.; 14 = Err-D.; 14 p = romanische Dn. in den Préalpes; 14-k = dieselben in den Klippen; 15 = Bernina-D. im E.; 16 = Languard-D. im E.; 17 = mittlere ostalp. D., Campo-D.; 18 = oberostalpine D., Silvretta-D.

Fig. 245. Übersicht des Verlaufes der gegen N gewendeten Stirnränder der Decken, Maßstab ca. 1 : 1 750 000.

Wir stehen nicht vor einer toten Wand, die uns nicht mehr vorangehen läßt, vielmehr auf einem Gipfel mit herrlicher Aussicht — mit überwältigender Aussicht — mit verwirrender Aussicht. Verwirrend für einen Greis, der diese neuen Gesichtspunkte nicht mehr alle erfassen und zu beherrschen vermag, um überall noch Ausblicke in die künftige Erkenntnis zu tun. Ich muß mit meiner zusammenfassenden Darstellung abschließen an der Grenze, über welche hinaus heute erst die wirklich genialen Geister zu greifen vermögen. Offen liegt vor uns ein weites fruchtbares Forschungsfeld mit einer wahren Blütenpracht von neuen Gesichtspunkten.

Eine Geschichte des Alpenlandes zu skizzieren, welche auch die Vorgänge der voralpinen Zeit in der organischen Natur, Sedimentationen, Erosionen, Transgressionen, Verschiebungen von Land und Wasser mit einbezöge, würde ein größeres Buch ergeben, als wir es eben geschrieben haben. Wenn wir zum Schluß eine geologische Geschichte der Schweizeralpen tabellarisch notieren, so kann dies bloß eine Geschichte der tektonischen Vorgänge sein, welche aus dem vorher schon gegebenen Material dieses Gebirge geschaffen haben. Die Zeitfolge der orogenetischen Vorgänge in den Alpen wird aber vielfach noch sehr verschieden gegeben, und es ist deutlich, daß gerade hierüber unsere Forschungen noch offen sind. Unsere Kenntnisse reichen aus, einzelne Phasenfolgen festzustellen, aber sie reichen noch bei weitem nicht aus, diese Phasen durch eine weitere Gebirgsregion einheitlich zu verfolgen und zeitlich festzulegen. Unsere Tabelle S. 882 ist ein Entwurf, offen für jede Korrektur.

Wir verzeichnen indessen in dieser Beziehung zwei große Fortschritte, welche die letzten Jahre gebracht haben:

1. (Vgl. S. 42 u. 43.) Die Erdrindenbewegungen, welche die Alpen erzeugt haben, gerieten allerdings im mittleren und jüngeren Tertiär in einen *Paroxysmus*, der für die Errichtung dieses Gebirges reichlich das 100fache leistete, als alle vorangegangenen und alle nachfolgenden tektonischen Bewegungen, so daß wir lange geneigt waren, nur diese gewaltigste Bewegung als die alpine anzuerkennen. Allein es lassen sich die Anzeichen von älteren und jüngeren, von prophetisch vorangehenden und von nachklingenden Bewegungen erkennen, die nach ihrem Streben nicht unabhängig von der Hauptalpenfaltung waren, sondern derselben harmonisch vorarbeiteten oder nachfolgten. Sie sind also als *Vorläufer* und *Nachläufer* („*plissements précurseurs*“ und „*plissements tardifs*“, Argand) der Alpenfaltung zu bezeichnen. Die Alpen lagen gewissermaßen der Erde schon lange im Sinne, und entsprechende Dislokationen fanden vom Paläozoikum weg stetsfort in schwankenden Phasen statt. Die große alpine mitteltertiäre Hauptfaltung steht also nicht als einziges spontanes, geschlossenes Phänomen da, sondern als die ungeheure Steigerung eines aus alter Zeit übernommenen Vorganges.

Daß wirklich die alten Bewegungen die Vorläufer, die „Embryonen“ der alpinen sind, hat zuerst Argand gefunden, indem er zeigte, daß innerhalb der Decken fast immer deutlich für die verschiedenen Schichtgruppen in ähnlicher Weise sich von der Wurzel gegen die Stirn die bathyalen Faziescharaktere langsam verlieren, in der Stirnregion neritische Gebilde, Konglomerate und stratigraphische Lücken häufig sind, daß dann aber an der N-Seite der Deckenstirn — die Decken abgewickelt und ausgeglättet gedacht — rasch wieder pelagische Fazies einsetzen.

R. Staub hat die gleiche Erscheinung durch Graubünden verfolgt. Die ganze Zone, aus welcher die Alpen aufgefaltet worden sind, soll eine mächtige „Geoantiklinale“ gewesen sein, die aber durch große zonale Längsschwellen in Becken geteilt war. Vielmals waren die Längsrippen nur untiefe Meerstellen, manchmal ragten sie sogar über Wasser als Girlanden von Inselketten, erinnernd an die durch Meergräben getrennten Inselketten, z. B. des heutigen Stillen Ozeans. Das Merkwürdige und für uns Bedeutungsvolle liegt darin, daß diese Schwellen an der N-Seite ein steileres Faziesgefälle hatten als gegen S., daß dies immer so blieb vom Carbon bis in die Tertiärzeit. Kein untermeerischer Abtrag, keine Sedimentation vermochte diese Anlage zu liegenden Falten auszugleichen. Immer wieder wölbten sich die gegen N überliegenden und überstoßenden liegenden Falten hervor und bewegten sich gegen N in langsam und phasenweise zunehmender Überschiebung. Aus den alten Schwellen sind endlich Stirnregionen und Stirnübergängen der Decken geworden. Argand und Staub haben festgestellt, daß diese alte Vorbereitung und Persistenz für manche der penninischen und ostalpinen Decken vom Perm bis in die Kreide ausgeprägt ist. Daß die Erscheinung ohne Ausnahme durchschlagend sei, daß nicht auch gelegentlich eine Deckenstirn in pelagischem Material sich finde oder die neritische Fazies sich auch hinter der Deckenstirn entwickelt habe, soll damit nicht behauptet werden (S. 42 und 43).

Ob die alpine „Deckenembryologie“ wirklich bis hinter das herzynische Gebirge ins Carbon zurückgreift oder dort die Stimmigkeit vielleicht ein zufälliges Zusammentreffen ist, bleibt für mich noch offene Frage. Die Zukunft wird bald zeigen, in welchem Umfange diese Auffassung sich bestätigt und erweitern läßt oder zu beschränken ist.

2. Argands Entdeckung, daß die Vertikalbewegungen in den Randregionen der Alpen, welche dort schon in der Kreide, besonders in der Molasse und im Pliocän, Faziesänderungen und Niveauverstellungen erzeugten, nicht primär „epirogenetisch“ sind, sondern ebenfalls durch Horizontaldruck hervorgerufen waren und mit den Faltungsphasen in den Alpen zusammengehen, eröffnet neue Aussichten, die Phasenfolge der alpinen Dislokationen, die bisher vorherrschend nur aus den mechanischen gegenseitigen Beeinflussungen der verschiedenen Falten (über Phasenfolge s. S. 43—46) erkannt werden konnte, auch an einer Zeitskala auseinander zu lesen und zeitlich zu bestimmen. Freilich sind die Versuche zu solchem Vorgehen noch ganz vorläufiger Art, und wir sind noch nicht imstande, reife Früchte dieser Einsicht zu pflücken — nur einige wenige Fixpunkte sind schon greifbar.

Wir sind nun in der Lage, die schon S. 42 gegebene tabellarische Übersicht etwas zu vervollständigen, wie S. 882 folgt. Viele Unsicherheit bleibt noch.

Weit vollständiger als die Zeitfolge und Geschichte der alpinen Dislokationen liegt heute vor uns der tatsächliche, durch alle diese Vorgänge gewordene tektonische Bau der Alpen. Unsere Fig. 245 zusammen mit Taf. XXVI und XXVII fassen unsere jetzige Kenntnis möglichst übersichtlich zusammen. Über die Kenntnisse von vor 50 Jahren hebt sich am stärksten heraus: der Deckenbau an Stelle der bloß autochthonen Auffaltung, die Einschränkung der autochthonen Faltung auf Neubelebung einer nördlichen (autochth. Zentral-M.) und einer südlichen (Seengebirge) schon herzynisch vorgefalteten, dann abgewitterten und mesozoisch transgressiv überdeckten Zone.

Zeitabschnitte	Faltungs-Phase	Bewegungen durch Horizontalschub und ihre Folgen		
		in den Außenzonen und dem Umland	in den Alpen	
Gegenwart		viele schwache Erdbeben, 10—200 Stöße per Jahr		
Diluvium	Jungdiluvial		Verstellte Terrassen. Isostatische Senkung der Alpen, Rand-Talseen-Bildung.	
	Altdiluvial		Starke Talbildung (tiefe [gefüllte] Rinnen u. Seegründe), enormer Verwitterungsabtrag.	
Pliocän	Astien	insubrische Phase	Die Alpen steigen um 2000—3000 m. Bruchbewegungen. Die helvetischen Decken werden über die gefaltete und durchfaltete Molasse bis an ihren jetzigen Nordrand überschoben.	
			Jüngste Falten an den Flügeln des Alpenbogens. Der S-Rand der Alpen sinkt und wird unterschoben und die Wurzelzone steil aufgerichtet und zu N-Fall überkippt und die Decken wurzelnahe zur höchsten Alpenfirst gestaut.	
	Plaisancien	Rand d. S-Alpen steigt		
	Pontien	helvet. od. II. Paroxysmus	Rand d. S-Alpen sinkt Molasse durchfalt Faltung im Juragebirge Molasseland z. Festland gehoben und gefaltet	Verschleppen der passiv gewordenen Klippen. Der N-Rand der autocht. Zentralmassive wird eingewickelt. Parautocht. u. helvetische Dn. wandern nach N. Einwicklung des Wildflysch unter die helvetischen Dn. Neubelebung d. Bewegung d. penninischen u. ostalp. Dn.
Miocän	Sarmatien	relativ ruhige Zwischenzeit Senkung	Nagelfluhabsatz, abgespült von abwitternden ostalpinen Dn., Helvetisches noch nirgends abgedeckt.	
	Tortonien		Hebung, d. Meer weicht wieder	Vulkane von Bergell und Traversella. Intrusion des Bergellermassives?
	Vindobonien		Senkung zu marinen Ablagerungen in der Molassesynklinale bis auf d. Randen hinauf	Bewegungen im S etwas nachlassend.
	Burdigalien Aquitanien			Beginn der helvet. Deckenbewegung? Wildflyschüberschiebung.
Oligocän	Ober-	frühpenninischer od. I. Paroxysmus	Vorrücken d. penninischen u. ostalpinen Dn. (Phasen von Montblanc, Dent Blanche, Mte. Rosa).	
	Mittel-		Marine Randzonen der begonnenen Alpen	Aufstauung der helvetischen Zentralmassive, die fortan maßgebende Schwellen für die Bewegung der Dn. W d. Rheines bilden.
	Unter-		Festland im Jura und den helvet. Zonen (Bohnerz)	Senkung, Transgressionen des Eogen.
Eocän		ostalpine Phase	Hebung	Beginn der ostalpinen Deckenbewegung. Senkung, Transgression der Gosauschichten, Couches rouges und Wangschichten. z. T. Festland und Erosion.
Kreide	Obere	embryonal deckentektonische Bewegungen Geantiklinalen u. Geosynklinalen Faziesverteilung	Andauernde starke Meerbedeckung während fast der ganzen mesozoischen Ära.	Breccienbildungen in prädestinierten Stirnregionen (Falknisbreccie usw.).
	Mittlere		Meerbedeckung	Meertiefe im allgemeinen von N nach S zunehmend. Seichtmeer im N, teils Tiefmeer im S.
Untere				Große Diskordanztransgression.
Jura				
Trias				
Perm			Erosion, Verschwemmung, Eruption	Eruptionen v. Porphyren u. Melaphyren. Abwitterung und Abspülung der Gebirge.
Carbon				Granit-, Porphy-, Melaphyr-Intrusionen und Ausbrüche. Herzynische Bewegung, Einfaltung von Carbon. Abtrag der älteren Massive, Ablagerung des Carbon.
Präcarbon				Kaledonische Faltung? Intrusionen, CM, RM.

Die helvetischen Dn. wurden aus dem N-Teil der zwischen beiden herzynisch gefalteten Zonen liegenden „Geosynklinalzone“ geliefert. Sie überfluteten die autochthone Schwelle. Aus dem S-Rand der Hauptgeosynklinale wurden die penninischen und aus dem Übergangsbereich in das Seengebirge die ostalpinen Dn. herausgepreßt. Vollständig neu ist ferner die Deutung der Bellinzona-Steilzonen der kristallinen Schiefer (Veltlin — Bellinzona — Locarno — Ivrea — Lanzo) als Wurzelstiele der penninischen und ostalpinen Dn. Ursprünglich waren dieselben als flache Überschiebungen gegen N angelegt und wirksam. Erst in einer letzten Phase des Zusammenschubes stellte die insubrische Unterschiebung sie steil oder gar überkippt. Die nördliche herzynisch gefaltete Zone beeinflusste als altsteife Schwelle die Decken gewaltig, die südliche altgefaltete Zone bildet z. T. den S-Fuß der Alpen und ist zu einem anderen Teil noch in ihren obersten Dn. gegen N mitgewandert.

Die schon seit 45 Jahren gefestigte Einsicht, daß die Alpen kein Eruptivgebirge, sondern ein Dislokationsgebirge sind, in dessen Körper die Eruptiva oder Intrusiva nur passiv verstellt und verschleppt worden sind, hat sich neu bewährt und ist in einer Richtung unerwartet erweitert worden. Zum Nachweis einer enormen Menge von Eruptionen und Intrusionen, die alle älter sind als die Hauptdislokationen der Alpen, gesellt sich nun auch die Kenntnis von jüngeren Intrusionen (Bergellenmassiv), welche zwar das Faltengebäude der Alpen durchschmolzen, aber seine Tektonik ebenfalls nicht merklich beeinflusst haben. Für eine Beeinflussung der Tektonik durch aktive Eruptivintrusionen oder auch nur für ein zeitliches Zusammenwirken konnte bisher in den Alpen merkwürdigerweise nicht der geringste wirkliche Beweis gefunden werden, so viel auch in dieser Richtung noch immer vermutet wird. Dislokation und Eruption vollzogen sich hier stets unabhängig voneinander oder beeinflussten einander nur auf weiten Umwegen ganz indirekt (Gesteinsfestigkeiten). Keine Intrusion hat eine typische Dislokation hervorgerufen, keine Dislokation hat einer gleichzeitigen Eruption gerufen.

Alle früheren Vorstellungen weit übertreffend und neu ist unsere Kenntnis vom Tiefgang und Hochgang der Faltung und den erstaunlichen Massen des Abwitterungsbetrages. Noch 1878 belächelte man uns ob der Angabe, daß von den Alpen schon wenigstens ein gleiches Volumen abgetragen worden sei, als noch über Meerniveau aufragt. Heute wissen wir, daß der Abtrag mehr als das Vierfache des noch über Meer vorragenden Gebirgsvolumens und der Tiefgang der Faltung noch mehr beträgt.

Neu ist ferner unsere klare Einsicht über die Beziehungen der W-Alpen zu den E-Alpen. Sie sind nicht zwei verschiedene Gebirge. Der Hauptunterschied liegt nur darin, daß in den Alpen W des Rheinquertales zu Beginn der großen Tertiärbewegung erst herzynische Reste aus der Tiefe heraufgepreßt wurden, die nun eine Reihe von Querschwellen dem großen Horizontalschub nach NW in den Weg stellten. Dadurch ergab sich eine Höherstauung der sämtlich südlich davon wurzelnden Dn. bis zur teilweisen Überbrandung. Im E dagegen hatten die Dn. freieren, offeneren Weg, sie blieben daher tiefer und flossen weiter gegen N und sie ordneten sich etwas anders. Und weil dort die Decken

tiefer stehen, sind die oberen erhalten, die unter geringerer Belastung sich weniger plastisch gefaltet haben; die unteren sind nur in Fenstern hie und da zu sehen. Dagegen liegen W des Rheinquertales die tieferen Dn. entblößt, das Gebirge bildend; die höheren sind nur im S als Wurzelstiele, im N als Klippen oder Klippenzonen erhalten. Von den Schwellen der autochthonen Massive und der dadurch an ihrer S-Seite bedingten Aufstauung der Dn. W des Rheinquertales leitet ein starkes östliches Axialgefälle, eine Art Querflexur im Alpenkörper nach der Tiefenlage der Dn. im E. Die Grenze von E-Alpen und W-Alpen ist gegeben durch Verwitterungsabtrag der ostalpinen D. auf der tektonisch höheren Seite.

Die Erdbebenforschung an Hand eines regelmäßigen Nachrichtendienstes ist von uns in der Schweiz, die darin allen Ländern voranging, im Jahre 1877 eingerichtet worden. Dazu hat sich allmählich eine genaue instrumentale Registrierung einrichten lassen. Die Beobachtungen, die zunächst von der „Erdbebenkommission der Schw. Naturf. Ges.“ ausgeführt worden waren, sind jetzt der meteorolog. Zentralstation angegliedert und werden mit äußerster Sorgfalt gepflegt. Alle Beben werden kartographisch registriert. Der Zusammenhang der Beben mit dem tektonischen Bau des Landes zeigt sich deutlich. Bestimmte begrenzte Erschütterungen wiederholen sich von Zeit zu Zeit in ganz ähnlicher Art. Die Beben sind in der Schweiz sehr häufig, glücklicherweise aber fast immer ziemlich schwach. Sie steigern sich nicht zu den Schrecken der apenninischen Beben. Die Alpen sind viel ruhiger geworden als der Apennin. Es wäre aber verfrüht, das bisher gesammelte Beobachtungsmaterial schon für die Geologie der Schweiz verarbeiten zu wollen, wir müssen das der Zukunft überlassen. Unser Streben geht danach, nicht nur alle Beben zu registrieren und die Fernbeben von den Nahebeben zu unterscheiden, sondern bei den Nahebeben den primären tektonisch bleibenden Verschiebungsruck nach Umfang, Gestalt und Art der Bewegung zu unterscheiden und abzugrenzen von der bloß elastisch weit darüber hinaus fortgepflanzten Erschütterung. So nur können wir der Geologie der eingeborenen Erdbeben und damit ihrer Ursache und ihren Beziehungen zum Bau des Landes näher kommen.

Schon die bisherigen Erdbebenbeobachtungen in der Schweiz berechtigen zu der Auffassung: die einheimischen Beben (Nahebeben) sind die Auslösungen der durch die fortgehenden Rindenbewegungen entstehenden Spannungen. Diese Zuckungen der Erdrinde beweisen uns, daß das Juragebirge, das Mittelland und besonders die Alpen tektonisch noch bewegt sind — wahrscheinlich wird ein wirklicher Ruhestand ein Ding der Unmöglichkeit sein. Denn die ganze Erdkugel, die sie trägt, ist in beständiger Veränderung begriffen.

Ohne uns in weitläufige theoretische Spekulationen mehr einzulassen, fassen wir die Entstehung der Schweizer Alpen nochmals in einige Sätze zusammen:

Der mittlere mächtige Teil einer mehrfach durch Bewegungsvorläufer gegliederten und schon schwach bogenförmigen Zone von meistens geschichteten, stellenweise an alten Intrusionen reichen archaischen (?) paläozoischen, mesozoischen und tertiären Gesteinen, lag zwischen zwei alt herzynisch gefalteten altkristallin-metamorphen und versteiften Zonen (nördlich die Vorläufer der autochthonen Zentralmassive, südlich das in-subrische Gebirge). Durch einen großzügigen einheitlich S→N bis SE→NW gerichteten Zusammenschub in der Erdrinde wurde diese ursprünglich über 250 km breite Zwischenregion auf zirka 50 km (N-Rand Wurzelzone Bellinzona bis S-Rand Aarmassiv Andermatt) zusammengestaut. Dabei ist die eingeklemmte Gesteins-

masse in weichförmigen, nach N überliegenden Falten und Überschiebungen gehäuft und ausgequetscht worden. Der Streifen zunächst am N-Rand der geklemmten Zone (helvetische Zone) überschob die Versteifungsschwelle der helvetisch-autochthonen Zentralmasse, und breitete sich an deren N-Seite, mehrfach geteilt, als helvetisches Deckengebirge noch über 25 km breit aus, zuletzt noch die gestauten miocänen Schuttmassen der Alpen überbrandend. Gleichzeitig wurden die alten Versteifungsschwellen zusammengequetscht und stärker emporgetrieben (autochthone Zentral-M.). Der südliche Streifen der eingeklemmten Region (penninische Zone) verfaltete sich in der Zone zwischen den beiden altsteifen Zonen in liegenden Faltendecken von viel größeren Dimensionen und von plastischen Formen, in verschiedenen Phasen einander beeinflussend. Sie stauten sich an den autochthonen Zentralmassiven. Nur die obersten Teile der penninischen Faltendecken vermochten die nördliche Schwelle über ihre Senken oder um ihr östliches Ende herum zu überfluten (Niesenflysch, Prättigauflysch). Der N-Rand der südlichen Versteifungszone mitsamt seinem herzynisch gefalteten Altkristallin wurde in die Deckenbildung einbezogen und auch in liegenden Falten nach N überschoben (ostalpine Deckengruppe). Sie überbrandete mit ihren oberen Rindenteilen (Préalpes, Klippen, Rhätikon), die penninische, autochthone und helvetische Zone, vielfach Teile dieser Unterlagen zerquetschend und ausschürfend. In einer letzten Phase des Zusammenschubes wurde der nicht zu Decken gewordene Teil der südlichen Steifzone dem ganzen N vorliegenden Faltenhaufen unterschoben, dadurch die Wurzeln der sämtlichen Deckfalten steil gestellt, sogar oben nach S überkippt und zu dünnen Wurzelstielen (Wurzelzonen) zusammengequetscht und nach oben ausgepreßt (insubrische Firstlinie der Decken). Der unterschiebende S-Teil wurde gesenkt und gegen S überstaut (insubrisches Gebirge, Dinaridenzone). In diesen letzten Bewegungsphasen wurden die verschiedenen überfalteten und überschobenen Dn. noch mehr miteinander und auch mit der autochthonen Zentralmassivzone verfaltet (viele Einwicklungen) und höher gestaut.

Die Hauptbewegung hatte gegen Ende der Kreidezeit begonnen. Sie erlangte Maxima im Mitteloligocän und am Schluß des Miocän (pontisch) und klang Mitte Diluvium aus, wahrscheinlich in komplizierter Wechselwirkung von Horizontalstauung, Abwitterung und isostatischer Bewegung. Die Breite der gefalteten oder von Falten überfluteten Zone, d. i. die Breite der Schweizer Alpen, beträgt ca. 160 km. Die Mächtigkeit des ganzen Faltenanges übersteigt 50 km. Die Erosion muß mit der ersten Fest-

landsbildung begonnen und während des Faltungsvorganges stets gearbeitet haben (eingefaltete Erosionsflächen). Die Abwitterung über der Kulmination (Tessin) kann bis 30 km Gestein weggenommen haben. Sie hat stetsfort nach einer Gipfflur gestrebt, welche den tektonischen Bau schließlich zu überwinden vermocht hat, so daß das vorhandene Gebirge im Mittel nur noch ca. $\frac{1}{10}$ der Meerhöhe hat, welche der Faltengangerzeugen wollte. Die Gipfelhöhen sind unabhängig vom tektonischen Bau stark ausgeglichen. Die Alpen werden von ihrem Massendefekt isostatisch getragen.

Über die große Frage der Beziehungen zwischen den verschiedenen Gebirgsarten zueinander und zu den Kontinenten und den Zusammenhang der Ursachen im Abkühlungsprozeß haben wir uns in der „Geologie der Schweiz“ nicht näher eingelassen, weil ein so kleines Stück Erdrinde nicht im entferntesten ausreicht, solche Fragen zu prüfen, und weil wir unsere Aufgabe nicht auf die ganze Erde ausdehnen wollten und es auch nicht konnten. Würden wir das heute versuchen, so würden unsere Gedankengänge ganz analogen, wenn auch anderen Fehlern verfallen, wie es bis jetzt allen denjenigen begegnet ist, die gemeint haben, zu einer richtigen Auffassung gelangen zu können. Erst muß durch vertiefte und erweiterte Beobachtung das Tatsachenmaterial noch enorm vermehrt werden. Auf diesem Fleck Erde, über den wir hier unsere Kenntnisse in großen Umrissen zu sammeln versucht haben, hat die Beobachtung ergeben, daß Zonen alter Faltung und Intrusion, die mächtige Gebirge gebildet und ausgedehnten Kontinenten angehört hatten, wieder für viele geologische Perioden (Mesozoikum und Tertiär) Meergrund wechselnder bis sehr großer Tiefen geworden sind. Land und Meer verschoben ihre Grenzen oftmals fast über das ganze, damals noch viel breitere Land. Die kräftige alpine Gebirgsbildung setzte erst in der Tertiärzeit ein und erwies sich durch das ganze Land, vom NW-Rand des Jura bis an die Poebene, als ausschließlich enorme horizontale Zusammenstauung einer ursprünglich über 20 km dicken beobachtbaren Erdrinde, in Übereinanderschichtungen und Faltenpaketen mit einem Faltenantiefe von über 50 km, jetzt stellenweise noch über 30 km unter das Meerniveau mit starker Einsenkung der gehäuften Falten reichend. Dabei bewegten sich alterstarrte Intrusivgesteine, alkristalline Schiefer und altverfestigte Sedimente sprödester Art in weichplastischen Formen. Sal und auch Sima sind darin beteiligt, aber ohne jede der Faltungsbewegung gleichzeitige Magma-Intrusion. Die zusammengeschobene Zone stößt im S an ein sinkendes Tierland, im N an ältere Plateaugebirge. Was immer die Erscheinungen in anderen Erdteilen sein mögen, jede Theorie der Erdrinde muß diese Tatsachen berücksichtigen und erklären können. Nach meinem Dafürhalten sind sie in den modernsten Theorien der Erdrinde (Daly, Davison, Wolff, Wegener, W. Penck u. a.) nicht entsprechend berücksichtigt.

Walter Penck (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1921) gibt uns eine Kritik von Wegeners Kontinentalverschiebung, welche in drei wichtigen Punkten einen Widerspruch dieser Theorie mit den geologischen Tatsachen hervorhebt. Die „Kontinentalverschiebung“ war übrigens schon einmal da, in einer Modifikation, für welche die geologischen Widersprüche nicht in gleichem

Maße geltend schienen. In Fachkreisen ist das Buch damals meistens übersehen worden, oder es ist in Vergessenheit geraten: Wettstein, Die Strömungen des Festen, Flüssigen und Gasförmigen (Zürich 1880, Verlag geogr. Institut J. Wurster & Cie.).

Walter Penck will die Kettengebirgsbildung erklären durch Hebung und Dehnung von einzelnen Zonen der Erdrinde durch Intrusion. Die sich hebende Zone erzeugt etwas Seitendruck, welcher die Schichten der anliegenden Geosynklinale etwas fältelt. Die Magmen strömen darunter, schwerere und leichtere wechseln den Platz. Nach W. Penck sind zwei Arten der Ketten zu unterscheiden: 1. gehobene Intrusionszonen und 2. Ketten, bei denen der oberste Mantel von Sedimenten gefaltet ist. Die letzteren begleiten als nebensächliche Folgeerscheinung die ersteren. Hebung und Faltung sind voneinander unabhängige verschiedene Vorgänge. Einen bedeutenden Faltenantegang wie in den Alpen, die in ihrer ganzen Breite nur Zusammenschub sind und von keinen annähernd gleich alten Intrusionszonen begleitet werden, kennt seine Theorie nicht. W. Penck meint, es sei in den Faltegebirgen „nur ihr vergleichsweise dünner und überaus lückenhafter Schichtmantel zu Runzeln“ gelegt, „nur die Schichtdecke allein, oder Teile von ihr, oder dazu noch schwächere periphere Partien . . . nehmen an der Faltung teil. Die Kruste selbst aber bleibt offensichtlich vom Zusammenschub im ganzen unberührt“. Man müßte aber nach der Kontraktionstheorie „Falten von gewaltigem Ausmaß erwarten. Nichts dergleichen ist auf der Erde zu beobachten“ (W. Penck S. 6. unten). Wo ist in den Alpen eine Lückenhaftigkeit der gefalteten Rinde zu sehen? Ist es denn für W. Penck nicht genug, daß wir Falten von über 50 km Tiefgang, gefaltete Rindendecken von über 20 km Dicke direkt aus den Lagerungserscheinungen ablesen können, und daß überdies eine volle Ergänzung der Faltenformen nach unten auf das Doppelte führt. Übrigens, je plastischer das Material mit der Tiefe bei fehlender Schichtung wird, um so weniger löst sich Stauung in Faltung aus; eine einfache Dickenzunahme wird dort unten die Faltung ersetzen. Wo sind die, von Pencks Hypothese in die Sedimenthaut durch die unterliegende Intrusionsdehnung gerissenen Lücken zu sehen? Wo ist die intrusionsgeschwollene Kette, welche als Nebenerscheinung den Deckenbau der Alpen auf dem Gewissen hat? Da keine sich in der Nähe findet, müßte sie weit weg liegen, und die von W. Penck, ganz ähnlich wie von Ampferer, aus unrichtigen Voraussetzungen gelegnete Fernleitung des Druckes müßte doch gewirkt haben. Auch die Annahme, daß Intrusionen versteifen und Faltung verhindern, ist nur relativ richtig. Man denke an die herrlich gefalteten Intrusivstöcke in der Dent Blanche-D., im Tessin oder im Berninagebirge. Wenn der Bau der Erdrinde direkt Horizontalbewegungen von 200 km anzeigt, wie darf man wagen, dies als bloße Nebenerscheinung einer kaum ein Hundertstel so starken Vertikalhebung anzusehen. Für die Schweiz müssen wir daran festhalten, daß dieses Stück Erdrinde von außen zusammengepreßt worden ist und weder in sich Intrusionszonen enthält, noch von solchen begleitet wird, die seine Tertiärfaltung erklären könnten.

Der spekulative Teil von W. Pencks Ableitung enthält, wie es ja anders heute noch niemandem möglich wäre, gehäufte Irrtümer. Er unterschiebt der Theorie der Kontraktion Voraussetzungen (S. 7 Mitte), die ihr ganz ferne liegen, und zieht aus ihr (S. 8 oben) ganz unrichtige Schlüsse, aus denen er dann Widersprüche mit der Wirklichkeit konstruiert, oder (S. 12 obere Hälfte) er rennt offene Türen ein. In seinen Ableitungen baut auch er auf physikalische Irrtümer auf: so nimmt er (S. 9 Mitte) dicht für starr, während diese zwei Eigenschaften gar nicht das gleiche sind — weder nach unseren Beobachtungen unter geringem Druck (Blei), noch weniger unter hohem Druck und hoher Temperatur (Druckplastizität). Abermals hält er (S. 11 ob der Mitte) Verdichtung für „Unnachgiebigkeit“. Daß Verdichtung und Druck die Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Erschütterungen (Erdbeben) steigern, ist beobachtet, daß sie aber die Starrheit vermehren, die Plastizität aufheben, ist nur eine unüberlegte Annahme. Es ist hier nicht der Ort und nicht der Raum in eine genauere Zergliederung von W. Pencks Darlegungen einzutreten. Erfreulich bleibt uns, daß er im letzten Satze seiner Abhandlung doch auch auf die „Folgen der Abkühlung der Erde“ als letzte Ursache der Gebirgsbildung gelangt. Auch W. Penck hat die Kontraktionstheorie nicht widerlegt und noch weniger etwas Besseres an ihre Stelle gesetzt. Wir unsererseits vermessen uns aber auch nicht, sie zu beweisen. Allein sie bleibt, verglichen mit den neuesten anderen Theorien, für uns um so deutlicher wiederum diejenige mit den besten Wahrscheinlichkeiten.

Wir kommen zum Schlusse auf unsere schon wiederholt postulierte Überzeugung zurück: Auf Grundlage der Handvoll neuer Einsichten, welche uns die letzten fünfzig Jahre über die Physik und Chemie der Erde gebracht haben, ist eine Theorie der Erdrinde auf dem Wege der Deduktion noch nicht zu gewinnen. Viel sicherer ist die Grundlage, welche die geologische Erforschung der Erdrindenstruktur uns gibt. Allein auch die „Weltgeologie“ ist dazu noch lange nicht reif. Wir haben deshalb in unserer „Geologie der Schweiz“ uns nicht dazu verstiegen, den Bau unseres Landes und besonders unserer Gebirge einer allgemeinen alten oder neuen Auflage einer Erdtheorie einzugliedern. Gelegentliche diesbezügliche Bemerkungen möchten wir nicht für einen solchen Versuch genommen wissen. Unser Ziel ging dahin, den tatsächlichen Bau dieses Erdrindenstückes zu erschauen und aus den direkt zu beobachtenden Erscheinungen induktiv seine näherliegende Entstehungsgeschichte, soweit die Erkenntnisbrücken sicher gelegt werden können, zu erschließen. Darauf dürfen wir aber auch die Forderung begründen, daß die allgemeine Erdtheorie dieses Stück Gebirge, das heute das am besten untersuchte und am besten in zahlreichen Spezialkarten und Profilen dargestellte der ganzen Erde ist, bei ihren Ableitungen angemessen berücksichtige.

Immer wieder taucht in meiner Erinnerung das Bild der Alpen auf, wie ich es einst aus 6000—6500 m Meerhöhe, über dem Juragebirge, im Freiballon schwebend, genossen habe. Ihre verschneiten Kämme sahen aus wie die Wellen eines brandenden Meeres, die deutlich gegen uns sich zu bewegen schienen. In dem Eindruck lag Wahrheit. Die Alpen sind die Wellen einer langsamen gewaltigen Bewegung der scheinbar festen, in der Tiefe plastischen Steinflut der Erde, die Falten, die sich von N nach S überholt und überstoßen haben und endlich brandend erstarrt sind — groß für uns und unser Ermessen, klein im Verhältnis zur Mutter Erde — nur wie die kleinen Runzeln ihres alternden Antlitzes. Sie stellen nur ein Stadium in der Erdschrumpfung dar, ein Zeitalter, wie es manche Gestirne noch nicht erlebt, andere schon überlebt haben. Die Erde selbst aber mit ihren Gebirgen schwebt mit Millionen anderer Himmelskörper im unendlichen Weltenraum zwischen der Ewigkeit der Vergangenheit und der Ewigkeit der Zukunft.

Zu Taf. XXXV.

Nachdem es durch die Arbeiten der vielfach genannten Beobachter (Zyndel, Trümppy, Hammer, Cornelius, Arbenz, Leupold, Eugster, Brauchli, Cadisch u. a.) und besonders durch diejenigen von R. Staub endlich gelingen konnte, den geologischen Bau des verworrenen Graubündens in seinen Gesamtzügen und Zusammenhängen zu verstehen, war der Gedanke naheliegend, das Gewonnene auch in Gesamtprofilen zur Darstellung zu bringen. Die Profile durch die Ostalpen, wie sie von Rothpletz (1894) und von Ampferer mit Hammer (1911) gegeben worden sind, haben die oberen, direkt an der Profilstelle beobachtbaren Gebirgsmassen dargestellt. Diese Autoren haben aber nicht gewagt, in der Tiefe auch das anzudeuten, was im Längsverlauf des Gebirges tatsächlich

darunter hervorsteigt, und nicht gewagt, in den Luftlinien die Zusammenhänge anzugeben, die bei weiterer streichender Verfolgung ins Gebirge eintauchend sich tatsächlich zu erkennen geben. Es ist ja ganz besonders das Verfolgen des Gebirgsbaues im Streichen, das durch die axialen Höhengschwankungen zusammen mit dem Abtrag zur Gipfflur, uns allmählich über den ganzen Alpenbau, über das Übereinander und Untereinander der tektonischen Stockwerke, aufgeklärt hat. In großem Maßstabe und weiter Ausdehnung haben besonders E. Argand für die Westalpen, R. Staub für die schweizerischen Ostalpen diese Methode beobachtend und zeichnerisch darstellend ausgenützt. Unsere Querprofile Taf. XXVII, dasjenige durch die W-Schweiz nach Argand, durch die Zentralschweiz von Alb. Heim, durch die E-Schweiz vorherrschend nach R. Staub gezeichnet, sind erste Versuche in dieser Art. Allein sie sind nur als generelle Übersicht befriedigend. In denselben erlaubt bald der zu kleine Maßstab nicht, das ganze Gewicht der Einzelbeobachtungen, auf welchen diese Zusammenfassungen sich aufbauen, zum Ausdruck zu bringen; bald reichen umgekehrt die Untersuchungen noch nicht zur Darstellung reicher beweisender Einzelheiten in größerem Maßstabe aus.

Bei den zwei Profilen Taf. XXXV sieht man allerdings auf den ersten Blick, daß eine gleichmäßige Bearbeitung noch nicht vorhanden ist. Vom Norden aus Bayern und Österreich und durch die Schweiz bis über das Veltlin hinaus, entspricht die Beobachtung dem, was der Maßstab geben kann. Der gegebene Maßstab 1:150000 vermag die Einzelbeobachtungen schon nicht mehr alle zu schlucken. Außerhalb der Schweiz ist im östlicheren Profil noch die Ortlergruppe gut beobachtet, im westlicheren das Gebiet der Catena Orobica. Dann aber wird die Profilzeichnung gegen S viel einfacher. Dieser Mangel an komplizierten Einzelheiten rührt teilweise von einfacherem Bau, teilweise von weniger eingehender Untersuchung her.

Rudolf Staub hat mir zuerst den Gedanken unterbreitet, die Schweizer Ostalpen noch in zwei Gesamtprofilen darzustellen und dieselben über die Landesgrenzen hinaus bis an den Rand des Gebirges zu ergänzen. Mir schien dieser Gedanke eine neue wertvolle wissenschaftliche Tat zu sein, mit der mein Buch einen prächtigen Schlußstein erhalten würde — ein Dokument des heutigen Standes unserer Einsicht und unserer Auffassung, das mehr sagt, als viele Worte. Dankend willigte ich ein. R. Staub hat dann diese Profile für meine Geologie der Schweiz im Original in 1:100000 gezeichnet, nicht nur in seinen eigenen Untersuchungsgebieten, sondern zugleich zusammengestellt nach allen vorhandenen Materialien anderer Forscher in der Schweiz wie im angrenzenden Ausland, und er selbst hat nachher bei einigen ehemaligen Schülern und bei Freunden von mir die Mittel gesammelt, um diese Profile der Geologie der Schweiz begeben zu können. Die Reduktion auf 1:150000 für den Druck war schon durch das Format des Buches gegeben und auch zeichnerisch erwünscht.

Die Taf. XXXV dient zur Erläuterung zahlreicher Stellen in unserem Text, nicht nur im Abschnitt über die Ostalpen, auch in anderen Teilen. Sie gibt wohl das beste Bild der plastischen Bewegung, der gegenseitigen Verschüfung und Einwicklung der Massen und ihrer Abstammung von liegenden Falten und Überschiebungen. Die hauptsächlichsten in dieser Zusammenstellung benützten Forscher sind: **Ampferer, Arbenz, Baltzer, Blumenthal, Brauchli, Cadisch, Cornelius, Dyhrenfurth, Arn. Escher v. d. Linth, Eugster, Frei, Gutzwiller, Hammer, Haniel, Alb. Heim, Arn. Heim, Leupold, Niggli, Oberholzer, Ott, Paulcke, Porro, Salomon, Schlagintweit, Schiller, Schulze, Spitz, Staub, B. Studer, Tarnuzzer, Theobald, Tolwinsky, Trümpy, Wilhelm, Zöpplitz, Zyndel.**

Namen im Innern des Profiles in () bedeuten die Orte, welchen die betreffenden Profilstellen entsprechen oder angehören. Im übrigen enthält Taf. XXXV alle Bezeichnungen selbst, welche zu ihrem Verständnis notwendig sind.

Nachträge und Korrekturen.

Im Jahre 1914 hat unser Buch zu erscheinen begonnen. Im Verlaufe der seither verstrichenen acht Jahre ist in unserem Lande kräftig gearbeitet worden. Eine Anzahl von Fragen sind der Lösung entgegengereift oder haben dieselbe auf Grundlagen der neuen Beobachtungen gefunden. Ich war bestrebt, damit Schritt zu halten, oder doch das Wesentlichste nachzutragen bis zum Abschluß des Ganzen, der für mich durch den 1. Dezember 1921 gegeben war. Dazu kamen viele Lücken, manches Vergessen, das ich erst nachträglich beachtete. Dadurch sind diese „Nachträge“ entstanden. Gewiß sind auch sie unvollständig. Dies liegt sowohl in der Natur der Sache als in der Unzulänglichkeit von Gedächtnis und Arbeitskraft. Alles was wir tun, ist unvollkommen und bleibt eine bloße Annäherung an das Erstrebte. Aber einmal muß man den Mut haben, abzuschließen und die Zukunft, Nachträge wie Korrekturen, anderen zu überlassen. Am Schluß der Nachträge und inhaltlichen Korrekturen folgen die formellen Korrekturen. Sie werden bei jedem größeren Werke eine unausweichliche Beigabe sein. Daß sie hier recht reichlich ausgefallen sind, tut mir leid.

Unsere Nachträge sind geordnet nach den Zahlen der Seiten, zu denen sie gehören, und in der Reihe ist, damit nichts übersehen werden kann, auch auf alle diejenigen Nachträge verwiesen, die schon früher etwa am Schluß einzelner Abschnitte eingefügt worden sind.

Nachträge zu Band I.

Zur Einleitung (S. 1—34).

S. 4 Zeile 25, siehe Zusätze S. 435.

S. 4 Zeile 8 von unten. Über J. C. Escher v. d. Linth, 1767—1823, sind als wichtigste Biographien zu nennen: Rud. Wolf in „Biographien zur Kulturgeschichte der Schweiz“ Bd. 4, Zürich 1862, und O. Heer, „Hans Conrad Escher v. d. Linth als Gebirgsforscher“, Vortrag Festversammlung Schw. Alpenclub, Zürich 1871.

S. 9 Zeile 12, siehe Zusätze S. 435.

S. 20 Zeile 10 von oben. Zurzeit, Dezember 1921, ist durch Tod von A. Baltzer 1913, Rücktritt von Ch. Sarasin und Ergänzungswahlen auf 7 Mitglieder die geol. Kommission der Schweiz, naturf. Ges. wie folgt zusammengesetzt: Präsident: Alb. Heim; Vizepräsident: U. Grubenmann, weitere Mitglieder: H. Schardt, M. Lugeon, P. Arbenz, E. Argand, A. Buxtorf, Sekretär A. Aepli, Adjunkt J. Cadisch.

Die Zahl der von der geolog. Kommission herausgegebenen Spezialkarten ist bald auf 100 gestiegen, die Textbände der „Beiträge Neue Folge“ auf Lfg. 50.

S. 21 Mitte, Die „Beiträge“ geotechnische Serie ist bis Anfang 1922 zu Bd. 8 (Schieferkohlen) vorgerückt.

S. 24 Zeile 8, siehe Zusätze S. 436.

Zu Abschnitt Molasse (S. 39—195).

Bd. I S. 49—50 und Bd. II S. 350. Ölquarzit. Ölgelber oder ölgrüner fettglänzender Quarzit oder Quarzitsandstein ist sehr häufig als Gerölle in Flyschkonglomeraten und in mitteltertiärer Nagelfluh, ferner als Züge von Blöcken als Schichtfetzen im Wildflysch. Die Herkunft war lange nicht bekannt. Ich selbst glaubte, eine anstehende Bank von Ölquarzit zwischen Schiefen und Nummulitenkalken, und selbst Nummuliten enthaltend, an der N-Seite des Flimsersteins anstehend gefunden zu haben. C. Schmidt hat (mündliche Mitteilung) eine anstehende Rippe von Ägirin führendem Ölquarzit im Bündnerschiefer neben

Breccien SW ob Andeer zwischen Lai da Vons und dem Tschalingel mellen gefunden. Typischer Ölquarzit hat sich in den letzten Jahren mehr und mehr ursprünglich als Gault der unterostalpinen Dn. gefunden. Die Fetzen davon, die man schon lange im Fylsch kannte, sind vielleicht verschleppt aus dem ostalpinen Gault. Sehr schön sind die Gaultölquarzite im Rhätikon und im Unterengadinerfenster (z. B. P. Faschalba) in stratigraphischer Lagerung entwickelt. Vielleicht sind die Gerölle und Blöcke von Ölquarziten stratigraphisch verschiedener Abkunft.

S. 51 Abs. 5, siehe Zusätze S. 436.

S. 51—54, siehe Zusätze S. 436.

S. 52. Die Porphyngerölle in der miocänen Nagelfluh sollten noch mehr vergleichend untersucht werden. Volle Übereinstimmung mit Luganesern scheint doch selten zu sein. Dagegen sind Nair-, Diavolezza- und Bergüner-Porphyr oft zu erkennen. Rofnaporphyr fand ich noch nie sicher bestimmbar. Weitere Untersuchungen der Porphyre können fruchtbar für die Herkunftsbestimmung der Nagelfluh sein.

S. 54 untere Hälfte. Es ist zu beachten, daß in diesen älteren Abschnitten unseres Buches noch manches nicht der neuesten Auffassung angepaßt werden konnte. So wird hier noch von „rhätischer Decke“ in einem Sinne gesprochen, der später eingeschränkt und endlich der Mehrdeutigkeit halber ganz verlassen werden mußte. Hier, S. 54 wie schon S. 52 Mitte, ist „rhätisch“ gesetzt, wo es nun unterostalpin heißen sollte, an anderen Orten sollte für rhätisch Margna-D. gesetzt werden usw.

Fig. 6 S. 65. Nagelfluh. Die Figur ist etwas zu schematisch ausgefallen. Gewiß sind die Kalknagelfluhen im Burdigalien noch reichlicher als die bunten. Indessen — freilich ist in der subalpinen Nagelfluh die Altersbestimmung oft sehr unsicher — gibt es auch im Burdigalien schon Gebiete mit reichlich bunter Nagelfluh. Nach A. Ludwig gehört hierher die an prachtvoll verquetschten Geröllen so reiche Nagelfluh von Rappenstein an der Goldach. Im großen Toggenburger Nagelfluhgebiete steckt in Süßwasserfazies des Burdigalien bunte Nagelfluh (rote Granite in der Zone Kronberg—Potersalp). Die granitische Molasse von St. Margreten bis Bollingen ist ein Sandsteinäquivalent der bunten Nagelfluh mit gelegentlich kleineren Geröllen der roten Granite und ist wahrscheinlich zum Burdigalien zu stellen.

S. 69/70. Alte Talbildungen innerhalb der Tertiärschichten, wie sie S. 69/70 angedeutet sind, hat seither Amsler (Vortrag Vers. S. N. G. Schaffhausen 1921) eingehend verfolgt. Er fand, daß im Gebiete des Aargauer Jura sehr oft das Vindobonien einer unebenen Erosionsfläche des plateauförmig gelagerten Jura aufgesetzt ist und daß die sarmatische Juranagelfluh einer ebenen Erosionsfläche ihrer älteren Unterlage aufliegt. Vorgänge der Erosion und Eindeckung haben also innerhalb der Tertiärzeit sich wiederholt. Abterrassierte Gehänge des Vindobonien werden von angelagerter Juranagelfluh bedeckt (Densbüren): Ein solches altes Tal unter Jungtertiär bedeckt, ist nachher sogar vom N-Rand des Kettenjura tektonisch überschoben worden („eingewickelte Erosion“). Amsler glaubt in solchen Erscheinungen die fossilen Reste eines alten Aare-Donaulaufes erkennen zu können. Die Eindeckung untermiocäner Täler im Vindobonien, die Eindeckung mittelmiocäner Täler im jüngeren Sarmatien und die tektonische Überwälzung und Ein-

schließung der alten Talnarben durch die Kettenbildung im Juragebirge ist in der pontischen Zeit geschehen. Leider kann ich diese Beobachtungen von Amsler nicht mehr in Bd. I Taf. XXI eintragen. Die von Amsler entdeckte Überschiebung eines sarmatisch eingedeckten Tales durch den Kettenjura ist bestimmend für das pontische oder pliocäne Alter des Kettenjura und könnte in diesem Sinne auch noch auf S. 645 als 7 b aufgezählt werden.

S. 73 Zeile 16 von oben. Hier ist auch Teufen als Fundort von Molassekalksandstein genannt. Um Irrtum zu vermeiden, ist noch beizufügen, daß dies nur petrographisch gemeint war, indem der Teufenerstein stratigraphisch einem höheren miocänen Niveau angehört (vgl. A. Ludwig, Beilage z. Jahrbuch d. St. Gall. n. G. 1919 S. 42).

S. 75 Zeile 5—7, siehe Zusätze S. 436.

S. 81. Seit der Herausgabe des Abschnittes über die Molassekohlen ist vom schweizerischen Volkswirtschaftsdepartement herausgegeben worden: H. Fehlmann, Ing., „Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges“. Wir finden darin über einige der Molassekohlenbergwerke neue nähere Angaben betreffend Art des Abbaues, Profile, Produktion, oft durch Karten und Pläne erläutert.

S. 90 unten, siehe Zusätze S. 436.

S. 91, siehe Zusätze S. 436.

S. 91. Literatur zur Petrolimprägation ist zu ergänzen: Arnold Heim und Adolf Hartmann, „Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz“, in „Beiträge“ geotechnische Serie VI. Lieferung, 1919. Betreffs einiger Resultate dieser Untersuchungen vgl. Nachträge S. 436.

S. 93 Zeile 2 von oben, siehe Zusätze S. 437.

S. 94. Nagelfluh, Molasse am S-Fuß der Alpen siehe Zusätze S. 437, ferner Nachträge Bd. II S. 841 und Martha Pfister: „Stratigraphie des Tertiär und Quartär am S-Fuß der Alpen“, Dissertat., Druck bei Scheuchzer, Büllach 1921.

S. 100 Zeile 25 von unten, siehe Zusätze S. 437.

S. 105 Zeile 10 von oben, siehe Zusätze S. 437.

S. 109 Literatur unter b, siehe Zusätze S. 437.

S. 112 e, siehe Zusätze S. 437.

S. 114 h, siehe Zusätze S. 437.

S. 117 nach Zeile 6 von oben. Innerhalb der Gruppe der feinschichtigen insektenführenden Mergelkalke von Oehningen hatte in den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts der Sammler und Händler Schenk von Ramsen einen beschränkten Komplex fein gefalteter Schichten, eingelagert zwischen ungestörten, gefunden. Arnold Heim (Neues Jahrbuch f. M. G. u. P. 1908) hat Abbildungen dieser Fältelung gegeben und an dieselbe Betrachtungen und Vergleiche angeknüpft, welche ihn zu dem Resultate führten, daß diese Fältelung die Folge einer unterseeischen Gehängerutschung sei und daß ähnliche Erscheinungen auch sonst noch rezent und fossil gefunden werden.

S. 120 Abschnitt 3 und S. 188, siehe Zusätze S. 437.

S. 121 u. f. und 185 u. f. Subalpine Molasse. E. Baumberger (Actes Soc. helv. Sc. nat., Neuchâtel 1920) hat nach großen Aufsammlungen die Fauna der Vaulruzsandsteine, Ralligschichten, Horwerschichten und Biltenerschichten revidiert. Es hat sich dadurch die auf Grundlage von Säugetierresten von H. G. Stehlin ausgesprochene Behauptung bestätigt, daß diese Schichten voraquitän sind: „Es handelt sich um eine ausgesprochene Brackwasserfauna von mitteloligocänem (stampischem) Alter.“ Die Cyrenen herrschen vor, *Melanopsis acuminata* u. a. begleiten sie. Die Aufschiebungen (S. 172/73) in der subalpinen Molasse haben sich da-

durch auch paläontologisch erwiesen, indem die ältesten aufgeschobenen Gebirgsmassen (Rigi, bei Greppen usw.) schon mitteloligocänen Alters sind (S. 172 war die unterste überschobene Schichtmasse ins Burdigalien gestellt). Die anders gefaltete Unterlage ist sicher aquitanische Molasse. Die überraschende Mächtigkeit der aufgeschobenen Masse wird dadurch verständlich. Sie beginnt am SW-Fuß der Rigi schon mit der überhaupt ältesten Molasse der subalpinen Zone (Stampien mit Fossilien). Der untere Teil der Riginagelfluh (Kalknagelfluh) ist noch aquitanisch, darüber folgen Burdigalien mit Übergang in bunte Nagelfluh, bunte Nagelfluh des Vindobonien und an der Scheidegg sarmatische Nagelfluh, in welcher Kalknagelfluhbänke mit bunten wechseln (welchselnde gleichzeitige sich verschiebende Ströme). Die Nagelfluhmasse der Rigi, auf ca. 3000 m Mächtigkeit aufgeschlossen, entspricht darnach der ganzen Mächtigkeit der subalpinen Molasse überhaupt in konglomeratischer Fazies (vgl. auch S. 44 Taf. IV Fig. 6 und Taf. VI Profil II b).

Wir freuen uns jedes Schrittes, der unsere Erkenntnis vermehrt. Allein bis zum vollen stratigraphischen und tektonischen Verständnis der subalpinen Molasse bedarf es deren noch viele.

S. 130. Tabelle, siehe Zusatz S. 438. Statt *Anthracotherium magnum* sollte als Leitfossil im Aquitanien *Anthracotherium valdense* aufgeführt sein.

S. 131. Tabelle der Molassegliederung. Nach den Untersuchungen von Arnold Heim sind die Molasseölsande („Petrolführende Mol.“ der Tabelle) aus den Umgebungen von Genf nicht ins Stampien, sondern ins untere Aquitanien, in die rote Molasse hinauf, zu stellen. Die schweizerischen Ölsande auf der ganzen Linie am Innenrand des Jura von Frankreich bis Aarwangen gehören dieser Schichtstufe an; sie liegen 50—200 m über der Aarwangermolasse (Stampien). Vgl. Nachtrag zu S. 91.

S. 141 Mitte und Zeile 4 von unten. Molassepflanzen St. Gallen. Beim künstlichen Abtrag eines 10 m hohen Hügels an Stelle des jetzigen Bürgerspitals St. Gallen im Jahre 1840 durch Architekt Kunkler fanden sich in kiesigem Schutt einzelne große feste Kalkmergelgerölle, die beim Frostzerfall auf den Spaltflächen Pflanzen in ungewöhnlich schöner Erhaltung zeigten. Kunkler sammelte sie. O. Heer bestimmte darin 31 Arten, darunter 4 Cinnamomumarten, 2 Robinien, 5 Akazien (Gutzwiller in „Beiträge“ Lfg. 19, 1883). Studer erwähnt sie, Deicke, Kunkler, Gutzwiller, A. Ludwig suchten vergeblich den Ursprungsort. Gutzwiller hält es nach der Beschreibung des Finders für wahrscheinlich, daß der Hügel ein fluvio-glaziales Relikt war, in welchem Falle der Herkunftsort des „Kunklerschen Gesteins“ im E zu suchen ist, und er bespricht den Fund in seinem Abschnitt über „untere Süßwassermolasse“. Weil nicht anstehend, hatten wir den Fund früher unerwähnt gelassen; indessen die Sammlungen enthalten gute Stücke davon, und vielleicht wird der zugehörige Mutterfels noch entdeckt.

S. 145 u. f., siehe Zusätze S. 438.

S. 165 c, siehe Zusätze S. 438.

Fig. 30 S. 183. Vorfalte der Lägern. In dieser Figur ist die kleine Vorfalte der Lägern, wie sie im Schnitte der Limmat unter Neuenhof in der Molasse beobachtet werden kann, mit 7°—20° Fall gegen S und lokal bis 40° gegen N einzuzeichnen vergessen worden.

S. 192 Zeile 7 von oben, Zusatz nach Belluno: und am Montello (vgl. auch Nachtrag zu S. 399—415 unterster Absatz).

S. 207 Zeile 3 von oben, siehe Zusätze S. 438.

Zum Abschnitt Diluvium (S. 197—344).

S. 217 zwischen Zeile 8 u. 9 von unten, Zusatz: Hornblendeführende Granite aus Val Cristallina (Cristallina-Granit Bd. II S. 199) erratisch häufig in Obersaxen, sodann konstatierte ich solche bei Rorschach und nahe S Arbon.

S. 220 Tabelle. Oberste Gletscherspuren Rheingebiet, Prättigau. A. Ludwig (Jahrb. St. Gall. n. G. 1919) berichtet, daß er am Sassauna N Schiers die obersten erratischen Silvrettagesteine bei 1840—1860 m gefunden hat. S Schiers liegen Serpentin, Kalk und Dolomit auf den Höhen des Schwenzel 1781 m und gegen Punkt 1823 m. Die Höhe von 1860 m Sassauna könnte in unserer Tabelle S. 220 rechts gleich über Sargans-Falknis wahrscheinlich in die Kolonne der vorletzten Vergletscherung eingesetzt werden.

S. 231 nach Zeile 9 von oben, siehe Zusätze S. 439.

S. 239. Rhonegletscher im Juragebirge. Am Hasenbühl (Stockhalden) bei Lausen (Baselland) wurde 1919 bei Gelegenheit der Ausbeute eines Zementbruches unter Gehängeschutt aus Haupttrogenstein eine mächtige Grundmoräne abgedeckt und als solche von Buxtorf erkannt (Leuthard, Jahresvers. d. S. n. G., Lugano 1919, Protokoll geol. Sektion). Sie enthält in Ton vorherrschend prachtvoll geschrammte Geschiebe aus Muschelkalk und anderen Kalken des Juragebirges; dazwischen, der Menge nach sehr untergeordnet, alpine Walliser (Arollagneis, Amphibolite, eckige Blöcke von je ca. $\frac{1}{5}$ m³), in der Nähe ein größerer Block von Smaragditgabbro. In der Unterlage sind weithin die Blagdenischichten mit ausgezeichneter Schlißfläche versehen. Die Moränen scheinen ein Erosionsrelikt aus früher größerer Verbreitung zu sein. Die Fundstelle wird bald nicht mehr sichtbar sein. Es ist aber wichtig, den Fund einer in sich festgelagerten, echten Grundmoräne der größten Vergletscherung, aufliegend auf Schlißfläche, festzuhalten in einem Gebiet, wo bisher nur vereinzelte erratische Blöcke bekannt waren.

Leuthard glaubt ferner (Vortrag Lugano IX. 1919) bei Liestal auch einen Übergang solcher Moränen in Hochterrassenschotter mit geschrammten Geschieben in seiner Basis gefunden zu haben.

Typische Grundmoränen des Rhonegletschers aus der größten Vergletscherung fanden sich übrigens, wie Buxtorf berichtet (Verh. natf. G. Basel Bd. XXXI S. 130), sehr verbreitet, 1913 und 1914 entblößt, in den Ausschnitten der Zufahrtlinie zum neuen Hauensteintunnel bei Sissach und Gelterkinden, an letzterem Orte mit unterliegendem Gletscherschliff auf Lias, also in den Tälern im Innern des schweizerischen Tafeljura. Diese Beobachtungen sind uns um so willkommener, als bei manchen Nennungen von Moränen im Innern des Jura irrtümlich pliocäner Lehm mit Quarzitgeröllen für Moräne genommen worden ist.

S. 244 Zeile 17 von oben und S. 245 Mitte. Daß ein Arm des Addagletschers von Porlezza bis Lugano reichte, haben auch Funde von porösen Liasgeschieben östlicher Art in den Grundmoränen am Monte S. Salvatore bewiesen (W. Salomon, Rendiconti R. Ist. Lomb. 1911).

S. 260 usw. Untergrund von Zürich innerhalb der Endmoräne. Die vielen Gelegenheiten, welche Foundationen aller Art im Gebiete der Stadt Zürich zur Prüfung des Untergrundes boten, Pfählungen, Sondierbohrungen usw. haben im allgemeinen ergeben, daß in der Fläche innerhalb des inneren Moränenbogens unter wenigen Metern Sand und Kies bis in große Tiefe hinab Schlamm- und Schlamm-sand (schlamm-sandige Grundmoräne?) folgt. In Bohrlöchern von 25 m Tiefe hat man ihren Untergrund noch nicht erreicht. Die Wallmoräne greift hie und da noch in oder über den Schlamm-sand, baut sich aber in der Hauptsache von unten herauf. Ob darunter Grundmoräne, Kies, Seeschlamm oder Molasse folgen, weiß man noch nicht. Seewärts liegt über der Sand- und Kiesdecke Seekreide und darüber künstliche Auffüllung. Am Seeufer (Parkanlagen Enge) erreicht die fast weiße Seekreide, stellenweise reich an Pfahlbauresten, mehrere Meter Mächtigkeit. Im untiefen Seebecken

gleicht sie die Unebenheiten der unterseeischen Moränen aus und erreicht dazwischen stellenweise bis 12 m Mächtigkeit.

S. 264 unten. Drumlin. F. Nußbaum (Actes Soc. helv. Sc. nat. Session Neuchâtel und Eclogae, Dec. 1920) ist den Drumlin im Gebiete des Kantons Bern nachgegangen und hat solche in zahlreichen Schwärmen gefunden. Sie sind meist 500—1000 m lang, flach kuppenförmig, 10 bis 30 m hoch, meist parallel in Längsrichtung des Rhonegletschers WSW—ENE gestellt, aus Grundmoränenmaterial gebildet, manchmal mit einem Kern älterer Aareschotter. Sie gehören den flachen Plateauregionen N und W von Bern an: Forstplateau zwischen Laupen und Bern, Frienisbergplateau in der Gegend von Uetligen, Kirchlindach und Münchenbuchsee, ferner Rapperswil (Kt. Bern) und Gebiet des Bucheggberges (bis in den Kt. Solothurn).

Einen Teil der Moränenlandschaft von Amsoldingen hält Nußbaum für eine Drumlinlandschaft aus einer Rückzugsphase der Würmvergletscherung (vgl. auch Nachtrag zu S. 385).

S. 269 Zeile 28 von oben, siehe Zusätze S. 439.

S. 271. Interglaziale Schotter. Immer wieder stoßen wir auf die Tatsache, daß die Diluvialablagerungen noch lange nicht endgültig verstanden und durchgreifend zeitlich parallelisiert und zu einer Geschichte des Diluviums der Alpen und ihrer Vorlande ausgereift sind. Jede eingehende Beobachtung bringt weitere Einsicht, aber meistens auch neue Probleme. Das Schema von Penck und Du Pasquier, wonach die extramoränischen Schotterterrassen stets bergwärts bestimmten Moränen zeitlich und genetisch entsprechen, hat der weiteren Beobachtung enorme Dienste geleistet, und hat sich auch in großen Zügen immer wieder glänzend bestätigt. Die Erkenntnis aber, daß es noch manches gibt, was, ohne schon darin enthalten zu sein, zwischen die Zeilen dieses Schemas eingeschaltet werden muß, wird von niemand mehr bestritten. An der Jahresvers. der Schw. natf. G., Schaffhausen 1921, hat Penck selbst, nach Mitteilung vieler interessanter Beobachtungen, den Satz ausgesprochen: „Neben fluvioglazialen Schottern sind interglaziale einzuschalten, und diese reichen in den Tälern bis in die Zentralalpen hinein. Die Schieferkohlen (Uznach) gehören in das System der interglazialen Schotter.“

S. 283 unten und S. 303—305. Jüngerer Deckenschotter in der W-Schweiz. F. Nußbaum (Actes Soc. helv. Sc. nat. Session Neuchâtel oder Eclogae, Dec. 1920) studierte aufs neue die diluvialen Schotter der W-Schweiz, und gelangte dabei zu der Überzeugung, daß die „Plateauschotter“ im bernischen Mittelland dem jüngeren Deckenschotter (Mindelschotter) entsprechen, aus folgenden Gründen:

1. Sie liegen deckenförmig auf dem welligen Plateau zwischen den Tälern der Sense, Saane, Aare, Lyßbach und Limpach.
2. Ihre absolute Höhe hält sich zwischen 520 und 640 m, d. i. 90—100 m über den heutigen Talsohlen.
3. Obwohl im Gebiet der Moränen und erratischen Blöcke des Rhonegletschers gelegen, bestehen sie ausschließlich aus Aaregebietenmaterial (Berneroberländer) mit an mehreren Orten Blockfazies und gekritzten Geschieben, sind also fluvioglazial des Aaregletschers.
4. Die riß- und würmeiszeitlichen Schotter des Aaretales („Seelandschotter“) liegen bedeutend tiefer und sind reich an Rhonegeröllern. (Bei dieser Gelegenheit hebt Nußbaum hervor, daß die kristallinen [Aare-] Gesteine des Plateauschotters oft morsch verwittert sind und daß er den Karlsruhschotter nicht zu den Plateauschottern zählt).
5. Die Plateauschotter als das älteste Diluvium des Gebietes liegen auf Molasse, nie auf Moräne des Rhonegletschers.
6. Sie sind, obschon meistens nur Relikte, 5—10 m mächtig und viel zu weit und allgemein verbreitet, um der Rißvergletscherung anzugehören. (Das letztere besonders auch deshalb nicht, weil das Gebiet für die größte Vergletscherung intramoränisch ist, dagegen wohl extramoränisch für die Mindelvergletscherung war, Alb. Heim).
7. Die Plateauschotter müssen vor Eintiefung der zwischenliegenden

Täler abgelagert worden sein; die Hauptdurchtalung des Mittellandes gehört aber sicher der großen Interglazialzeit (Mindel—Riß) an. 8. Für diese Auffassung spricht auch folgender Zusammenhang mit der Mittel- und Ostschweiz: Mindeltalboden oberhalb Solothurn 520—530 m mit Gefälle, 1,24 ‰ gegen ENE. Damit erreicht man bei Brugg gerade die Auflagerung des jüngeren Deckenschotter, welche dort bei 440 m sich findet. Das heutige Aaregefälle Solothurn—Brugg beträgt 1,37 ‰.

Die im Gebiete von Thun hoch gelagerten Schotter mit Einschluß des alten Kander-Delta mit Seestauung bis ca. 650 m rechnet Paul Beck (Diskussion in Neuchâtel) zum Hochterrassenschotter, und meint, auch die von Nußbaum zum Mindelschotter gerechneten Kiese könnten der Hochterrassenschotterbarriere angehört haben, die das ganze Aarebecken oberhalb Bern gestaut hatte, während die Mindelschotter höher zu suchen wären. Unter dem Hochterrassendelta ist die Grundmoräne zu finden, die weder der Mindel- noch der Rißvergletscherung angehören kann, die der dritten Vergletscherung Mühlbergs entsprechen muß, welche Vergletscherung Beck als Kanderzeit bezeichnen möchte. Die Talvertiefung durch Einsenkung war schon vor Mühlbergs Zwischeneiszeit und vor der Schotterung geschehen.

S. 289, 404 und Band II S. 799 Mitte und S. 882, Tabelle Diluvium. Diluviale Dislokationen. Wir sind hie und da auf Andeutungen recht junger diluvialer Dislokationen gestoßen. Wir fanden solche in der Rückklüfigkeit der sarmatischen Molasse und des Deckenschotter alpenwärts, in tafelförmiger Verstellung des letzteren, Seebildung in den alpinen Randtälern, Seebildung im Juragebirge und im Säntisgebirge durch horizontale Transversalverschiebungen, Rhonelauf und Rhoneterassen bei Genf usw. Romers bezügliche Angaben sind noch nachzuprüfen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß allmählich noch weitere ganze Systeme diluvialer Dislokationsbewegungen gefunden werden, nicht nur in den Randregionen, sondern auch im Innern der Alpen. Ohne diese Erscheinungen schon zusammenhängend behandeln zu können, sei nur darauf hingewiesen, daß die neuesten Diluvialforschungen im Gebiet von Thun und Bern auf nachmitteleiszeitliche tektonische Bewegungen deuten (Beck, Nußbaum, Vortrag in Neuchâtel 1920). Auch Argand ist dazu gelangt, sehr späte, durch Horizontalschub erzeugte Vertikalbewegungen in den penninischen Alpen anzunehmen. Sein Schüler Wegmann findet im Val d'Hérens auf 14 km Länge und ca. 400 m über dem Talboden, ferner bei Nendaz und im Anniviertal rückläufige Felserosionsterrassen, die alle Gesteinszonen schneiden und von den Talmoränen rücksichtslos schief überlagert werden. Die von uns namhaft gemachte Rückklüfigkeit des Talbodens der Lenzerheide und der Felsterrassen im Domleschg stehen also als sehr junge Verstellungen im Innern des Gebirges nicht mehr einzig da. Glaser hat sie bestätigt durch das Auffinden entsprechend rückläufiger Terrassen an den Gehängen des Lenzerheidepasses. Günzler glaubt, daß Dislokationen besonders in Form von Brüchen mit Verschiebungen in seinem Untersuchungsgebiete (Faulhorngruppe S Brienersee) sehr oft erst altdiluvialen Alters seien.

Gewiß verdient die Frage eingehende Beachtung, wie weit und in welchem Betrage sich das Ausklingen der alpinen und jurassischen Dislokationen noch durch die Diluvialperiode erstreckt. Die Erdbeben zeigen uns wohl, daß Bewegungen auch heute noch vorhanden sind, aber diese scheinen fast einem relativen Stillstand anzugehören.

S. 292 Zeile 14 von unten, siehe Zusätze S. 439.

S. 298 Zeile 4 von unten, siehe Zusätze S. 439.

S. 300 Zeile 10 von oben. Alter Limmatlauf bei Baden. Bei Gelegenheit der Fundation eines schweren Gebäudes im westlichen Teil der Terrassenfläche von Baden, W der Landstraße im Gebiete der Fabriken von Brown-Boveri traf man vor einigen Jahren auf eine über 10 m tiefe Lücke in den beiden Schottern, welche mit einem zähen Tonschlamm gefüllt war, der einzelne Schalen von Helix enthielt. Ausdehnung und Verlauf konnten nicht weiter festgestellt werden. Es scheint sich um einen Rest eines alten Limmatweges durch ihre Terrassen zu handeln, der dann abgestaut wurde und nur noch Schlammwasser erhielt. Diese mächtige lokale Auffüllung ist verwunderlich. Ein oberer oder unterer Ausgang derselben gegen die Limmat ist bisher nicht gefunden — wohl auch nicht gesucht — worden.

S. 303. Gefälle der Diluvialterrassen. Zusatz unter der kleinen Tabelle: Im allgemeinen nimmt das Gefälle der diluvialen Schotterterrassen vom oberen Deckenschotter mit ca. 8‰ durch den unteren Deckenschotter bis in den Niederterrassenschotter ab bis auf ca. 1,2‰. Außerdem nimmt innerhalb jeder Terrasse das Gefälle in geringem Maße mit der Entfernung vom Gebirge ab.

S. 305 Zeile 12 von oben, siehe Zusätze S. 439.

S. 310 und besonders S. 312—314, ferner S. 316 u. 317.

Schieferkohlen zwischen Walensee und Zürichsee.

Ich verdanke Herrn Dr. A. Jeannet, der die Schieferkohlen oberhalb des Zürichsees unter Berücksichtigung aller neuen Aufschlüsse sehr gründlich untersucht hat, folgenden Bericht über seine Resultate:

Die Sondierungen und die Ausbeute der Schieferkohlen, wie sie durch die Brennmaterialkrise von 1917 bis 1919 hervorgerufen wurde, haben ein genaueres Studium der verschiedenen Ablagerungshorizonte und ihrer Beziehungen untereinander ermöglicht, als jemals vorher. Die Untersuchungen bezogen sich auf drei begrenzte Gebiete zwischen Zürich- und Walensee, nämlich: Unter-Buchberg in den Umgebungen von Wangen (Kt. Schwyz), Region Uznach—Kaltbrunn (Kt. St. Gallen) und Winden zwischen Mollis und Weesen am Walenberg (Kt. Glarus). Nach Arnold Escher wurden früher auch einmal Schieferkohlen am Ober-Buchberg über Benken (Kt. St. Gallen) beobachtet. An jeder dieser Lagerstätten stößt man auf ein oder mehrere ganz analoge stratigraphische Niveaus, welche zu einer Parallelisierung der verschiedenen Serien führen.

Das oberste Schieferkohlen führende Niveau ist das regelmäßigste und durchgreifendste und auch das einzige allgemein bekannte. Seine Mächtigkeit schwankt von einigen Metern bis 50 oder 60 m (Kaltbrunn). Die wirklichen Schieferkohenschichten sind darin sehr unregelmäßig eingeschaltet. In Ober-Buchwald findet sich nur ein Flöz, bei Gublen deren drei („Unterkohl, Mittelkohl und Oberkohl“). Wenn die Mächtigkeit des ganzen Komplexes zunimmt, nimmt auch die Zahl der darin enthaltenen Kohlenflöze zu. Dies kann bis auf 20 und mehr Flözchen sich steigern, die freilich für Ausbeute fast immer zu schwach sind. Sie wechseln mit mehr oder weniger reinen, mit kohligen oder sandigen Tonen und mit Kies. Im S von Unter-Böllenberg und in Ober-Buchwald (Uznach) gibt es Schotter als Unterlage des obersten Schieferkohlenniveaus; derselbe geht an der letzteren Lokalität in sehr feine glimmerige Sande über, welche Knollen von Seekreide enthalten.

Über dem Kohlenhorizont folgen die bekannten Schotter von Wangen und Uznach—Kaltbrunn. Zwischen beiden aber tritt lokal eine nur wenige Meter mächtige schöne Moräne auf mit geschrammten Blöcken und Geröllen (Mettlen, Böllenbergtobel, über Uznach z. T.), oder auch mehr oder weniger mit Lehm durchsetzte Kiese, die wohl von einer umgelagerten Moräne (moraine remaniée) abstammen (Böllenbergertobel z. T., Ernetschwilertobel, Rüti über Uznach, Schattenhalde über Kaltbrunn).

Die überliegenden Schotter werden bedeckt von zerstreuten erratischen Blöcken oder von Grundmoränen, die dann ihrerseits gegen W die schiefen Anschnitte der unterliegenden Horizonte überdecken (Buchwald über Uznach, NW von Wangen). Außen am Talgehänge erscheinen Anlagerungen von Moränen, welche oft große erratische Blöcke von Schieferkohle einschließen (Wangen), oder welche die gut erhaltene Form von Moränenwällen bewahrt haben (Rütteli bei Kaltbrunn). Im Niveau der Ebene gibt es dem Fuße des Gehänges entlang Erhöhungen aus Moränenmaterial, die man als Reste von Wallmoränen oder als Drumlin (Bohl, Blatten bei Uznach) ansprechen kann. Dies sind die jüngsten Gletscherablagerungen der Gegend.

Die Unterlage des oberen Schieferkohlenhorizontes ist sehr wechselvoll. In der Nähe des Molassegehänges des alten Tales erscheint Grundmoräne, von Karl Mayer 1875 entdeckt (Bubental bei Wangen, Böllenbergtobel über Uznach, Kaltbrunner Dorfbach und wahrscheinlich auch Winden bei Mollis). An anderen Stellen trifft man auf sehr mächtige Seeabsätze. Längs des Terrassenfußes von Gublen (Uznach) findet sich eine Schicht von Seekreide, ca. 2 m mächtig, reich an Pflanzen und Süßwassermollusken, vom oberen Schieferkohlenhorizont noch geschieden durch tuffige Kiese und Quarzsande. Die Seekreide ruht auf einer einige Zentimeter dicken Kohlschicht (typischer Lebertorf „Dy“), unter welcher Seesand und Seeschlamm („Gyttja“) folgen, die noch tiefer mit blauen Tönen, Sanden und Kiesen wechsellagern. Die letzteren bilden Deltas in den Tönen, welche letztere im allgemeinen steril sind, aber lokal doch „Dykohle“ enthalten (Rotfarb—Uznach). So erklärt sich der Übergang der unteren Kiese von Bubental in die pflanzenführenden Tone, die bei Wangen ein unteres Flöz von Schieferkohlen bilden. Ebensolcher Art sind die unteren Kiese und Sande des Ernetschwiler-, Böllenberg- und Haslentobels über Uznach, die Deltas von Güntenstall—Kaltbrunn, von Sonnenberg, Winden und wahrscheinlich auch von Reichenburg. Diese Schotter können Knollen (bis 40 cm Durchmesser) von Grundmoräne einschließen; lokal sitzen sie auf Grundmoräne, welche auf Molasse ruht wie im Tobel von Kaltbrunn und in Bubental bei Wangen. Im unteren Gebiete des Kaltbrunner Dorfbaches sieht man sogar Seeschlammton manchmal fein sandig unter dieser unteren Moräne hervorstechen. Die folgende Tabelle zeigt, wie man die Ablagerungen dieser Gebiete jetzt parallelisieren kann.

Man kann also fünf verschieden alte Ablagerungen von Moränen feststellen, von welchen vier übereinander abgelagert sind, die fünfte am äußeren Gehängeanschnitt angelagert klebt. Zwischen diesen Moränen stellen sich See-, Fluß- und Sumpfbildungen ein, welche Pflanzen und Tiere interglazialen Alters einschließen. Es scheint, daß die Einteilung von Mühlberg diesen Schichtfolgen am besten entspricht.

Übersicht der diluvialen Ablagerungen im Gebiete der Schieferkohlen zwischen Zürichsee und Walensee
von A. Jeannet 1921.

Alb. Heim. Einteilung Tabelle Bd. I S. 344	Einteilung nach F. Mühlberg z. T. (Mitt. Aarg. natf. Ges. 1896)	Unter-Buchberg—Wangen (Schwyz)	Uznach—Kaltbrunn, Winden (Walenberg)	
Rückzugsstadien Letzte Vergletscherung	V. Vergletscherung	Rückzugsstadium („Bühl“)	Angelagerte Moräne, lokal mit erratischen Blöcken von Schieferkohle	Angelagerte Morän.; Morän.-Wälle v. Rütteli u. Bohl-Blatten (?) b. Kaltbrunn. Lokalerrat. Schieferkohlenblöcke (Oberkirch)
		Maximum („Würm“)	Grundmoränen und errat. Blöcke auf der Terrasse von Wangen, gegen W die tieferen Ablagerungen schräg schneidend	Grundmoräne auf den Haupthügeln Uznach und Gommiswald: vereinzelte errat. Blöcke auf den oberen Schottern
Letzte Interglazialzeit (Riß—Würm)	4. Interglazialzeit	Obere Kiese, Sande und Schotter von Wangen und Uznach—Kaltbrunn		
Größte Vergletscherung (Riß?)	IV. Vergletscherung		Grundmoräne von Mettlen u. Böllenbergtobel z. T. — kiesiger Lehm u. lehmiger Kies (Böllenbergtobel z. T., Rüti, Schattenhalde)	
	3. Interglazialzeit	Oberer Schieferkohlenhorizont	Schieferkohlenhorizont. Kiese u. Sande m. Seekreideknollen von Ober-Buchwald	
	III. Vergletscherung	Grundmoräne von Bubental	Grundmoränen v. Böllenbergtobel u. Kaltbrunn-Dorfbach	
Große Interglazialzeit	2. Interglazialzeit	Untere Deltaschotter u. Blättertone u. -sande, Bänderton mit Pflanzenresten, unteres Schieferkohleniveau (Im Weinberg). Graublau-Setone des Spornes von Mühlehorn S Tuggen	Seekreide v. Ober-Hirschland, Unt. Schotter u. Sand v. Ernetschwiler-, Böllenberg- u. Haslentobel. Schliesande, Seeschlamm v. Ob.-Hirschland. Blaue Tone m. Deltas: Günstenstall, Sonnenbg., Reichenburg(?), Walenberg (z. T. Rinnenschotter). Setone m. Pflanzenresten v. Rotfarb (Uznach)	
Zweite Vergletscherung (Mindel)	II. Vergletscherung	Untere Grundmoräne von Bubental	Untere Grundmoräne Kaltbrunn-Dorfbach	
Erste Interglazialzeit	I. Interglazialzeit		Seeschlamm am untern Kaltbrunn-Dorfbach	
Erste Vergletscherung (Günz)	I. Vergletscherung		Beginn der Einsenkung des Alpenvorlandes „tektonische Übertiefung“	
Präglazial				

Aus den mächtigen lakustren Bildungen muß man auf einen sehr ausgedehnten See schließen, der das ganze Gebiet zwischen Walensee und Zürichsee einnahm. Als dieser See die Meerhöhe von 500 m erreichte, hatte die Ablagerung des oberen Kohlenkomplexes noch nicht begonnen. Wie weit erstreckte sich dieser See gegen W und gegen E? Man hat bis jetzt darüber keine Anhaltspunkte. Immerhin ist es wahrscheinlich, daß die diluviale Nagelfluh der Au (zwischen Wädenswil und Horgen) der Rest eines Delta, ist ähnlich denjenigen von Sonnenberg und von Reichenburg. Die beiden Buchberge waren alte Inseln, freigelegt durch Erosion, während ähnliche andere noch in einem Mantel von Seeabsätzen und Moränen verhüllt bleiben. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen unter dem ausgedehnten Talboden des Gasterlandes muß bedeutend sein, und es ist sehr wahrscheinlich, daß, wie in Wangen, sich darin auch Kohlschichten befinden, welche das Material für die Kohlenblöcke im blauen Ton des Einschnittes von Oberkirch (Kaltbrunn) zu liefern imstande waren. Man kennt keinen Stauriegel für den Diluvialsee und man weiß nicht, wohin sein Abfluß ging. Das Glattal hat als solcher jedenfalls erst sehr spät dienen können, höchstens nach dem Absatz des oberen Kohlenniveaus. Um das Vorhandensein eines Sees von solcher Tiefe, ein Tal erfüllend, das ein wahres Loch vor dem N-Rand der Alpen bildet, zu erklären, muß man sich als von höchster Wahrscheinlichkeit der Theorie von Alb. Heim zuwenden, welche die Rückläufigkeit des Deckenschotters durch eine zusammenhängende Einsenkung der nördlichen Randzonen der Alpen erklärt. Ein breites, tiefes, präglaziales Tal war an seiner Stelle vorhanden. Nach der ersten Vergletscherung kam die „tektonische Übertiefung“, die ein Gegengefälle taleinwärts erzeugte. Dieses Becken füllte sich mit einem See, der samt seinen Absätzen über den ganzen Rest der Diluvialzeit aushielt bis vor den Rückzugsstadien der letzten Vergletscherungen. Die Senkung der Stauhöhe in dem Seetale begann erst nach der Ablagerung der Hauptmoräne der Würmvergletscherung, denn erst die Rückzugs- (Bühl-) Moränen sind den mit lakustren Absätzen bedeckten Gehängen an einer Erosionsfläche angelagert. Mehrere Male hatten der Rhein- wie der Linthgletscher in diesem Gebiete zwischen Walensee und Zürichsee sich über äußerst weiche Materialien ausgebreitet, ohne deren Ablagerungen im geringsten zu stören. Die Mächtigkeit der Moränen scheint nicht immer im direkten Verhältnis zur Größe der Vergletscherungen zu stehen.

Hier in einer alpinen intramoränen Randregion beobachten wir die direkte Wechsellagerung von glazialen und interglazialen Ablagerungen. Talauwärts in den außermoränen Gebieten sind die Moränen durch fluvioglazialen Schotter vertreten, während den interglazialen Sedimenten am Alpenrande im allgemeinen im extramoränen Gebiete talauwärts Phasen der Erosion mit nur lokalen spärlichen Ablagerungen entsprechen. Der Hochterrassenschotter ist der einzige außerhalb der Alpen, welcher nirgends Verzahnung oder Einlagerungen mit Moränen gezeigt hat. Im Glattal sticht er aus dem Talboden heraus talaufwärts in die Luft hinaus (Alb. Heim). Ihm sind die Rinnenschotter zugehörig, welchen wir auch die Delta im alten Linthsee zurechnen. Damals konnte keine direkte Verbindung mit dem Glattal bestanden haben, weil die trennende Molasserippe zu hoch war; wir müssen eine Wasserscheide dazwischen annehmen. Infolge der

enormen Einsenkung, die es hier im Linthtal auszufüllen galt, treffen wir hier relativ alte Glazialbildungen in viel geringerer Höhe, als sie weiter im N vorkommen. Die Inntalerrasse über Innsbruck, neustens gründlich bearbeitet von Penck, bietet zahlreiche Analogien mit den Erscheinungen im Linthgebiete.

Die Mehrzahl der Profilaufschlüsse, welche die Aufstellung der obigen Tabelle ermöglicht haben, waren vorübergehender Art und sind schon heute nicht mehr sichtbar, so daß es leider nicht mehr möglich sein wird, sie alle nachzuprüfen.

Monruz-Neuchâtel, 13. Oktober 1921.

A. Jeannet.

Eine eingehende Monographie der Schieferkohlenregionen von Winden, Wangen, Uznach—Kaltbrunn und der Westschweiz durch A. Jeannet, von Eschenbach, Dürnten durch E. Baumberger, von Gondiswil—Zell durch E. Gerber, Th. Studer, Rytz, und von Mörschwil durch Jul. Weber, begleitet von zahlreichen Profilen und von Karten in großem Maßstabe, wird in nächster Zeit als Band „Schieferkohlen“ in „Beiträge z. Geol. d. Schweiz, geotechn. Serie Lfg. VIII“ erscheinen.

S. 315 Zeile 6 von oben, siehe Zusätze S. 439.

S. 315 und S. 439. Schieferkohlen von Gondiswil. Ed. Gerber hat die Schieferkohlen von Gondiswil während ihrer Ausbeute 1917—1920 fortlaufend kontrolliert, W. Rytz hat deren Pflanzen und Th. Studer die tierischen Einschlüsse studiert. Am 17. und 18. April fand dorthin eine Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. statt. Wir entnehmen dem Protokoll darüber (Eclogae 1920) und dem Bericht in Fehlmann: „Schweiz. Bergbau während des Krieges“, die folgenden Notizen:

Die Tallinie Huttwil—Gondiswil—Zell—Schötz war im W vom Rhonegletscher, im E vom Reußgletscher oder deren Moränen verbarrikadiert. In dem Staugebiet bildeten sich über dem Talboden, wechselnd mit Überschwemmungssanden und Lehmen, Torflager. Diese Schieferkohlen liegen in Meerhöhe 610—650 m. Die Unterlage ist nicht bekannt. In Zell wurden sie Anfang der 90er Jahre, in Gondiswil beim Bahnbau 1894 entdeckt. Erst 1917 kamen sie in intensive Ausbeute und zahlreiche Bohrlöcher wurden zur Bestimmung der Beschaffenheit und Ausbreitung ausgeführt. In einem bis 30 m mächtigen Komplex von Letten, Sand oder Kies liegen 1—5 Kohlenflöze von 0,1 bis ausnahmsweise 2 oder gar $2\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit. Die Flöze steigen gegen die Talgehänge, zugleich auskeilend, etwas an. Die Talseiten entsprechen sich ungefähr, der Talweg mit jüngeren Alluvionen bildet oft einen teilweisen Unterbruch. Der kohlenführende Komplex wird bedeckt von 2—5 m Moräne der größten Vergletscherung und einer spärlichen Streuung mit erratischen Blöcken. Als Zeit der Ablagerung wird angenommen „Rißvergletscherung bis kurz vor ihrem Maximum“. Wenn dem so ist, so sind die Gondiswiler Schieferkohlen mehr glazial und älter als diejenigen von Wetzikon usw. Dennoch sind sie noch weit mehr auf dem Torfstadium zurückgeblieben. Der Wassergehalt der frisch ausgegrabenen Kohlen war 60—70%, der Heizwert der getrockneten Kohlen 3000—4500 Kal. Auch beim Austrocknen werden sie nur wenig schiefrig. Dieser Zustand erklärt sich aus der geringen überliegenden Belastung. Der Torf zeigt alle pflanzlichen Verlandungsstadien. Die Hauptflöze sind ein „Bruchwaldtorf“. Seekreide darunter findet sich nur an wenig Stellen.

Als Pflanzen sind bestimmt worden: Waldbäume: Fichte, Bergföhre, Tanne, Eiche, Erle, Birke, Haselnuß; Sumpfpflanzen: Seerose, *Trapa natans*, Fieberklee, *Carex*, Binsen, Wollgras, Schilf, *Potamogeton*, *Scheuchzeria*.

Die Tiere sind in den untersten Flözen: Hund, Fischotter, Biber, Wassermus, Elen, Rothirsch, Reh u. a. Über den obersten Flözen: Mammuth, Renntier, Riesenhirsch, *Bison priscus*, *Rhinoceros Merki*. In verschiedenen Schichthöhen fanden sich: Murmeltier, Pferd, *Bison priscus*. Darin stecken freilich noch Rätsel. Ich selbst halte die Altersbestimmung noch für etwas unsicher.

Es schien mir die Moränenauflagerung, wo ich sie sah, auch eine ältere von den Gehängen abgeschwemmte Moräne und die Schieferkohlen jünger sein zu können.

Die abbaubare Fläche wird auf ca. 12 ha angegeben. Bis Frühling 1920 wurden in 8 Gruben 120000 t ausgebeutet. Pro 1 m² abgebauter Fläche ergeben sich ca. 1,63 t. Diese Angaben beziehen sich auf nasse Kohlen. In der Hast wurde alles vorweg verkauft und dem Käufer das Trocknen überlassen. Die Gruben sind teils fertig ausgebeutet, teils aus Mangel an Rentabilität nun verlassen.

Wir verweisen ferner auf „Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechn. Serie Lfg. VIII“.

S. 316 Zeile 10 von unten, siehe Zusätze S. 439.

S. 318 unten, siehe Zusätze S. 439.

S. 324 zwischen Zeile 22 u. 23, siehe Zusätze S. 439.

S. 336 unter 4. vor a, siehe Zusätze S. 439.

S. 337 Zeile 21 von unten vor 2., siehe Zusätze S. 439.

S. 337 u. 439 unten. Diluvialhöhle Drachenloch bei Vättis. Eine weitere Höhle mit Menschenarbeit und Höhlenbären ist von E. Bächler genau durchforscht worden. Dies ist das „Drachenloch“ — im aufgelagerten Seewerkalk des Drachenberg (Calfeusental S. Vättis), 2450 m hoch gelegen und nicht leicht zugänglich. Fig. 119 Bd. II stellt den Drachenberg von der der Höhle entgegengesetzten Seite dar. Die Höhle ist ein langer, z. T. niedriger Schlauch mit einer Reihe von Erweiterungen und Erhöhungen. Sie scheint eine durch Verwitterung erweiterte feine Kluft zu sein. In den oberen 65 cm Höhlenschutt fand sich *Ursus arctoides*, darunter folgen ca. 1½ m weißlicher Lehm (Auslaugungsrückstand). Dieser ist die Hauptfundschrift. Der Untergrund ist Seewerkalk. Die Knochen der Fundschrift sind vorherrschend Höhlenbär (ca. 60 Schädel, die meisten gut erhalten, der größte Bärenschädel 58 cm lang; nur bei etwa dem vierten Teil der obere Teil der Schädel abgeschlagen, keine alten Individuen, die ältesten höchstens 8 Jahre alt — also kein natürlicher Sterbehort der Bären). Mehr vereinzelt: Gemse, Murmeltier, Steinbock, Edelmarder, Schneehase, Pferd 45 Schädel, kein Löwe, kein Panther. Die äußerste Höhle I ist fast leer, die Erweiterungen Nr. II—IV sind reich an Funden. In denselben wurden 5 Feuerherde aufgedeckt, gebaut aus Steinplatten von Seewerkalk mit zahlreichen Steinbeilen aus Seewerkalk — wohl bisher die erste prähistorische Fundstelle, wo aus Mangel an härterem Material Kalkstein zur Herstellung der Werkzeuge verwendet worden ist! Knochenwerkzeuge sind reichlich, besonders Keile, die einen sind zugeschliffen, die andern scharfkantig gebrochen. Manche Knochen finden sich gesammelt und auf Steinplatten parallel in Ordnung nebeneinander gelegt, so auf einer Herdplatte 8 prachtvolle Schädel von *Ursus spelaeus*, auf einer anderen 36 Stück Fibulae des Bären, auf einer dritten 16 in Reihe geordnete Bärenoberschenkel, an einer anderen Stelle 26 Hüftgelenkpfannen. Ein anderer Bärenschädel lag eingerahmt von Brocken weißen Calcites. Der Mensch, der hier anscheinend vorherrschend von Bärenfleisch gelebt und sich in Bärenhäute gekleidet hat, hielt eine ganz ungewöhnliche Ordnung, die ästhetischen Sinn verrät. Alle Funde und wohl auch das Alter derselben (letzte Interglazialzeit, Mousterientypus in alpiner Fazies) entsprechen der Wildkirchlihöhle.

Diesen Notizen, die ich Vorträgen und persönlichen mündlichen Mitteilungen von Herrn Dr. Bächler verdanke, werden wohl bald eingehende Publikationen des ausgezeichneten und erfolgreichen Höhlenforschers folgen.

S. 343—345. Mühlbergs dritte von 5 Vergletscherungen. In den Mitteilungen der Aargauischen naturf. Ges. 1896 befindet sich eine große Tabelle „Übersicht der glazialen Bildungen im Aargau von F. Mühlberg“. Leider hatte ich dieselbe früher übersehen. Sie enthält reichliche Angaben, und steht in der Mehrzahl derselben in Übereinstimmung mit der unsrigen. Mühlberg glaubte mit Sicherheit 5 Vergletscherungen nachweisen zu können. Er schiebt diejenige, welche in unserem Schema fehlt, als seine 3. Vergletscherung gegen Ende unserer großen Interglazialzeit, gewissermaßen als Vorläufer der größten Vergletscherung ein und sagt ausdrücklich, daß sie ein viel geringerer Eisvorstoß war, als die erste oder gar die größte. Er schreibt dieser seiner dritten Vergletscherung den Hochterrassenschotter zu, der also auch nach seiner Auffassung nicht zur größten Vergletscherung gehört, sondern schon vor derselben (in seiner 3. Interglazialzeit) wieder stark erodiert worden ist. Mühlbergs Tabelle ist reich an Angaben über Flußverlegungen, tote Täler und anderes mehr. Mühlbergs Auffassung von 5 Gletschervorstößen, die bis ins Molasseland hinausreichten, hat neuerdings eine wichtige Unterstützung gefunden durch das genaue Studium der neuen Aufschlüsse zwischen Walensee und Zürichsee, wo die Glazialbildungen durch Moränen, die interglazialen durch Seeabsätze und Delta, z. T. mit Schieferkohlen vertreten sind (vgl. Nachtrag zu S. 310—317 von Dr. A. Jeannot). Die Richtigkeit der Beobachtungen, welche Mühlberg zu seinen 5 Eiszeiten geführt haben, stellen wir nicht in Abrede. Die Verschiedenheit in beiden Auffassungen besteht eigentlich nur darin, daß Mühlberg seine 3. Eiszeit als eine etwa der 2. oder der letzten ebenbürtige auffaßt, während sie uns bisher mehr nur als ein Vorläufer der großen erschienen war, den wir mit derselben vereinigt haben (vgl. ferner S. 274—276). Nur sehr eingehende weitere Beobachtungen können entscheiden.

S. 344 Fig. 57. In der die Intensitäten (Ausdehnung) der Eiszeiten erläuternden Kurve hätte unmittelbar links vor dem Steilanstieg zur größten Vergletscherung eine Vorwelle, etwa in Größe derjenigen der 2. Vergletscherung gesetzt werden sollen, um Mühlbergs Auffassung von 5 Vergletscherungen gerecht zu werden.

Zum Abschnitt Oberflächengestaltung des Molasselandes (S. 345—440).

S. 362 Zeile 19 von oben, siehe Zusätze S. 440.

S. 365 ca. Mitte und Band II S. 183 Mitte. Canions durch Riegel. Angesichts der Beispiele wie Sandalp an der Linth, besonders aber Hasli—Innertkirchen, Gastern—Kandertal, St. Maurice u. a. staunt man darüber, daß die obenliegende Talausweitung im kristallinen Gesteine liegt, der Riegel unterhalb mit engem Canion im Kalkgebirge. Vielleicht liegt eine Erklärung darin, daß der Kalk zwar viel leichter durchsägbar, aber viel resistenzfähiger gegen die Abschrägung ist, als die kristallinen Schiefer. Indessen, die Oberflächengestaltung scheint jeder Regel zu spotten. Das Tal der Arve unterhalb Servoz, das Reußtal bei Erstfeld erweitern sich mit dem Eintritt in das Kalkgebirge.

Die Erscheinung, daß enge Erosionsschluchten einen Riegel an mehreren Stellen durchschnitten haben (= Kirchet [Lugeon], Via Mala [Heim und Buxtorf]), also der ältere Einschnitt verstopft und verlegt worden ist, findet sich im Sedimentgebirge wie im Altkristallin. Neuerdings hat Arbenz gefunden, daß neben dem jetzigen Abfluß der Reuß aus dem Urserental beim Urnerloch W daneben ein 35 m tieferer zugeschütteter alter Canion im Granite sich findet.

Es ist die Hypothese ausgesprochen worden, daß in dem Fall Kirchet jeweilen gegen Ende einer Vergletscherung der ganze Zirkus bis an den Riegel hinauf mit Grundmoräne aufgefüllt worden sei, bis der Bach wieder oben über den Riegel fließen mußte, und daß dann ein neuer Canion jeweilen einer neuen Interglazialzeit entspreche. Aber wo sind Reste dieser Ausfüllung an den Hängen rings um Innertkirchen?

S. 383 Zeile 3 von oben, Zusatz: Das Hochwasser der Sihl gebraucht von Hütten bis Zürich 6 Stunden. Der Wasserweg mißt ca. 44 km, was eine mittlere Geschwindigkeit im Vordringen des Hochwassers von ca. 2 m pro Sekunde ergibt.

S. 385 unten und 386 oben. „Das Moränengebiet des diluvialen Aaregletschers zwischen Thun und Bern“ ist eine neueste Arbeit von F. Nußbaum betitelt (Mitteil. natf. Ges., Bern 1921, Heft 5). Darin gibt der Verfasser eine Übersichtskarte des Glazialbeckens von Bern mit seinen Moränen und Schottern der letzten Vergletscherung und den „Schottern der Rißeiszeit“ und ferner Karten verschiedener Rückzugsphasen. Diese Übersichtskarten wären wohl wert, genauer auf topographischer Unterlage wiedergegeben zu werden. Es ist zu spät, hier noch näher auf den Inhalt einzutreten. Nußbaum faßt zusammen: „Der Rückzug des Aaregletschers nach dem Maximum der Würmeiszeit spielte sich viel gleichmäßiger und in zahlreicheren Phasen ab, als man bisher angenommen hat; es lassen sich Moränen von 13 Rückzugsphasen feststellen; unter den letzteren waren einige von längerer Dauer als andere.“ Über die Entwässerung und Talbildung in der Eiszeit verlangt der Autor erst noch erneute eingehende Untersuchungen.

S. 386 Mitte. Flußverschiebungen. Der Lauf der Saane von Gruyère bis unter Belfaux W Fribourg ging früher streckenweise durch breitere, jetzt beiderseits eingedeckte Talstrecken. Der jetzige Lauf der Saane weicht mehrfach in epigenetischen Schluchten von dem alten ab. Da wo die alten, mit Moränen und Schottern abgeschlossenen und eingedeckten Talstrecken vom neuen Talweg oder von Nebenflüssen (Glane) wieder getroffen oder gekreuzt werden, treten die Grundwasser des tieferen alten in großen Quellen hervor (nach H. Schar dt, Verh. S. N. G., Lugano 1919). Der Saanelauf einst und jetzt bildet eine noch genauerer Aufklärung würdige Aufgabe.

In der Westschweiz kommen noch viele diluviale wie ältere Flußablenkungen und junge neue Flußverbindungen, letztere meistens mit scharfen Umkrümmungen vor. Die älteren Erscheinungen dieser Gruppen beruhen sehr häufig auf Anzapfungen durch Rückwärtserosion, die jüngeren mehr auf Abstauungen durch Gletscherablagerungen. Jeder Fall hat seine Besonderheiten.

Abschnitt VI S. 399—415. Diluviale Seebildung in den Randtälern der Alpen. Die neuen Beobachtungen aus dem Gebiete zwischen Walensee und Zürichsee haben ergeben, daß hier in großer Ausdehnung Absätze von Seeschlamm, Seekreide, Schieferkohlen im Verlauf der Eiszeiten mehrere Male mit Grundmoränen abwechseln, ohne daß jeweilen die unterliegenden lakustrinen Ablagerungen von dem neu vorrückenden und sie mächtig bedeckenden Gletscher gestört worden wären. Jede Vergletscherung und jede Interglazialzeit hat in dieses Tal Auffüllung gebracht. Das Tal war also vor den ausfüllenden Vergletscherungen vorhanden und man kann die Austiefung der Seebecken nicht den nachfolgenden Gletschern zuschreiben! Ausgedehnte Seeabsätze, mit Moränen wechselnd, sind in den großen Tälern am N-Rand der Alpen seither noch mehr gefunden worden und es werden sich vielleicht noch weitere zu erkennen geben. So leicht zerstörbare, bewegliche Gebilde, wie die lakustrinen, halten sich gewöhnlich verborgen und werden nur durch glückliche, zufällige Abdeckungen gefunden.

Am 27. VIII. 1921 berichtete Penck (Vortrag in der geol. Sektion der Jahresvers. d. S. N. G. in Schaffhausen), daß im Isartal ein See in seinen mächtigen lakustrinen Bildungen von Tölz ca. 20 km weit alpeneinwärts bis Mittenwald zu verfolgen sei. Auf gletschergeschliffenem Fels liegt eine untere Moräne, dann die bis gegen 100 m mächtigen Seetone und Sande mit Deltaeinlagerungen, darauf Schotter fast ohne altkristalline Geschiebe, darüber Moräne reich an solchen. Die Seebildung griff ebenso unabhängig von der alpinen Faltung ins Inntal hinein und reichte bei Innsbruck ca. 70 m hinauf. Auch bei Salzburg sind die glazialen und interglazialen lakustrinen Ablagerungen zu finden und im Aaretal scheinen sie (Nußbaum) ganz ähnlich wie zwischen Zürichsee und Walensee vorhanden zu sein.

Ich meinerseits muß in diesen Tatsachen die Bestätigung einer isostatischen Einsenkung des Alpenkörpers vor den beiden letzten Vergletscherungen, vielleicht noch früher, sehen, aus welcher

sich das Gelände noch nicht wieder ganz erholt hat (noch bestehende Randseen und zugeschüttete Tiefrinnen), und für mich erhellt daraus die Bestätigung der Ansicht, daß nicht Gletscheraushobelung die alpinen Täler gebildet und übertieft hat, sondern daß hier auf Flußerosion eine generelle Einsenkung der Alpen und ihrer Randzonen gefolgt ist. Dieselbe muß schon während der ersten Hälfte der Diluvialzeit begonnen haben.

Im weiteren ist nachzutragen, daß auch die Beobachtungen über die rückläufige Stellung der Molasse bei Annäherung gegen die Alpen, wie wir sie S. 189 angegeben haben, mehrfach in verschiedenen Regionen bestätigt oder neu gefunden worden ist. So ergab sich, daß die obere Molasse von Hausen am Oberalbis bis über Sihlbrugg stets mit $1\frac{1}{2}$ bis 6° gegen SE abfällt, während sie hier durchweg mit NW-Fall abgesetzt worden sein mußte. Das ist zugleich die Zone des rückläufigen Deckenschotter.

Ferner ist bisher ein Aufsatz von A. Baltzer, Zur Entstehung des Iseosee- und Comerseebeckens (Zentralblatt f. Min. Geol. u. Pal. 1902), wohl auch von mir zu wenig beachtet worden. Darin werden festgestellt: Rückläufigkeit, Verbiegung von Moränen und Terrassen, ansteigende Gletscherschliffe bis südlich der Seen, Ansteigen der obersten Grenzen der Gletscherspuren auf $3\frac{3}{4}$ km Länge talauswärts, rückläufige jungglaziale Terrassen der Isola, 3 schöne rückläufige Terrassen von Lierna bis Abbadia am Lecceosee u. a. m.

S. 429. Verwitterungsabtrag. J. Hug hat aus einer Zusammenstellung der bisherigen Messungen Mittelwerte für den alpinen Gebirgsabtrag berechnet und gelangt für den Nordabhang unserer Alpen auf:

Abtrag durch Erosion per 1 km ² Grundrißfläche im Jahr:	
als Gerolltes abgeführt	225 m ³ Gestein
„ Suspendiertes abgeführt.	350 „ „
„ Gelöstes abgeführt	100 „ „
Im ganzen	675 m ³ Gestein

Dies entspricht einem Abtrag von ca. 0,6 mm im Jahr. Eine Berechnung des Mittels auf Grundlage von Zahlen, welche Horwitz zusammengestellt hat, die aber nur das Gerollte umfassen, führt auf $0,29 \pm 0,1$. Dies stimmt mit der obigen Zahl (die Hälfte derselben) überein. Bei dieser Gelegenheit sei noch erwähnt, daß der Schlammtransport (Suspendiertes) der Aare bei Aarau in den letzten Jahren zu 200000 t per Jahr bestimmt worden ist. Die Bestimmungen aus verschiedenen Beobachtungen von verschiedenen Flußsystemen weichen viel weniger voneinander ab, als man es erwarten sollte. Das Mittel dürfte also wenigstens nach seiner Größenordnung gültig sein. Berücksichtigen wir noch die Volumenvermehrung durch Lockerung, wie sie im Wiederabgesetzten mitgemessen wird, so bleibt ein Gesteinsabtrag aus dem Gebirge von $\frac{1}{2}$ mm per Jahr oder 1 m in 2000 Jahren.

Wollten wir damit die aus der Tektonik der Alpen abgeleiteten Beträge (Bd. II S. 804) von 2 bis 20 und mehr Kilometer vergleichen, so kämen wir auf Abtragszeiten von 4 bis 40 Millionen Jahren. Mir scheint, der zehnte Teil dieser Zeit dürfte ausgereicht haben, indem während und nach Phasen starker Erhebung bei entsprechenden Witterungsverhältnissen der Abtrag mehr als zehnmals so stark gewesen sein kann, als heute in einer Zeit, welche auf eine Verminderung der Gefälle durch Einsenkung des Alpenkörpers nachgefolgt ist.

S. 431. Seeschlammabsätze. Apotheker Dr. H. Nipkow, Zürich 6, hat seit einer Reihe von Jahren eingehende Untersuchungen über den Schlammabsatz am Grunde des Zürichsees gemacht. Die nachfolgenden Mitteilungen darüber hat er mir mündlich unter Vorlage seiner in getrocknetem Zustande aufbewahrten Röhrenstichproben und übriger Dokumente gemacht. Seine Untersuchungen beziehen sich

größtenteils auf das untere Seebecken von Zürich bis Halbinsel Au von ca. 16 km Länge, 2 km Breite und einem 130—143 m tiefen Boden von $6\frac{1}{2}$ km Länge und 1 km Breite.

Jedes Uferereignis (Abrutschung usw.) macht seine Wirkung in Ausbreitung eines durch Aufwühlung in Suspension geratenen, dann über den ganzen Grund annähernd gleichmäßig ausgebreiteten und wieder abgesetzten Schlammes geltend. Ohne solche Ereignisse beträgt der jährliche Schlammabsatz über dem ganzen Seegrund 5 bis 6 mm. Als Trockenschlamm beträgt der Niederschlag 800—900 g per m² Grundfläche. Der Naßschlamm hat ein spezifisches Gewicht von 1,14. Die frische Schlammauflagerung beträgt im Jahr per Quadratmeter Grundfläche im Mittel 3,2—3,6 kg. Am Seegrunde muß man also mit ca. 1 m Auffüllung in 200 Jahren rechnen. Der Absatz vor 1896 ist hell grauweiß und enthält fast gar keine organischen Reste und keine organische Substanz. Dieselbe ist durch Oxydation vor der Einbettung in den Absatz verschwunden. Dadurch ist die Schichtung des Schlammes sehr wenig sichtbar geworden und die Jahre sind leider nicht mehr abzählbar. Das äußerst feine Material aus Tiefe 100—143 m enthält 55—60% CaCO₃, der Rest Ton, Kiesel usw. Die Probeentnahme gelang bis in 1,20 m unter die Schicht von 1896. Nach den geringeren Tiefen nimmt der Kalkgehalt zu und beträgt gegen das Ufer in 5—15 m Tiefe 80—95%. Das ist die Region der eigentlichen Seekreidebildung.

Von 1896 bis heute sind die Schlammabsätze im Zürichsee sehr deutlich nach Jahren geschichtet. Dem Winterabsatz entspricht jeweilen ein schwarzer Teil einer Jahresschicht, dem Sommer ein weißer. Die schwarze Schicht von 2 bis 3 mm verdankt ihre Farbe den abgestorbenen faulenden Planktonresten, den torfigen Produkten des verwesenden Herbstlaubes und einer äußerst fein zerteilten Menge von amorph ausgefallenem FeS.

Die hellen Schichten sind vorherrschend kristallin ausgeschiedenes CaCO₃. Das lebende Plankton erzeugt den Kalkabsatz, indem es dem Wasser besonders an sonnigen Sommertagen CO₂ entzieht. Lebendes Plankton erzeugt hellen kalkreichen, abgestorbenes dunklen Schlammabsatz. Indem der Gehalt des Wassers an freiem O₂ mit der Tiefe stark abnimmt und zurzeit im Wasser am Grunde des Sees ganz fehlt, wird dort die abgestorbene organische Substanz und auch das FeS nicht oxydiert, die Schicht bleibt schwarz. In geringen Tiefen dagegen sind die Winterschichten, wenn auch noch sehr deutlich, doch weniger dunkel gefärbt als in den größeren. Dunkelfärbung von Schichten ist stets das Resultat von Nichtoxydation der Herbstleichen des Wassers.

Nun aber woher der Umschlag: Vor 1896 fast gar keine dunkeln Schichten, seit 1896 dunkle leicht abzählbare Jahrringe in dem sonst hellgrauen Absatz gleichartig auf der ganzen Fläche des Seegrundes. Es kann die Ursache nur in einer Abnahme des O₂-Gehaltes des Seewassers gesucht werden. Es muß eine andere Gaswirtschaft im See eingetreten sein. Sie scheint einzusetzen mit der dem Bau der Seeuferbahn folgenden stärkeren Besiedelung der Ufer. Die Masse der mit organischen Substanzen verunreinigten Abwässer hat stark zugenommen, damit hat auch das CO₂ suchende Plankton enorm zugenommen. Früher war das Zürichseewasser demjenigen des Genfersees vergleichbar auch im Sommer klar und blau, jetzt ist es trüb und bräunlichgrün, und auf den Filtern der Seewasserversorgung gibt es stets starke Planktonschichten abzuräumen.

Dr. H. Nipkow ist dazu gelangt, in den Schichtprofilen des Zürichseeschlammes alle bedeutenden Uferabrutschungen seit 1896 zu erkennen und nach ihrer Jahreszahl festzustellen. Sie zeigen sich immer in Verdickung des hellen Teiles der betreffenden Jahresschicht. Indem diese Substanz nicht das vom Ufer selbst auf kurze Distanz Abgerutschte ist, sondern der durch die Abrutschung verdrängte, vorgestoßene und verteilte feine Seegrundschlamm, verbreiten sich diese Folgen der Abrutschungen über das ganze Seebecken. Dabei nimmt die betreffende Jahresschicht an Dicke zu vom Seegehänge gegen den Tiefgrund, und wird nur im tiefsten Becken von allen Uferstellen her abgesetzt.

Die Uferabrutschungen der Jahre 1898 und 1900 in Rüslikon haben in der Nähe am Seegehänge nur eine Schicht von $\frac{1}{2}$ mm gebildet, in der Seemuldenmitte ca. 3 cm und in 140 m Seetiefe etwa 3 km seeaufwärts eine 11—12 cm dicke weiße Schicht geliefert und sind 8 km oberhalb, bei Meilen, noch aus dem Schlammschichtenprofil als zwei weiße, sich scharf abhebende Schichtchen von ca. 1 cm Dicke bemerkbar. Eine Uferabrutschung 1918 bei der Badeanstalt Oberrieden ergab im tiefen Seegrund eine weiße Schicht von 7 cm Dicke. Eine andere 1914 von Talwil bildete am tiefen Grund eine Schicht von 1 cm eines etwas abweichenden Sedimentes. Die große Uferabsenkung des Bahnstationsgebietes von Horgen 1875 ist bei 135 m Seetiefe im See draußen noch kenntlich als eine $1\frac{1}{2}$ cm dicke, etwas sandige Einlagerung u. a. m. Stets sind die Schichten infolge Uferabrutschungen am Seegehänge schwächer und unregelmäßiger ausgebildet, dagegen in der tiefsten Region am regelmäßigsten und stärksten. Dorthin registrieren sich gewissermaßen alle Vorgänge der Ufer und der Seegehänge. Die dauernde Ablagerung strebt stets der größten Tiefe zu. Durch Abrutschungen erzeugte Fältelungen im Seeschlamm, wie wir sie so schön aus alten Seeablagerungen kennen (Molasse Oehningen), hat Nipkow noch nie getroffen. Das hier ins Spiel kommende Material wäre dafür zu weich, zu leicht suspendierbar.

Im Walensee ist die Seeschlammschichtung am Grunde nur mechanisch, nicht chemisch, und nicht so gefärbt, daß Jahre sich abzählen ließen. Offenbar ist hier der O_2 -Gehalt viel größer, das Quantum der aufzuzehrenden organischen Substanz viel geringer. Am 150 m tiefen Grunde des Walensees ist der Absatz schon ganz fein, nur selten etwas sandig. Eine zarte rötliche Färbung (vom Sernifit des S-Ufers, besonders vom Murgbach) tritt hie und da auf, aber offenbar unregelmäßig, nicht alljährlich. Nach Art der Seekreide kristallinisch abgeschiedenes $CaCO_3$ fehlt in den bisher gefaßten und untersuchten Proben vom Walensee, wohl weil das Plankton fehlt, das ihn durch CO_2 -Verbrauch ausscheiden sollte.

Eine systematische Fortsetzung dieser so erfolgreichen Untersuchungen, auch vergleichend in anderen Seen, kann noch manches wertvolle Resultat liefern.

S. 435 enthält Zusätze zum Abschnitt Molasse und Diluvium bis Dezember 1917.

Zum Abschnitt Juragebirge (S. 441—704).

S. 447. Kalisalzfrage der Schweiz, siehe Zusätze S. 547.

S. 450 Zeile 9 von unten. Im Jahre 1840 hat die pyrotechnische Gesellschaft Zürich eine, offenbar von ihrem damaligen Aktuar Arn. Escher v. d. Linth zusammengestellte, vorzügliche Aufzählung über alle bis dazumal bekannt gewordenen Kohlenvorkommnisse der Schweiz publiziert.

S. 458 Fig. 72, siehe Zusätze S. 547.

S. 466 und Bd. II S. 243 Nachschrift. Salzbohrungen in der Nordschweiz. Weitere Salzbohrungen sind in den letzten Jahren bei Coblenz, Zurzach, Rietheim und im Klettgau ausgeführt worden. Dazu kommt die Tiefbohrung auf Kohle bei Buix 7 km N Porrentruy (Bd. II S. 243 Nachschrift).

In allen Fällen hat sich wiederum die Regelmäßigkeit der stratigraphischen Stellung des Steinsalzes ergeben: Unter dem ca. 65 m mächtigen Hauptmuschelkalk folgt die „Anhydrit-Gruppe“ mit 80—90 m Mächtigkeit, bestehend aus Anhydritmergel und Dolomitmergel. Hierin, fast konstant 60 m unter dem unteren Rande des Hauptmuschelkalkes, liegt, wenn es vorhanden ist, das Steinsalz. In einem Komplex von Salzton von 20—30 m sind die Steinsalzschieben von 3—10 m Mächtigkeit verschieden verteilt. Meistens folgen als Basis des Steinsalzes 5 m kompakte Anhydrite, darunter ca. 5 m charakteristischer Stinkmergel, nochmals 3—5 m Anhydrit und dann die Mergel des Wellenkalkes mit *Myophoria orbicularis* (unterer Muschelkalk). Nach allen Erfahrungen kann man also in geologischer Prognose die Tiefe, in welcher das Salz, wenn es vorhanden ist, erscheinen wird, sicher angeben, nicht aber die Salzmächtigkeit. Die Bohrlöcher bei Zurzach (große Sodafabrik) haben in einer S—N laufenden Zone Steinsalz ergeben. Die 400 m weiter westlich liegenden Bohrlöcher wiesen steriles Gebirge auf, weitere 500 m W bei Rietheim wurde wieder Salz gefunden. Das Bohrloch in Siblingen durchstach bei 352,5 m Tiefe das Steinsalzniveau ohne Steinsalz, dasjenige bei Wilchingen 1921 ebenso bei 259 m. Das Salzlager reicht wahrscheinlich nicht nördlich bis ins Klettgau. Von großem Interesse ist, daß eines der Bohrlöcher bei Zurzach, das in 332—352 m Tiefe 20 m Steinsalz gefunden hatte, nun 1914 noch weiter abgeteuft wurde. Unter dem Wellenkalk und dem Buntsandstein traf man bei 416,24 m, ohne Perm und Permkalialze und ohne Carbon, den Granit. Wohl aber erschien im Granit eine Therme von 38° C. Bei der Kohlentiefbohrung in Buix (Elsgau) fand man das erwartete Keupersteinsalz nicht, wohl aber 60 m unter dem Hauptmuschelkalk in der Anhydritgruppe von 880 bis 950 m Tiefe den salzführenden Horizont des Muschelkalkes mit 50 m reinem Steinsalz!

(Notizen großenteils nach C. Schmidt, Texte explicatif de la carte des gisements etc.)

S. 497 und 498. Eisenerze, besonders des Aargauer Tafeljura.

H. Fehlmann, Die Fricktaler Eisenerze (bei Kümmerly und Frey, Bern, ohne Jahreszahl), enthält kartographische und Profildarstellung von A. Amsler.

C. Schmidt, Texte explic. carte des gisements . . . 1920.

A. Amsler, Vortrag Jahresvers. natf. Ges., Schaffhausen 1921.

Fehlmann bespricht zuerst die schweizerischen Eisenvorkommnisse überhaupt. In der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts waren noch 6 alte Hochofen in Betrieb: Ferrera Avers, Truns, Tinzen, Bellaluna, Plons bei Sargans, Ardon und Choindez im Jura. Einzig der letzte steht heute noch im Betrieb. Man schätzt, daß die gesamte Erzeugung an schweizerischem Roheisen in den letzten 100 Jahren etwa 700000 Tonnen betrug. Schweizerische Eisenvorkommnisse, die technisch in Frage kommen können, sind: Mont Chemin, Wallis, pneumatolytisch imprägnierte (?) Lagergänge von Magnetit mit Marmor und Fluorit, durch magnetische Messungen in verschiedenen Linsenzügen und in bedeutender Ausdehnung festgestellt. Gehalt des Erzes bis 57% Fe (S. 222). Chamoson, Wallis, Chamosit, 24—37% Fe, syngenetische Lager im oberen Dogger (S. 282), Mine 1910 m hoch gelegen. Erzegg-Planplatte, Unterwalden-Berner Oberland, Oberdogger-Eisenoolith 2000—2200 m hoch gelegen, aber ausgedehnter als die vorher genannten (vgl. Nachtrag zu Bd. II S. 283). Gonzen, vorherrschend Hämatit, daneben Magnetit und nesterweise Manganerz; syngenetische Einlagerung im Malmkalk, Fe = 55%, nach Qualität und Quantität des Erzes wohl das Beste, aber in der Lagerung sehr kompliziert (S. 288). Böhnerze im Jura weit ausgebreitet vom Randen bis Kt. Neuenburg, sehr unregelmäßig. Das gewaschene Erz hat 42% Fe, etwa 50% des Gesteines sind Bolus (Bd. I S. 529—544).

Außer den Genannten ist nun während und seit dem Weltkrieg ein schon im Mittelalter benütztes und noch vor 100 Jahren in Laufenburg verhüttetes Juraerz (S. 498) wieder aufgegriffen und in Untersuchung und Ausbeute genommen worden: Die Oberdogger-Eisenoolithe des aargauischen Tafeljura. Sie finden sich regelmäßig gelagert, sanft mit 5—8% gegen S bis SSE einfallend, zwischen den Dörfern Herznach und Wölflinswil auf eine SW—NE-Erstreckung von gegen 6 km und in einer Breite von 1 bis 2 km. Der N-Rand ist ein gelappter Erosionsrand, N Wölflinswil ist noch ein Stück durch eine N—S-Verwerfung verstellt; der S-Rand ist durch die Überschiebung des Kettenjura gegeben. Das Flözfeld mißt ca. 8 km². Der nördliche Teil liegt untief, z. T. zutage tretend unter der Plateauoberfläche, der südliche Streifen senkt sich unter die überragenden nördlichsten Ketten hinein. Amsler gibt folgende Profile:

Im E-Teil bei Herznach von oben nach unten, Gesamtmächtigkeit der Eisenerzschichten = 3,25 m; Malm: Argovien Birmensdorferschichten, 0,15 m Cordatus-Schichten (Oxfordien) knollig, Fe = 13,5%; Callovien: 1. Anceps-Athleta-Schichten: 0,65 m eisenoolithische Mergel mit Kalkknollen, Fe = 18,34%; 1,5 m reicherer Eisenoolith, Fe = 33,41%; 1,1 m ärmerer Eisenoolith, Fe = 29,10%; 2. Makrocephalusschichten und Variansschichten, Spatkalk. Im W-Teil bei Wölflinswil, Gesamtmächtigkeit der Eisenerzschichten = 5,05 m; Malm: Argovien Birmensdorferschichten, 0,35 Cordatus-Schichten (Oxfordien) Fe = 0%. Callovien: 1. Anceps-Athleta-Schichten: 1,20 m Eisenoolith, Fe = 30,31%; 1,10 m eisenoolithische Mergel, Fe = 19,19%; 2,10 m Eisenoolith, Fe = 33,75%; 0,65 m ärmerer Eisenoolith, Fe = 21,40%; 2. Makrocephalusschichten.

Die Erzbildung wird am mächtigsten und zugleich prozentisch eisenreichsten in der Region von Herznach und Wölflinswil und nimmt von da aus in allen Richtungen ziemlich rasch wieder ab. Das Erz ist ein Eisenoolith-Kalkstein. Die Grundmasse ist feinkörnig, reich an Echinodermentrümmern. Die Oolithe sind darin eingebettet, gleichmäßig groß, kaum über 1 mm Durchmesser. Das Eisen ist stets als Limonit vorhanden, metamorphe Eisenverbindungen wie Hämatit, Magnetit, Chamosit usw. fehlen. Eine typische Probe von Bärhalde ergab: SiO₂ 14,55; Al₂O₃ 8,57; Fe₂O₃ 33,78; FeO 3,17; CaO 16,6; MgO 1,18; P₂O₅ 2,49; CO₂ 11,80; H₂O 7,80. Dies ist Limonit = 42%, Eisen = 26,1%, Phosphor = 1,08%.

Das Eisenerz von Herznach—Wölflinswil entspricht den Minette-Erzen von Lothringen und Luxemburg, die aber etwas älter (unterster Dogger) sind. Fehlmann schätzt, daß im ganzen aus den vorhandenen Eisenerzen der Schweiz noch etwa 3—5 Millionen Tonnen Fe praktisch gewonnen werden könnten. Allein keine Kohlen! — Elektrische Verhüttung?

A. Amsler kommt auf Grundlage seiner Untersuchungen über die Doggereisenerze des aargauischen Plateaujura auf die Auffassung, daß, während Laterit und Bohnerztone die terrestrische Eisenanhäufung in Verwitterungsrückständen darstellen, eben solche (im vorliegenden Falle ältere, etwa der Liasfestlandzeit entsprechende) Rückstände, abgeschwemmt und im Meere umgelagert, die syngenetischen Eisenoolithe als marine Fazies ergeben haben.

S. 520 am Schluß des Titels der Tabelle, siehe Zusätze S. 547.

S. 545 Zeile 15 von oben. Zu der Bemerkung, daß die marinen Fazies des Mainzerbeckens auch noch S des Rheintalgrabens in den Kettenjura hineingreifen, sei noch nachgetragen, daß Gutzwiller oligocänen Meeressand (Tongrien oder Stampien?) gefunden hat in Rotteln, Lörrach, Stetten, Aesch, Dornach, Witterswil, Bättwil, A. Tobler in Wallschwiler, Andreae in Rädersdorf, Fr. Jenny (Verh.

natf. G., Basel 1906) bei Kleinlützel S der Blauenkette. Letzterer gibt eine Liste gut erhaltener Fossilien und fand den nach seiner Angabe tongrischen Meeressand von 12—13 m dem Sequan konkordant auflagernd. Die im Gange befindlichen neuen Aufnahmen der Schüler Buxtorfs im Laufenbecken, Delsbergerbecken usw. werden noch mehr über die Verbreitung des Rheintalgrabischen Tertiäres bieten.

S. 546 und S 641—647. Pliocänshotter im Jura-gebirge.

A. Buxtorf und R. Koch, Zur Frage der Pliocänbildungen im nordschweizerischen Jura-gebirge, Verh. natf. G. Basel, Bd. XXXI, 1919—1920.

Buxtorf und seine Schüler (E. Lehner und T. Keller, H. Liniger, R. Waibel, P. Stähelin und R. Koch) haben die pliocänen Geröllsande näher studiert. Sie bestehen aus lehmigen Sanden mit locker eingestreuten, gut gerundeten Geröllen von vorherrschend Buntsandstein, Quarzit und wenigen anderen Gesteinen. S Basel und gegen E sind es Schwarzwälder, gegen W Vogesengerölle. Alpine Geschiebe fehlen. Stellenweise (Kastelhöhe) erreichen die Gerölle mehrere Dezimeter bis 1 m Durchmesser! Sie zeigen keine Glazialschrammen, sondern oft Schlagfiguren. Im gelben lehmigen Sand stellen sich als Fazieswechsel Limonitkongkretionen ein, oder die Gerölle sind bald gehäuft (Konglomerate), bald spärlich. Der Hauptstrich mit großen Geröllen geht vom SW Schwarzwald erst der Rheinflexur entlang, dann quer durch den ganzen Jura über Birsegg, Laufenbecken E, Matzendorfer Stierenberg bis auf den Montoz und in einem anderen Zweig gegen den Blauen. Die Geröllsande liegen sowohl auf den Bergrücken („Höhenschotter“) als in den Becken („Tiefenschotter“), sie greifen diskordant über die Erosionsflächen aller Stufen vom Oxfordien bis über die sarmatische Juranagelfluh, von der sie ganz getrennt sind durch ihre total andere Zusammensetzung und diskordante Auflagerung. Als Transportmittel werden von Buxtorf Flußüberschwemmungen angenommen. Ich weiß zwar nichts Besseres, allein wo große Geröllblöcke liegen bleiben, bleiben nicht auch schon Sand und Lehm zugleich liegen, sondern diese werden noch viel weiter gespült.

Die Geröllsande sind schon von einer Menge von Beobachtern von sehr zahlreichen Stellen namhaft gemacht und verschieden gedeutet worden. Oft sind sie irrümlich zum Alpinglazialen genommen worden, oft zum Sundgauschotter (Bd. I S. 279 u. 280), einige haben sie als Pliocän erfaßt, manche für Auslaugungsrelikt der Juranagelfluh gehalten. H. Liniger hält sie für „Relikte der Hipparion führenden pontischen Vogesenschotter der Ajoie und des Bois de Raube“. Diese Geröllsande müssen nach ihren vielfach unterbrochenen und in den erhaltenen Resten in sehr verschiedenen Höhen gestellten Vorkommnissen älter sein als wenigstens die letzte Faltungsphase und Erosionsphase des Jura. Sie sind nicht in der Art in die Jurafaltung mit einbezogen wie die Molasse, aber sie sind doch gegenseitig stark verstellt worden. Die darübergehende größte Vergletscherung hat übrigens vieles verwischt und gestört. Buxtorf denkt sich den Jura in einer nachmiocänen Phase zur Fastebene (nach Art der heutigen Freiberge oder der Umgebung von Pleigne) abgetragen, über die dann die Decke der Geröllsande aus Schwarzwald und Vogesen angeschwemmt wurde, dann erst folgte die letzte Faltungsphase. Vielleicht führt dies auf die Jurafaltungs- und Abtragsphasen von Brückner. Vielleicht ist der Vorgang noch komplizierter, indem die Geröllsande in zwei ungleich alte, ähnliche Bildungen geteilt werden müssen.

In allen Fällen kommt Buxtorf zu der Annahme pliocänen Alters der Geröllsande. Aus der reichhaltigen Zusammenstellung von Buxtorf über die bisherigen Beobachtungen zahlreicher Forscher von zahlreichen Gegenden geht hervor, daß die pliocänen Geröllsande in mehr oder weniger wechselnden Fazies sich von

der Bresse durch einen großen Teil des Ketten- und des Plateaujura hinaus über das Randengebiet und den schwäbischen Jura bis Ulm erstrecken. Erst eine zusammenhängend vergleichende Untersuchung über das weite Gebiet wird die noch schwebenden Fragen vielleicht lösen können. Schalch hat in einem der Quarzitzerölle in Blumberg Graptolithen gefunden, was abermals für die nichtalpine, sondern nördliche Herkunft beweisend ist.

Aus der Lagerung der pliocänen Quarzitzeröllehme (vgl. auch Nachtrag zu S. 598) wird auf das Alter der Jurafaltung wie folgt geschlossen (briefliche Mitteilung von H. Liniger): „Ein wichtiger Teil der Jurafaltung hat sich schon in vorpontischer Zeit abgespielt. Nachpontisch aber haben sich einerseits am Außenrande des Jurafaltenbündels noch Überschiebungen vollzogen, ferner ist bei diesen Überschiebungen die pontische Peneplain in den S anliegenden Ketten verstellt worden, und endlich haben sich weiter im S die vorpontisch angelegten Gewölbe noch beträchtlich verstärkt.“

S. 547. Zusätze und Korrekturen zum Abschnitt Stratigraphie des Juragebirges, nämlich:

Zu S. 447 „Kalisalzfrage der Schweiz“.

Zu S. 448 (*Encrinus liliiformis*).

Zu S. 520 (Jeannet, Mitarbeiter von Tab. S. 520).

S. 553. (Notizen nach einem Vortrag von J. Früh, Geogr. Ges. Zürich 30. XI. 1921). Der Elsgauer Tafeljura unterscheidet sich in seiner Gestalt vom großen westlichen Tafeljura durch das Vorhandensein von Vorfalten und Klusen in demselben, das Fehlen hoher Plateauflächen und Stufen und tief eingeschnittener Täler. Dafür weist er andere Erscheinungen auf, die im östlichen Tafeljura kaum angedeutet sind: Die Verkarstung. Wo noch Molasse den Jura bedeckt, finden wir Bäche und Bachfurchen. Wo die Molasse abgetragen ist — glaziales Diluvium fehlt —, da treten die trockensten, leicht durchlässigen Kalksteine an die Oberfläche. Einsenkungen, Einbrüche über unterirdischen verborgenen Auslaugungen stellen sich ein. Ungezählte Trichter, vielfach mitten im offenen Feld, von weitem erkennbar an dem umrandenden Gebüsch, größere Einsenkungen, „Bassins fermés“ aller Dimensionen, viele Trockentäler, — Reste aus früheren Zeiten, jetzt abgestorben dadurch, daß das Wasser unterirdische Wege gefunden hat, sind vorhanden. Dem Wassermangel der Ortschaften ist durch Fassung und Zuleitung aus der Lomont-Terri-Kette jetzt meistens (besonders seit der Grenzbesetzung im Weltkrieg) abgeholfen worden. In nassen Zeiten treten die „Überschlucke“ der unterirdischen Wasserwege im Kalkgebirge auf: Gewaltige, kaum während dem vierten Teil des Jahres oder auch während nur wenigen Tagen fließende Quellen, Quellbäche und Quellflüsse. Gewöhnlich liegen deren Betten trocken, aber dicht begrast, und sie sind geschiebefrei. Die Quellen finden sich am Fuß der Kalksteinteilgehänge in den Taleinschnitten. Solche zeitweilige Flußquellen sind bei Queueve, Veudlincourt, Fontanex, Grandfontaine und an anderen Stellen vorhanden. Die Quelle le Creugenat fließt durch Porrentruy. Sie bricht 4—5 mal im Jahre hervor und fließt dann 1—2, selten bis 8 Tage lang. Sie ist der Überschluck des unterirdischen Abflusses des ganzen W-Zipfels des Elsgaues.

S. 576 „Morphologie des Aargauer Tafeljura“, siehe Nachtrag S. 704.

S. 598 oben. Überschiebungen am N-Rand des Kettenjura. Neuere eingehende Untersuchungen unter Anleitung von A. Buxtorf haben Hans Liniger ergeben, daß auf dem Stück, wo die Lomont-Terri-Vorburg-Kette N des Delsbergerbeckens das Überschieben unterläßt, die Überschiebung dafür bis 4 km weiter N hinausspringt in die Vorfalten des Kettenjura, und sich in der Bueberg-Ederswiler-Kette auf 700—1000 m Schubbreite vollzieht. Gegen W reicht sie wohl bis an den Gebirgsknoten um Rangiers, der hierbei im Hintertreffen steht. „Die Überschiebung muß postpontisch sein, denn die pontischen Lehme greifen unter die überschobenen Massen.“

Die ganz detaillierte tektonische Untersuchung des Kollisionsgebietes von Rheintalgraben und Kettenjura, wie sie durch A. Buxtorf mit seinen Schülern H. Liniger, W. T. Keller, Alfr. Waibel u. a. in die Wege geleitet ist, kann noch manche merkwürdige Einsicht ergeben.

S. 604 und 631 (Mitte) und 667 (Klusen). Faltung im Jura im Aufschluß durch Klusen. Von einem Schüler Buxtorfs, R. Elber (Verh. nat. G., Basel 1920) ist erschienen: „Geologie der Raimeux- und der Velleratkette . . .“ Der Verfasser bestätigt in diesem Gebiete die stellenweise vorkommenden-unharmonischen Faltungen, und sodann Teilungen von Gewölben. Die Arbeit ist durch vorzügliche Darstellung in Profilen ausgezeichnet, die Profile beiderseits der Klusen einander gegenüberstellend. Auch Elber findet keine tektonische Veranlassung, keine Brüche und keine Axialeintiefung, welche der Birs und den Klusen den Weg gewiesen hätten. Er sucht, wie wir, ihre Lage in präexistenten Talwegen.

S. 611. Verwerfungen im Kettenjura. Wir hatten gezeigt, daß die oligocänen Verwerfungen vom Schwarzwald, Rheintalgraben und Vogesen an oder doch schon nahe in den nördlichen Randregionen des Kettenjura erlöschten. In den Eclogae, Dez. 1920, berichten A. Buxtorf und E. Lehner von einem rheinischen Bruch, der N—S streichend, durch das Ajoie-Gebiet bei Vacherie dessous SW Pruntrut die nördliche Randkette trifft, an einer Stelle, wo dieselbe zur Überschiebung geworden ist. Die Bruchverschiebung, am Hauptrogenstein des Scheitels meßbar, beträgt 50 m Senkung der E-Seite. Der Verwerfungsbruch setzt auch noch weiter gegen S mit Streichen N—20°—E und 70—80° E Fallen fort, durch den Doubs in das Clos-du-Doubs westlich Montnoiron; er erlischt aber hier, bevor er Indevillers erreicht. Die Faltung hat sich von dem älteren Bruch nur wenig beeinflussen lassen. Der Bruch ist aber doch bemerkenswert, weil er weiter als gewöhnlich in den Kettenjura hineingreift. Der gehobene Hauptrogenstein war für Rauracien genommen und deshalb dieser Bruch früher nicht beachtet worden. Strichweise ist er auch in der Oberflächenform deutlich bemerkbar. Auf der Linie Lützel—Glashütte bei Pleigne und bei Roggenburg finden sich Querbrüche, die wohl schon aus dem Gebiete von Pfirt her überlaufen.

Im Gebiet der nördlichen Randkette SW Nunningen (Kt. Solothurn) hat E. Lehner bei Gilgenberg Querbrüche gefunden; einen derselben konnten Buxtorf und Alfr. Waibel später nach SW durch das Beinwiltal über Neuhof und Marchstein zur Scheltenmühle verfolgen, er zielt gegen die Roche du Creux (R. Elbers) und erlischt in der Raimeuxkette. Auf 14 km Länge durchneidet er 6 Ketten. Begleitbrüche laufen mit.

Ein anderer, damit ungefähr paralleler Bruch setzt im Riedberg S Bretzwil ein und streicht an den Scheltenpaß an der S-Seite der Hohen Winde. Es gibt noch mehr ähnliche.

Ob diese Brüche älter sind und aus dem Plateaujura einlaufen, oder ob sie nur dem Kettenjura angehören, vielleicht gar dem System der horizontalen Transversalverschiebungen sich einordnen, ist noch unbestimmt. Am einleuchtendsten scheint es mir, sie mit den Spuren der älteren SSW—ENE-Falten im Innern des Juragebirges zu verbinden (Nachtrag zu S. 633).

S. 613—626. Horizontale Transversalverschiebungen. *Eclogae*, Dezember 1920: H. Schardt, *Les cours d'eau pliocéniques et les accidents transversaux de la chaîne du Jura*. Schardt versucht hier, die mit den Transversalbrüchen zusammengehenden Furchen als Reste alter pliocäner Talfurchen von Flüssen zu deuten, die aus den Alpen kamen. Der spätere Horizontalschub habe die Faltung beiderseits der Talfurche für die höchsten Gewölbeteile verschieden gestaltet, die tieferen Teile der Falten aber seien davon unbeeinflusst. Er leugnet die Transversalverschiebung als primär-tektonische Erscheinung im Juragebirge. Diese Störungen sollen bloß Folgen präexistenter pliocäner Talwege sein. Wir nehmen von dieser Ansicht Notiz, halten aber an unserer früheren Darstellung fest.

S. 615. Querbruch Vallorbe—Pontarlier. In „Beiträge“ N. F. Lfg. 48 wird eine Monographie vom südlichen schweizerischen Teile der Querverschiebung von Vallorbe mit Spezialkarte Nr. 92 in 1:25000 von Nolthenius erscheinen, die reich an sorgfältigen Beobachtungen ist. Nolthenius kommt auf einen viel kleineren Betrag der Horizontalverschiebung in der Region S des Lac de Joux als wir, indem er andere Punkte der beiden Seiten des Transversalbruches als sich entsprechend annimmt. An der Stelle, wo nach seiner Kartierung eine sich ausspitzenende Kreidemulde ungebrochen beide Seiten noch verbunden hält (in der Nähe von Pré de l'Haut), hat er, so scheint mir, einen unbedeutenden Mitläuferbruch für die Hauptverschiebung genommen, während letztere erst westlich vom W-Ende seiner Kreidemulde vorbeiläuft. Oder der von E gegen W reichende Kreidezügel ist nur scheinbar mit der Kreidemasse im E verbunden, in Wirklichkeit davon getrennt durch die Verschiebung. Nolthenius scheint sich etwas im einzelnen zu verlieren. Dadurch, daß er die Querverschiebung nur da einträgt, wo sie zufällig so entblößt ist, daß er mit dem Taschenmesser hineinstoßen kann, und sie wie nicht vorhanden behandelt, wo sie sich verbirgt, gelangt er nicht zum richtigen Bilde der wirklichen großen Bewegung. Aber auch nach Nolthenius' Karte mißt die Transversalverschiebung oder Verschleppung an der Dent de Vaulion im Minimum 5 km.

S. 633 unterster Abschnitt. Delsbergerbecken. Gitterfaltung. Wir haben uns früher verwundert über zwei Sporne aus Malmrücken, welche die N-Randkette (Bretzwil—Vorberg—Terri-Kette) gegen SSW bei Vicques und Develier in das Delsbergerbecken hineinsendet. Dieselben verkrümmen auch etwas den Verlauf der Randkette, und sie streichen parallel der St. Brais—Caquerelle-Kette. Die neuesten Untersuchungen von A. Buxtorf mit Hans Liniger haben das merkwürdige Resultat ergeben, daß durch diese Sporne das Delsbergerbecken in drei, in Eocän und Molasse stratigraphisch faziell getrennte Becken zerfällt. Die Sporne müssen also älter sein als die Molasse, und sogar der Bohnerzzusammenspülung im Delsbergerbecken i. e. S. vorangegangen sein. Sie sind Andeutungen einer älteren schwachen SSW—NNE ziehenden Faltung dieser Regionen, die dann von der Hauptfaltung bis auf solche Spuren überwältigt worden ist. Die schiefe Stellung der St. Brais—Caquerelle-Kette im W des Delsbergerbeckens und der Abschluß desselben mit Querkette von Montsevelier bis S Mervelier im E desselben mag davon herrühren, daß die pontische Jurafaltung hier

eocäne Falten benützt oder auch reaktiviert und überwältigt hat. So sieht denn auch H. Liniger in den älteren SSW—NNE-Falten die Ursache dafür, daß im Kettenjura die Anordnung der Kettenanfänge, der Überschiebungen, des axialen Aufsteigens von Mulden und Ketten, ferner der Kernauswechslung so oft in SW—NE-Zonen sich anordnen. Durch die Hauptjurfaltung sind dieselben dann von ursprünglich mehr SSW—NNE in SW—NE-Richtung gedreht worden. „Der N schweizerische Kettenjura stellt sich so dar als ein Gebirge mit Gitterfaltung“ (H. Liniger). Es muß eine Karte dieses Gitterbaues versucht werden. Die Juraforschung ist in vollem Gange und noch manches Merkwürdige ist zu finden.

S. 637 unten. Sackung Günsberg. Die Rückwärtsüberschiebung der Weißensteinkette gegen Günsberg wurde z. T. darauf zurückgeführt, daß das Land gegen S relativ offen und frei lag. In Wirklichkeit zeigt die Zone von Günsberg nicht nur ein tektonisches Überbiegen und Hinaussinken der Weißensteinkette, sondern ein Absacken eines langen Stückes in Bergsturzform. Die Gesteinszonen sind zerbrochen und verstellt. Karl Wiedenmayer (Schüler von A. Buxtorf), der dort eingehend geologisch kartiert hat, konnte nun verfolgen, daß am südlichen Rande der Weißensteinkette von Niederwil bis gegen Niederbipp eine tiefe Rinne in der Molasse vorhanden war, wohl der Vorläufer des Siggernflüßchens. Die S Flanke der Weißensteinkette wurde dadurch untergraben, brach ein, füllte das Ur-Siggerental und verdrängte die Siggern daraus gegen S. Dies war vor der größten Vergletscherung, denn die Moränen derselben bedecken die mächtigen Füllmassen über dem zugeschütteten Tälchen.

S. 641—647. Das Alter der Jurfaltung, so wie wir es hier dargelegt haben, hat sich vollauf bestätigt und noch etwas näher gliedern lassen mit Hilfe der pontischen Quarzitzeröllehme, wie angegeben im Nachtrag zu S. 546, besonders Schlußsatz, und zu S. 598. Dazu kommt noch als neu, daß schon eocän eine ganz schwache, anders gerichtete Faltung in einzelnen Gebieten bestanden haben muß, die von der Hauptfaltung bis auf lange übersehene Reste überwältigt und verdeckt worden ist (Nachtrag zu S. 633).

S. 671. Eingetieftte Serpentinien des Doubs. Der Doubs hat vielfach, wo er im Boden von Muldentälern fließt, alle Molasse längst ausgeräumt und die im breit ausgespülten Molassetal angenommenen Serpentinien dann nachher durch den Malm hinab eingetieft. Auf manchen Strecken hat diese Eintiefung den Charakter einer von hohen steilen Wänden begrenzten Erosionsschlucht. Die „Méandres encaissés“ des Doubs unterhalb St. Ursanne sind die schönsten des Jura. Sie lassen sich am ehesten vergleichen mit denjenigen der Saane, sie sind aber im festen Jurakalkstein und im Faltengebirge drin doch die auffallendere Behauptung der Flußerosion, als diejenigen der Saane in der Molasse. Der merkwürdige Lauf des Doubs ist wohl aus einer Kollision von Erosion mit gleichzeitiger Dislokation zu erklären.

S. 688. Bergstürze im Jura. An steilen Flußborden des Doubs haben vielfach Bergstürze oder langsame „Sackungen“ von Gebirgsstreifen stattgefunden. Dieselben haben häufig zu Schwellen und dadurch zur Stufung des Längsprofils des Doubs geführt, welche jetzt vielfach für Wasserkraftanlagen benützt werden. Nicht selten haben diese Bodenbewegungen zu Flußverlegungen und zu Talepigenesen geführt. Solche Bergstürze finden sich außer unter dem Lac des Brenets auch bei La Goule bei Noirmont (historischer Bergsturz von 1536), bei Soubey, Goumois, und wahrscheinlich bei Chercenay und Côte des Bringuets (A. Buxtorf und E. Lehner, *Eclogae*, Dezember 1920).

Vgl. ferner Sackung Günsberg—Wiedlisbach, Nachtrag zu S. 637.

S. 704. Nachtrag zu S. 576. „Morphologie des Aarg. Tafeljura“, Nachtrag zum Druckfehlerverzeichnis S. 440.

Nachträge zu Band II, Alpen.

S. 32 oberes Drittel. Den Notizen über den Widerspruch gegen den alpinen Deckenbau hätte hier auch noch ein Abschnitt angehängt werden können über die Spuren von Deckenbau, die auch in anderen Gebirgen schon erkannt worden sind. Diese Erkenntnisse in historischer Folge und unter gerechter Würdigung der Beobachtungsleistungen der verschiedenen Forscher hier darzustellen, würde zu weit führen und kann dereinst viel nützlicher geschehen, wenn dieselben noch ein gutes Stück weitergediehen sein werden. Erscheinungen von der Art des Deckenbaues sind in den Alpen, vor allem in den Karpathen nachgewiesen (z. T. durch die Petrolbohrungen), Thörnebohm hat solche in Skandinavien, die französischen Geologen in den Pyrenäen, Fichet in Algier, Lugeon und andere in Sizilien und Marokko, A. Tobler und A. Buxtorf am S-Rande des Himalaja gefunden. Die Entdeckungen greifen immer weiter und werden sicherlich eine gewisse Allgemeinheit der Erscheinung flach überschobener Falten ergeben, wenn wir auch ferne davon sind, zu meinen, das müßte nun der durchgreifende Baustil aller Kettengebirge sein.

Schon in einer Zeit, da die Formel der „nappes“ (Decken) noch nicht geprägt war und die Glarnerfalten noch die einzigen großen festgestellten liegenden Falten waren, haben zuerst die schottischen Geologen, besonders Peach und Horne, ausgedehnte flache Überschiebungen in N-Schottland gefunden.

Lapworth verkündigte sie als „the secret of the Highlands“ und „the glaronease double-fold in Scotland“. Im Jahre 1912 nahm ich an einer Exkursion in die „Assynt-region“ unter Führung von Peach und Horne teil. Gewiß ist das große Phänomen der Überschiebungen das gleiche dort wie in den Alpen. Eine genauere Vergleichung würde wohl noch wertvolle Gesichtspunkte liefern, denn die mechanischen Fazies von Schottland und den Alpen sind verschieden. Der Unterschied mag z. T. darauf beruhen, daß die Gebirgslieder dort in der Regel viel weniger feingeschichtet, viel klotziger sind, besonders aber darauf, daß die Erscheinung in Schottland wahrscheinlich viel älter und der Abtrag viel weiter vorgeschritten ist. Nur tiefe wurzelnaher Regionen von Überschiebungsfächen mit einigen Verkehrtchenkelresten, die älteren Massen über den jüngeren, sind zu verfolgen. Aufgebrandete oder tauchende Faltenstirnen, liegende Gewölbeumbiegungen, Einwicklungen sind nicht sichtbar, sogar Muldenumbiegungen sind kaum vorhanden. Auch noch andere, vielleicht tiefere Ursachen mögen an den Unterschieden mitbeteiligt sein. Ich bewundere die Beobachter, die aus diesen Resten die große Erkenntnis geschaffen haben, und es wäre mir ein Glück gewesen, Peach und Horne wie einst Lapworth die alpinen Überfaltungen und Überschiebungen zu zeigen mit ihren aus den Wurzelstielen entwickelten und noch erhaltenen tertiär-jugendlichen Faltenbläten (Alb. Heim: Erinnerungsblatt, mit Porträt von Peach und Horne, Sept. 1912, Selbstverlag).

Seither sind nun neu in SW-Schottland von Bailey, Mac Gregor, Anderson und Read liegende Falten nach Art der penninischen mit guten Umbiegungen und Mittelschenkeln gefunden worden. Sie sind von paläolithischen Eruptivstöcken wie mit Nietbolzen durchlöchert worden, etwa vergleichbar dem Bergellermassiv. Es war noch nicht möglich, die Altersschichtfolge der Schichten festzustellen und damit Gewölbe und Mulden zu unterscheiden, und zu bestimmen, ob der Schub aus SE oder NW gekommen ist.

Tabelle S. 38. In der Vertikalreihe „Kreide“ sollte statt Cenomanbreccie besser Gosauconglomerat gesetzt werden.

S. 59—61 u. 499—501. Ophiolithe im Bündnerschiefer. Ergänzung zu S. 501 drittes Alinea.

Die älteste Beobachtung über CM, erzeugt durch Ophiolithe im Bündnerschiefer, stammt von B. Studer, der 1851 schreibt: „In der Nähe des Serpentes sind die Belemniten führenden Bündnerschiefer des Engadins in Grünschiefer und Glimmerschiefer umgewandelt.“ Zu den S. 501 aufgeführten Beobachtern von CM an Ophiolithen sind noch ergänzend zu nennen: Steinmann, Ball, Grubenmann, Dyhrenfurth, Cadisch.

Für die Bestimmung des Alters der Ophiolithintrusionen führten die früheren Beobachtungen auf: wahrscheinlich vor Malm. Neue Beobachtungen ergeben mehrfach mit Sicherheit nach Malm: R. Staub fand Einschlüsse von Bündnerschiefer und Radiolarit im Gabbro des Piz Platta. 1921 sah Cadisch bei Arosa Ophiolithe, welche als Überguß und Injektion in Aptychenkalk und Radiolarit (Malm) und in grünen Schiefen (Kreide?) in primärem Kontakt untereinander in der Aroserschuppenzone auftreten. Er fand in einem Block Bruchstücke von Radiolarit als Kerne in den Variolen des Variolites. Damit sind die Ophiolithausbrüche z. T. an den Schluß der Malmzeit verlegt.

Als durch die Ophiolithe erzeugte Kontaktmetamorphosen sind bisher gefunden worden:

An altkristallinem Grundgebirge: Biotitphyllite, Biotitgranatgesteine, Garbenschiefer mit Alkalihornblenden und Riebeckit, Diopsid—Hornblende—Titanit—Klinozoisit—Biotitgesteine; Stoffzufuhr besonders Alkalien und Titansäure.

An Karbonatgesteinen von Trias und Lias: Diopsidfelse, Vesuvian und Tremolitfelse, Granatfelse, Ophicalcite, Silicatmarmore, Andraditfels, Epidotgesteine, Marmor voll blauer Alkalihornblende.

Manche dieser CM sind verquetscht und teilweise zerstört durch die alpine DM. Indessen geht dies glücklicherweise selten bis zur Unkenntlichkeit. Daraus ist ersichtlich, daß die Intrusion der Ophiolithe nicht etwa eine gleichzeitige Begleiterscheinung der alpinen Tertiärdisklokation ist, sondern derselben vorangegangen war. Es geht dies übrigens auch daraus hervor, daß alle alpinen Tertiärgesteine von Intrusionen von Ophiolithen frei sind, dagegen ihre Konglomerate davon Gerölle enthalten:

S. 61—65 u. S. 584. Kontaktmetamorphosen am Bergellermassiv. R. Staub (Vierteljschr. N. G., Zürich 1920) hat eine Studie veröffentlicht „Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden“. Hierin befindet sich eine Übersicht über die Kontaktmetamorphosen am Bergellermassiv. Der tertiäre Bergeller Granit ist in Kontakt zu beobachten mit der Adula-, Tambo-, Suretta- und Margna-Decke, und zwar mit den altkristallinen Gesteinen dieser Dn. wie mit ihrem Carbon, Trias und Bündnerschiefer samt Ophiolithen (Prasinite, Serpentine sind am Kontakt rückverwandelt in Peridotite und Pyroxenite). Die direkte Höhendifferenz entblößter Kontaktstellen beträgt bis 2000 m. Staub unterscheidet einen „Epikontakt“ an den topographisch und tektonisch höheren Gesteinen mit allen Übergängen zu einem „Katakontakt“ an den tieferen. Die Umwandlung am höheren ist bescheidener, die Stoffzufuhr geringer, der Kontakthof nur einige bis 20 m breit. Gegen den Katakontakt geht die Umwandlung in Mineralisation und Stoffzufuhr viel weiter und durch ganze Schichtkomplexe hindurch, Kontakthöfe von einigen Kilometern Breite bildend. Im letzteren Falle trifft man alle Übergänge

von Intrusionsgesteinen bis zur vollständigen Einschmelzung. Entsprechende Steigerung erfährt nach der Tiefe auch die endogene CM. Hier zeigt sich, daß die aufgeschmolzenen Glimmerschiefer und Gneismassen den Intrusivgranit wenig beeinflussen, die Kalke, Dolomite, Amphibolite und Serpentine dagegen ihn zum Tonalit gemacht haben. Die Mannigfaltigkeit der CM am Bergellermassiv ist durch die ungleichen Tiefen und durch die wechselvolle Beschaffenheit der durchbrochenen Gesteine ganz gewaltig, und ihre Erhaltung ist vollkommen und frisch, weil jünger als die alpine Dislokation. Von einem genaueren Studium dieses Gebietes sind noch wichtige Einblicke in das Intrusionsphänomen überhaupt zu erwarten, die an anderen Orten sich nicht gewinnen lassen. Seither haben auch Hugi, Hirschi und Fr. Weber das Bergellermassiv besucht. Sie fanden außer den schon namhaft gemachten Kontakterscheinungen auch noch besonders große Beryllkristalle, Diopside und ferner Orthit und Orthit-Biotitschiefer im Granit.

S. 65 siehe Nachträge S. 587 und S. 849.

S. 106 oben: Serizitbildung. Neuestens wird Serizit auch für ein pneumatolytisches oder hydrothermales Kontaktmineral angesehen. Wir hatten ihn stets als ein typisches Dm-Mineral kennen gelernt. Er eignet sich als solches aus zwei Gründen: Er ist dichter als die Tongesteine und Feldspäte, aus denen er meistens entsteht, und er ist ausgezeichnet gleitfähig. So treffen wir ihn denn massenhaft in allen alkalihaltigen Tongesteinen, denen Druckschieferung aufgezwungen worden ist. Laminierte, gepreßte sedimentäre Tonschiefer, Mergel, tonige Sandsteine, Konglomerate verschiedener Art und ebenso Gneise, Granite, Porphyre und viele andere sind geradezu in Serizitschiefer umgewandelt. Die feinen seidenglänzenden Serizitflächen als Flächen der Differentialbewegungen durchziehen ganze Gebirgskomplexe und verstärken sich auf Überschiebungsflächen, Scherflächen usw. auch da, wo keine andere Spur pneumatolytischer Einwirkungen bemerkbar ist und nur Bewegung unter Pressung tätig war. Der Serizitgehalt alpiner Gesteine nimmt rasch zu mit ihrer alpin tertiären Quälung und ist völlig unabhängig von der Nähe eines alten Intrusivgesteines. Daß pneumatolytische Nachwirkungen der paläozoischen Granitintrusionen sich während des ganzen Mesozoikum nicht gerührt, dann bei der tertiären Alpenfaltung Serizitisierung gebracht hätten, ist für mich unannehmbar. Warum tritt die Serizitisierung in Zonen intensiv auf, die durch nicht serizitisierte Gesteine von den Intrusiva getrennt sind? Ich denke, weil die Serizitisierung keine Pneumatolyse, sondern DM ist. Sie fehlt in den Gesteinen und auf den Schubflächen des klüftigen Juragebirges, obschon dort der carbonische Granit nur einige bis höchstens 2000 m tief liegt, weil die mechanische Bewegung zu gering war und dabei die hohe Belastung fehlte. Sie erfüllt dagegen die gestauten und zerknitterten Zonen der Alpen bis in den Flysch der penninischen Dn., wo der Granit erst 10000 m tiefer liegt. Die Serizitisierung überzieht am allerschönsten die Laminationsflächen und Streifen derjenigen Granite und Porphyre, die selbst Träger dieser vermeintlichen Pneumatolyse sein sollten, und er fehlt in denjenigen (Bergeller-M.), die nicht alpin gequetscht worden sind. Wer die Serizitisierung und Chloritisierung in den Alpen allseitig gesehen hat, weiß, daß sie im allgemeinen eine Folge der alpinen (tertiären) DM und keine ausklingende CM ist!

S. 109. Unter spezifischen Mineralien ist links bei CM zuzusetzen: Chiastolith; er entspricht dem rechts unter DM angeführten Sillimanit, in den sich der Cm Chiastolith durch DM umwandelt.

S. 126—189. Aarmassiv.

S. 148 bemerkten wir: „das Aarmassiv bietet der Forschung noch ein weites Feld“. Dies gilt von den Zentralmassiven überhaupt. In den letzten Jahren ist denn auch eindringend und systematisch beobachtet worden: im westlichen Teil des Aarmassives in vorherrschend petrographischer Richtung von E. Hugi und seinen Schülern, am N-Rand in mehr tektonischer von Arbenz und seinen Schülern (Müller, Morgenthaler, W. Scabell, C. Rohr u. a.) und von Collet mit Reinhard und Paréjas. Der östlichste Teil ist von Fr. Weber eingehend durchforscht. Im Gottthard hat P. Niggli, im Gebiete der Aiguilles Rouges hat Lugeon's Schüler Oulianoff, Hugi und Paréjas beobachtet. Es ist nicht möglich, die daraus für uns sich ergebenden Nachträge so zu zerhacken, daß sie Seite um Seite, Linie um Linie unserer bisherigen Darstellung S. 126—189 oder bis S. 258 eingefügt werden könnten. Vielmehr notiere ich hier die wesentlichsten neuen Entdeckungen nach ihrem Inhalt geordnet und setze nur hie und da unsere entsprechenden bisherigen Seitenzahlen dazwischen.

Die altkristallinen Gesteine der autochthonen Zentralmassive, besonders des Aarmassives (zu S. 122—258).

Die Untersuchungen von Hugi und Huttenlocher richten sich besonders auf die altkristallinen Gesteine, im besonderen die Intrusiva und ihre Kontaktwirkungen. Indem ich versuche, das Wesentliche, Neue in Kürze hier nachzutragen, stütze ich mich vorherrschend auf:

E. Hugi und H. Huttenlocher, Aarmassiv-Notizen, Manuskript zur beliebigen Benützung überreicht an Albert Heim, Frühling 1921. Heinrich Huttenlocher, „Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassives“, Jahrb. d. philos. Fak. Univ. Bern 1921. E. Hugi, Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen“, Eclogae 1921.

P. Niggli („Über magmatische Destillationsvorgänge“, Zeitschr. für Vulkanologie 1919 und „Die leichtflüssigen Bestandteile im Magma“, Preisschrift der Jablonowskischen Ges., Leipzig 1920) hatte die Erscheinungen der „Abkühlungsdestillation“ eines großen erstarrenden Magmas festgestellt: Durch Erstarren des Schwerflüchtigen mit direkter Hitze-Kontaktmetamorphose (CM) am umgebenden Gestein wird ein leichter flüchtiger Rest ausgeschieden. Dies führt zur Steigerung des Dampfdruckes. Die Widerstände werden überwunden, und der bewegliche Rest dringt mit hoher Dampfspannung ins Nebengestein, bildet dort pneumatolytische Intrusionen (Aplit- und Pegmatitgänge) und bedingt pneumatolytische CM in weiterer Ausdehnung. Sinkende Temperatur führt zu mehrfachen Phasen neuer Erstarrung und Abgabe anderer noch flüchtigerer Gase, so daß repetitive Phasen pneumatolytischer Intrusion und CM sich geltend machen. Fällt die Temperatur unter die kritische Temperatur des leichtflüssigen Magmarestes, so geht die pneumatolytische Injektion und CM über in die juvenil hydrothermale CM, die ein langsames Ausklingen der Eruptivität vermittelt.

Die Erscheinungen solcher Phasenabspaltungen vom Magma und ihre Ausscheidungsfolge im durchtränkten Nebengestein sind an alpinen Granitmassiven bisher noch nicht geprüft worden. Dies zu tun war der Hauptgesichtspunkt für die Untersuchungen von Hugi und seiner Schule. Hugi bleibt aber nicht beim Aar-M allein, denn „Aare-, Gotthard-, Aiguilles-Rouges- und Mont-Blanc-M. gehören einem großen einheitlichen Intrusionssystem granitischer Magmen (Vikarierende Spaltenergüsse) an“. Das Hauptresultat, zu dem er gelangt, sagt uns, daß die Umwandlung der paläozoischen Sedimente in altkristalline Schiefer hauptsächlich durch CM von den Granitintrusionen aus bewirkt worden sei, und daß in größter Ausdehnung dabei die pneumatolytische Phase in Wirkung war. Die in den Paraschiefern eingeschlossenen Stöcke und Linsen älterer, meist basischerer Eruptiva werden in der ganzen Be-

trachtung bisher noch wenig beachtet. Die vom Granite ausgehende aplitische, pegmatitische und zuletzt und zu äußerst quarzporphyrische Durchaderung der Schieferhülle des Granites ist Weg und Träger der Metamorphose.

Dabei findet Hugi und seine Schüler die Erscheinungen an verschiedenen Granitintrusionen verschieden: Am Gasterngranit (S. 130) gegen E (Innertkirchnergranit S. 131) und am Erstfeldergranit (S. 132 u. 133) gegen W gibt es Durchmischung von Granit und Schieferhülle (Fleckengranite, glimmerreiche und pinitreiche endogene CM, durch Resorption und Einschmelzung verwischte Grenzen usw.). Am zentralen Aaregranit dagegen gibt es keine Mischgesteine im Kontakt. Die Grenze vom Granit an seine Schieferhülle ist stets ganz scharf, ebenso die Grenze allfälliger im Granit liegender Schieferbrocken (S. 140).

Hugi nimmt die Altersfolge an: 1. Unter Carbon: Intrusion der Erstfelder Orthogneise, 2. erste herzynische Faltung, 3. Intrusion der Innertkirchner-Gasterngranite und des Aiguilles-Rouges-Granites, 4. zweite herzynische Faltung, 5. Obercarbon Intrusion des Aaregranites, 6. Hauptfaltung der Alpen „und letzte postvulkanische Nachwirkungen“.

Als Erscheinungen dieser nicht nur hunderte, sondern tausende von Metern weit von der Granitgrenze hinausreichenden pneumatolytischen CM werden durch die eingehende Prüfung gefunden:

1. Stoffe, welche die pneumatolytische Imprägnation aus dem Magma in die Schieferhüllen des Granites gebracht hat, sind: F, Cl, K, Na, Ti, Ce, Mn, B, Fe, W, Mo, Ca, P, S, Si, Graphit.

2. Stets und überall finden sich in der Schieferhülle zonar gebaute, durch Manganoxyd braunviolett gefärbte Apatite.

3. Titanit und Orthit sind allgemein verbreitet, meist als Einschlüsse in basischen Mineralien.

4. Quarz, Feldspäte, Apatit, Titanit und Calcit haben oft eine dunkelgraublaue Farbe im Banatit und Pegmatit selbst wie im Cm Schiefer, herrührend von einer ungeheueren Masse von Flüssigkeitsporen und Gasporen oft mit vibrierender Libelle — charakteristisch für die Dampfwirkung.

5. Reichliche Feldspatisierung.

6. Na-Zufuhr mit Albitisierung.

7. Zusammen mit Quarz, oft erst 1—2 km vom Granitkontakt entfernt, folgt Imprägnation mit Quarz, Turmalin, Scheelit, Kalksilikaten und Erzen („Skarn“-Bildung).

8. Als Kontaktgesteine sind entstanden mit vom Kontakt weg abnehmender Kristallinität: Amphibolglimmergneise, Amphibolzoisitfels, Biotitgneise, Biotithornfelse, Kalkglimmerschiefer, Epidotchloritschiefer u. a.

Der Granit der Aiguilles Rouges (S. 236) ist umgeben von einem Hof von Glimmerhornfelsen (S. 237/38), reich an Aplit, Pegmatit und Quarzporphyrgängen, die die Träger der magmatischen Einwirkung waren. Außerhalb folgt eine Zone von „Schistes feldspathisés“ mit Na-Zufuhr, Albitisierung und Vererzung (Mine von Salanfe). Als hydrothermale Produkte werden die Barytgänge mit Fluorit, Quarz, Hämatit, Malachit und sogar die Serizitierung des Gesteins angesehen.

Die pneumatolytische CM greift quer zur Schieferung viel weniger weit als in der Schieferungsebene. So finden sich ihre Produkte am ehesten vor den ausgespitzten Enden der Massive (Lagerstätten am Montchemin [S. 222]). Die Pegmatitgänge selbst sind sehr mannigfaltig. Es gibt Turmalin-, Mangan-, Fluorit-, Calcit usw. Pegmatite.

Hugi erklärt nun auch die ganze 3—4 km breite Tremolaserie (S. 195—197) am S-Rand des Gotthard für pneumatolytisch-hydrothermale CM des Gotthardgranites. Man muß sich fragen, warum dieser gleiche Granit in keinem anderen Massiv etwas Vergleichbares erzeugt habe. Wenn aber sogar der laminierte Andermatt Malmarmor (S. 102 u. 206) der Intrusionswirkung der paläozoischen Granite verdächtigt wird, so irrt man sich nach meiner Überzeugung.

Wir anerkennen mit Freuden, daß Hugi und Huttenlocher unsere Kenntnisse und Vorstellungen über die Bedeutung und Ausbreitung der CM im weitesten Sinne für alle unsere altkristallinen Schiefer der Zentralmassive auf einen neuen Boden gebracht und mächtig erweitert haben, und daß auf dem eingeschlagenen Wege noch weitere sehr bedeutende Erkenntnisse gefunden werden können. Indessen können wir uns des Eindruckes nicht erwehren, daß man nun auf dem Punkte ist, zu weit zu gehen, wenn man pneumatolytische DM durch die carbonischen Granitintrusionen „durch ganze Erdperioden fortdauern“ und ihre Nachschübe bis in die Alpenfaltung und die Zeit nachher sich ausgedehnt denkt und annimmt, es gebe „einen lückenlosen Übergang von den pegmatitischen Minerallagerstätten zu den Drusen und Kluftmineralien“. Dislokation soll die Intrusionsnachschiebe aller Art jeweils „neu belebt“ haben, und es sollen die thermalen Wasser „mit juveniler Kraft die früheren Eruptivwege geöffnet und wieder benutzt“ haben.

Für diese und ähnliche Annahmen finden wir aber auch bei Hugi keine Beweise. Das Vorkommen eines Minerals mit pneumatolytischem Stoff in einem klaffenden Drusengang, das Vorkommen von Fluorit in einer Triasarkose oder einer Valangienkluft usw. sind kein Beweis dafür, daß Pneumatolyse oder juveniles Thermalwasser diese Minerale dorthin gesetzt habe, wo wir sie jetzt finden. Dämpfe mögen in paläozoischer Zeit diese Substanzen aus dem Magma in die altkristallinen Schiefer gebracht haben, aber seither können sie ihren Platz öfter und durch verschiedene Vorgänge gewechselt haben. Vadoses Thermalwasser kann dabei geholfen haben. Ein übermäßiger Sprung liegt zwischen Hugi's Intrusion des Aargranites und der Hauptfaltung der Alpen. Tatsache ist, daß die Grenze zwischen den Cm altkristallinen Gesteinen und der Trias eine scharfe, durchgreifende ist. Erst ist die alte Oberfläche aberodiert worden, die Abkühlung konnte tiefgreifen, und während einer Reihe von Millionen Jahren lagen die alterstarren Eruptivnarben hunderte und tausende von Metern tief unter Meer. Und als einmal in anderen Zonen der Alpen Magma zum Durchbruch kam, war es ein total anderes Magma (Ophiolithe) auf anderen Bahnen, nicht eine Nachwirkung der Granitintrusionen. Kein Träger pneumatolytischer DM, kein Porphyrgang, kein Pegmatitgang, kein Aplitgang greift im Gebiet der autochthonen Zentralmassive über das Paläozoikum hinaus. Wo soll die Fortdauer der granitischen Intrusivwirkung zu erkennen sein? Mit der großen Grenze zwischen Altkristallin und Trias, die nicht nur durch die Alpen, auch durch Schwarzwald und Vogesen u. a. schneidet und mit dem Ablauf der mesozoischen Aera hatten die Nachwirkungen der Granitintrusionen längst ihr Ende gefunden. In den tausenden von Metern Trias, Jura, Kreide und Tertiär, die sich über den alten Granitnarben abgesetzt haben, findet sich weder in Schwarzwald, Vogesen noch Alpen eine sicher nachweisbare Spur einer direkten minerogenetischen Nachwirkung der Granitintrusionen des Paläozoikums. Auch Hugi hat bisher solche nicht nachgewiesen.

Die einzige Spur einer weitausgebreiteten tele-pneumatolytischen Kontaktwirkung, die man bis jetzt in den Alpen kennt, ist der etwas erhöhte Na-Gehalt (sich oft äußernd in Albitgehalt) der Bündnerschiefer zwischen den tieferen penninischen Decken. Die Sedimentmäntel der autochthonen Massive, obgleich dem Zentralgranit viel näher gelegen, zeigen nichts davon. Man kann die Na-

Zufuhr den nächsten Ophiolithen der Bündnerschiefer oder nach ihrer Verbreitung noch viel eher dem unterliegenden Granitbad des jungen Bergellermassives zuschreiben, viel eher, als daß man sie sich als eine Fortsetzung der paläozoischen Intrusionen ins Tertiär hinein denkt!

Wo in der Geschichte der Erde will man einen größeren vollständigeren Unterbruch finden als zwischen der Granitintrusion in Carbon und der tertiären Alpenfaltung?! Dieser Einschnitt in der Geschichte der Alpen darf nicht mit bloßen Vermutungen und Annahmen übersprungen werden.

Sehr viele Mineralien können auf verschiedene Art entstehen. Die Art des Vorkommens ist danach oft verschieden. Daß in einem Feldspat durch pneumatolytische CM kleine Serizitschüppchen, fein zerteilt, entstehen können, will ich nicht in Abrede stellen. Allein wenn der Serizit massenhaft auf feinen Gleitflächen und Strecklinien ein laminiertes Gestein durchsetzt, so ist er durch DM entstanden. Wenn ein carbonischer Quarzporphyr, die letzte Intrusion aus einem paläozoischen Granitstocke, einige geologische Perioden später in Zusammenhang mit der tertiär-alpinen Tektonik laminiert, lineargestreckt und serizitisiert ist (Taf. IV), so wird diese Serizitbildung wohl nicht eine vom alten Muttergranit ausgehende CM sein. Die altkristallinen Schiefer zwischen den Granitlakkolithen der Zentralmasse haben erst CM, dann mehrere geologische Perioden nachher DM erfahren. Es liegt jetzt ein Palimpsest vor. Da gilt es also zu unterscheiden, was CM und was DM getan hat. Wenn wir hie und da vielleicht zu viel der DM zugeschrieben haben, so fällt man jetzt in den entgegengesetzten Fehler. Die Serizitierung und Chloritisierung der Feldspäte und Biotite des Granites selbst gehen zusammen mit seiner alpinen Druckschieferung und Bewegung. Soll nun aber der gleiche Vorgang in den anliegenden Schiefen Pneumatolyse sein?

An der Richtigkeit von Hugi's Beobachtungen zweifeln wir nicht, nur können wir seinen daraus gezogenen Schlüssen nicht ganz folgen. Die enorme Lücke zwischen den paläozoischen Granitintrusionen und den heutigen Alpen überspringt Hugi mit der Behauptung eines lückenlosen Zusammenhanges von den alten Intrusionen bis in die alpinen Mineraladern hinauf. Diese Behauptung begründet er mit zwei beobachteten Erscheinungen: 1. Die Serizitierung auf den alpinen Schubflächen wird für pneumatolytisches Eindringen der Dämpfe oder der hydrothermal juvenilen Wasser auf den alpinen Dislokationsklüften angesehen. 2. Es soll klaffende alpine Mineraladern geben, die die direkte Fortsetzung alpnpneumatolytischer Gänge nach oben darstellen. Im ersten Fall wird die DM für CM genommen. Im zweiten handelt es sich um seltene Ausnahmefälle, deren Entstehung anders natürlicher gedeutet werden kann: Die Festigkeitsdifferenzen im Gebirge konnten in den letzten Phasen alpiner Dislokation leicht zum Aufreißen einer neuen Kluft gerade am Rande und in der Fortsetzung eines alten Ganges führen. Vadoses Thermalwasser hatte es dann leicht, die nahen Magmasubstanzen aus den paläozoischen Intrusiva und Kontaktgesteinen zur Mineraladerbildung in die neue Kluft zu sammeln. Es handelt sich dann nur um die Nebeneinander- oder Aneinanderreihung von genetisch verschiedenen Gängen. Gerade die stets deutliche Abhängigkeit des Mineralbestandes der alpinen Mineraldrusenklüfte vom umgebenden Gestein und die Zersetzung des letzteren in der nächsten Umgebung unterscheidet sie von den direkt pneumatolytischen Gangmassen. Noch fehlt der Nachweis für das angenommene Ausklingen der paläozoischen Granitintrusions-Erscheinungen bis in die Tertiärzeit hinaus!

Für die Minerallagerstätten der Alpen halte ich zunächst noch an folgendem fest:

1. Es gibt Minerallagerstätten verschiedenster Entstehung in altkristallinen Gesteinen und im Mesozoikum eingeschlossen, älter als die Alpen. Sie sind alle durch die alpin-tertiäre DM wenig bis stark verändert (gequetscht) worden.

2. Es gibt Minerallagerstätten verschiedener Entstehung in altkristallinen und allen jüngeren Gesteinen jünger als die Alpen. Sie haben keine alpine Stauung durchgemacht (enthalten z. B. Hohlräume, sind frei von Zusammenquetschung und frei von der DM des einschließenden Gesteines).

3. Auch die letzteren können umgelagerte Produkte von Magmadestillation enthalten, sie konnten aber bisher noch (mit Ausnahme des Kontaktgebietes am jungen Bergeller-M) in keinem Fall als direkt durch Pneumatolyse oder juvenil hydrothermale Wirkung entstanden erwiesen werden.

Hie und da zieht man nun auch „Piezo-CM“ zu Hilfe. Man versteht darunter eine CM unter gleichzeitigem Dislokationsdruck. Es ist diese Idee ein Ausläufer des verbreiteten, meist erfolglosen Suchens nach direktem, ursächlichem Zusammengehen von Dislokation mit Intrusion. In den Schweizeralpen könnte einzig der Bergeller Granit als eine solche Wechselwirkung aufgefaßt werden, weil er wie in den Kern der ungefähr gleichzeitigen insubrischen Firstaufwölbung der Decken heraufgesogen dasteht. Im Alpenbau konnten wir sonst bisher nur säuberliche zeitliche Scheidung von Horizontaldislokation und Intrusion in getrennte Perioden finden. Ein sicherer Fall, wo Dislokation eine CM oder ein Intrusivgestein während seiner Entstehung beeinflusst (z. B. geschiefert) hätte, ist mir nie bekannt geworden.

Eine bedeutende neue Entdeckung wird leicht übertrieben. Ob wir mit unserem Urteil das Richtige treffen, wird die Zukunft zeigen. Uns bleibt das Hauptresultat der Untersuchungen von Hugi und Genossen, daß CM besonders in ihrer pneumatolytischen Phase vom Granit aus durch Gänge und feine Adersysteme von Aplit, Pegmatit und Quarzporphyr in den prätriasischen Gesteinsmantel übertragen, die wesentlichste Ursache der Ausbildung der „alkristallinen Schiefer“ zunächst der autochthonen Massive ist, und daß die damit zusammenhängenden Erscheinungen in großer, bisher nicht bekannter Mannigfaltigkeit sich entwickelt haben.

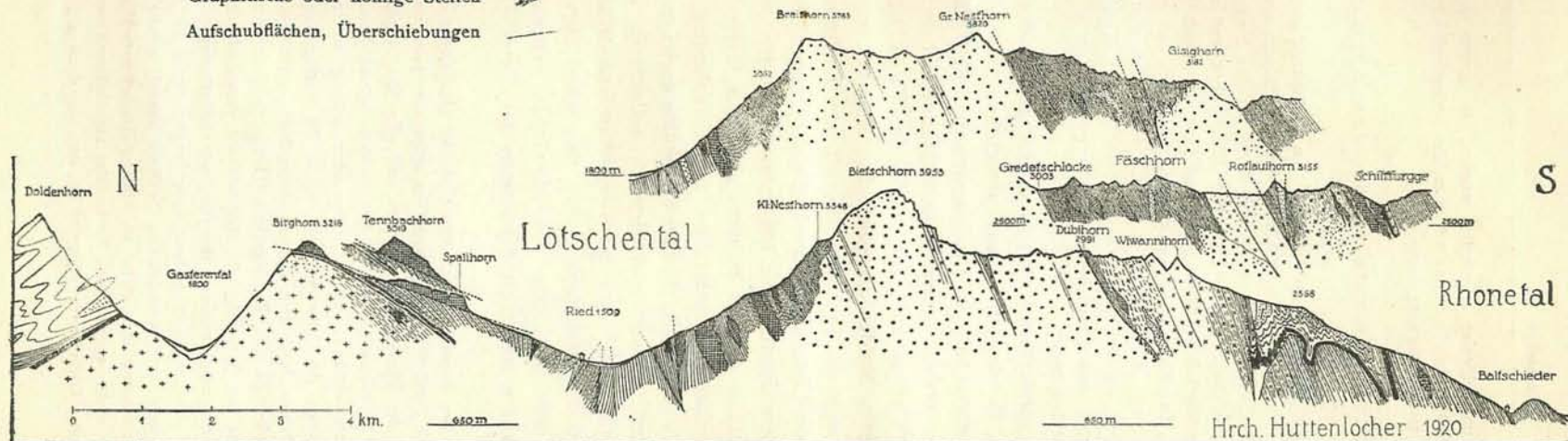
Ein direkter Zusammenhang dieser Vorgänge mit der Entstehung der Alpen liegt nicht vor. Es handelt sich nur um die Ausbildung der alten Gesteine, die nachher passiv die alpine Dislokation zu ertragen hatten und sich dabei manche Quetschung und Umformung gefallen lassen mußten. Eine gedachte zeitliche Verlängerung der Graniteinflüsse bis in und gar über die Dauer der alpinen Hauptdislokation hinaus ist nicht erwiesen und für mich mehr als unwahrscheinlich.

Zur Tektonik des westlichen Aarmassives (S. 148 unter der Mitte).

Ich verdanke Huttenlocher das nebenstehende Querprofil durch den westlichen Teil des Aar-M. (Fig. 246). Dasselbe korrigiert unsere Taf. VII, besonders in Prof. 16. Huttenlocher hat gefunden, daß auch im W-Aar-M die südlicheren Gesteinskomplexe oft in Form von relativ steifen Schuppen über die nördlichen hinaufgeschoben sind. An den Schuppen, welche Granit enthalten, ist jeweils das Kontaktgebiet an der N-Seite gut erhalten, an der S-Seite hingegen abgeschürft und überschoben. Die vielen Aufschubflächen sind von Mylonitisierung anliegender Gesteine begleitet und durchsetzen Schiefer wie Granit. Die sehr stark Cm Schieferhülle an der N-Seite des Bietschhorngranites, in welcher das Lötschentäl eingegraben ist, ist stärker und flacher nach N überschoben als die anderen Schuppen des Massives. Die Lötschtalschiefer überschieben die Schieferhülle des Gasterngranites und werden selbst wieder von einer rückliegenden amphibolitischen Schuppe ihrer eigenen Zone abgeschert und überschoben, so daß am Spalihorn, Tennbachhorn, Birghorn und Tellispitzen die Amphibolite der N-Randzone des Bietschhorn über Lötschtal-N-Seite und bis auf das Triashemd des Gasterngranites greifen, dort Deckklippen bildend. (Die einzelnen größeren Überschiebungsschuppen im Aar-M dürften die Kerne der einzelnen parautochthonen Decken sein [Alb. Heim]).

Huttenlocher und Swiderski haben unabhängig voneinander, ungleichzeitig und ohne voneinander zu wissen im W-Teil des Aar-M beobachtet. Beide haben die Doppelung der Granitzone gefunden und verfolgt (Wiwannigranit Huttenlochers = Baltschiedergranit Swiderskis).

Reibungsbreccien
 Aufbereitungsprodukte der Kristall. Unterlage
 Graphitische oder kohlige Stellen
 Aufschubflächen, Überschiebungen



- | | | | | |
|--|---|--|--|----------------------------------|
| | Gasterngranit mit aplitischer Randfazies | | Stark injizierte, wechselreiche Glimmer- u. Hornblendegneise | } Cm.
Sed. |
| | Resorptionsgneise des Gasterngranites | | Dichte Biotitgneise, z. T. Hornfels | |
| | Muscovitgneise mit Injectionen | | Serizit-Kalkglimmerschiefer, weniger Cm. | |
| | Aaregranit mit aplitischer Randfazies | | Amphibolite | } Cm. bas. Eruptiva. |
| | Wiwanngranit | | Serpentin | |
| | Wiwanngranit porphyrisch metamorph | | Ältere Kristall. Schiefer (S.-Gn.), Augengneis | |
| | Wiwanngranit Resorptions-reiche Gneisfazies | | Trias Lias | } Sedimentmantel des Aarmassives |
| | Granit od. Quarzporphyr (meist Aare-granitisch) | | Dogger Malm | |
| | | | Kreide | |

Fig. 246. Querprofile durch das Westliche Aarmassiv, 1:100000, von E. Hugi und Hrch. Huttenlocher 1920.

Die Aufschubflächen sind von letzterem nur teilweise angedeutet worden, der erstere nur hat sie ganz erkannt und gewürdigt. Ferner steht Huttenlochers Arbeit in der petrographischen Untersuchung und der exakten Verfolgung der Intrusivkontakte voran.

Faltung im nördlichen Sedimentmantelrande des Aarmassives (S. 161—182 und 440 unten).

P. Arbenz mit F. Müller und K. Rohr haben die Kalkkeile von Pfaffenkopf und Laubhorn und die Einfaltungen von Eocän an den so schwierig bekletterbaren Engelhörnern eingehender geprüft (Eclogae Dez. 1920). W. Scabell (ebenfalls Geol. Inst. Bern) hat den Schreckhorn—Mettenberg-Kamm untersucht. W. Collet hat das an uns 1918 gegebene (S. 173 oben) und in Taf. XX Profil 8 dargestellte Jungfrauprofil noch wesentlich in Beobachtung und Deutung vertieft (Echo des Alpes Nr. 10 1921; ferner L. W. Collet, Max Reinhard und Ed. Paréjas, note prélim. géol. de la Jungfrau, Arch. Sc. phys. et nat. Genève 1919; A. Buxtorf et L. W. Collet, Les relations etc., Eclogae 1921). Schon S. 440 unten haben wir der Untersuchungen von Justus Krebs (Karte im Druck in „Beiträge“) Erwähnung getan, und ferner kommt H. Morgenthaler in Betracht, dessen Darlegungen wir nachher gesondert besprechen.

Es hat sich ergeben, daß der sonderbare Unterschied von dem E des Lauterbrunnentales autochthon gefalteten, W desselben aber autochthon fehlenden und parautochthon überfalteten oder überschobenen Sedimentmantel sich allmählich vollzieht. Arbenz berichtet: Die ersten Spuren parautochthoner Überschiebung der autochthonen Falten zeigen sich schon am Titlis. An den Engelhörnern greift das Eocän der N-Seite in tiefen Mulden zwischen den Malmkalk ein. Eine der Mulden, der Lindifad, erweist sich als Kern des autochthonen Laubstockkeiles. Das Tertiärband Röhreni—Ochsental—Gletscherhübel—Welligrat dagegen trennt den Malm in eine untere und eine obere Platte. Die beiden unterscheiden sich auch stratigraphisch: die untere Serie enthält eocänes Bohnerz auf Malm, keine Kreide; die obere Serie zeigt über Hochgebirgskalk breccioses Tithon, Valangien, stellenweise Siderolith in Oehrikalk und Tschingelkalk, darüber Priabonien und Taveyannazsandstein. Beide sind durchgreifend getrennt und ziemlich selbständig gelagert. Über dem Tertiär der oberen Serie folgt sogar noch ein Rest von Wildhorn-D. Nach der tektonischen Stellung und der Stratigraphie muß also schon diese „Burg-Läistock-Schuppe“ parautochthon sein und kann die Morcles-D. vertreten. Bedeutend weiter S am Klein-Schreckhorn steckt die Fortsetzung des oberen Jungfrau-keiles (Scabell, Fig. 247).

Das Profil, das Collet 1921 von der Jungfrau gibt, stimmt in der Hauptsache mit demjenigen überein, das er uns 1918 (Taf. XX Prof. 8) gegeben hatte, es zeigt aber noch mehr Komplikationen, eine teilweise andere Lage der Überschiebungsflächen und gibt den Gipfelgrat des schwarzen Mönch in Valangienkalk statt Malmkalk. Zwischen den beiden unteren Malmschuppen sind einige Schuppen von Gneismyloniten entdeckt worden. Besonders wichtig scheint mir für unsere Betrachtung, daß die liegende Mulde des Schwarz-Mönch nicht die stratigraphische Fortsetzung des unteren Malm, sondern von diesem durch eine Überschiebungsfläche geteilt ist, und daß in der Schwarz-Mönch-Gipfelmulde Valangienkalk und Tschingelkalk (Hauterivien) das Eocän gegen S umhüllen. Das ist eine tektonisch unter den Jungfrauipfel eingewickelte parautochthone Mulde, ein Stück Doldenhorn—Morcles-D. Der N vorgestoßene Gneis des Jungfrau—Silberhorngipfels scheint der zugehörige überliegende Gewölbekern zu sein. Der Abhang vom Jungfrauipfel bis über den Schwarz-Mönch gehört also schon nicht mehr zum autochthonen Sedimentmantel, sondern zu den vorgeschobenen parautochthonen Zonen desselben. Erst tiefer am Abhang des Schwarz-Mönch liegt das (in den Profilen Collet allerdings nicht angegebene) Eocän des autochthonen Sockels des Schwarz-Mönch, auf den sein parautochthoner Gipfel sich aufgesetzt hat und das dann gegenüber in

ähnlichem Niveau in Mürren erscheint und von dort durch Krebs bis an den Tschingelgletscher als die trennende Platte zwischen dem gegen W mehr und mehr schwindenden autochthonen und zunehmenden parautochthon tauchend überstoßenen Sedimentmantelrand des Aarmassivs verfolgt worden ist. Hier stellt sich mit vielen anderen auch noch die Frage: Wie vollzog sich der Übergang von dem Fehlen des Lias und dem reduzierten Dogger am N-Rand des Massives zu deren mächtiger Entwicklung schon im parautochthonen und auf dem Rücken des Aarmassives? Wiederum rufen wir nach zusammenhängender detaillierter geologischer Kartierung in möglichst großem Maßstabe!

Collet nimmt kurzerhand alles Kristallin, welches autochthone Sedimente trägt, als Gasterngranit, den oberen Jungfrau-keil als obere Grenze desselben, alles Kristallin darüber samt Jungfraugipfel für „körnige Gneise des N-Teiles der Lötschaltzone“. Für ihn ist der Jungfrau-keil eine trennende Mulde zwischen Gasternmassiv und Aargranitmassiv. H. Morgenthaler stimmt mit dem ersteren überein, nimmt aber den Jungfraugipfel für die Erstfelderzone noch keineswegs für Aargranit. Der Gasterngranit taucht wieder auf im Aiguilles-Rouges-M., der Aargranit im Montblanc. Dazwischen steht im E hoch die Jungfraugipfelgneiszone. Gegen W sinkt der Jungfrau-keil in die Faltenzone Ferden—Faldun—Rothorn hinab, die weiter gegen W mesozoische Gesteine einschließt und dort der Wurzel der Dents-de-Morcles-D. entspricht und zugleich in die Synklinale von Chamonix streicht. Collet und Buxtorf parallelisieren also Jungfrau—, Wurzel der Dents de Morcles, —Chamonix. Damit sind wir auch jetzt noch einverstanden, es ist S. 234 so angedeutet. Allein die auch von uns dort angenommene Verlängerung gegen E: Jungfrau-keil—Fernigen—Windgälle, die auch Collet annimmt, können wir nicht mehr festhalten. Die Zone Fernigen liegt einige Kilometer weiter südlich, sie gehört der Verlängerung des S-Randes des Lötschentalchiefers an, während die Jungfrau-keilzone in die Erstfeldergneiszone (?) streicht.

P. Arbenz hebt hervor, daß die in der N-Zone des Aarmassives im Gneis eingeklemmten Mulden von Mesozoikum (und event. noch Tertiär) von Engelberg bis zum Jungfrau-keil fast immer oben schwebend liegen oder schwach nach S fallen, dann aber im S-Teil gegen ihre Endigung hin in steile Lage konkordant dem Gneis nach unten abbiegen und sogar manchmal tief unten in N-Fall unterkippen (Sustenpaß, Wendenalp, Ausgang des Gentaales, Pfaffenkopfkeil, Laubstockkeil, Jungfrau-keil). Dies erinnert ihn daran, daß in N-Fällen zurückgekrümmte Synklinale auch am S-Rand des Aarmassives (Disentis, Brigels, Bonaduz) vorkommen. „Am N Rand des Massives kann diese eigentümliche Stellung der Muldenenden nicht wie im S auf eine nachträgliche Unterschiebung von S her zurückgeführt werden, vielmehr deutet sie auf eine ursprünglich steile, vielleicht sogar gegen S schauende Anlage der Falten in der Massivoberfläche, die erst später bei der Deckenüberschiebung nach N gebürstet wurden.“

Nach all diesen neuen Untersuchungen werden einige unserer Profile auf Taf. VII zu verbessern sein. Indessen das bisher darüber bekanntgegebene reicht für exakte Zeichnung noch nicht aus.

Nordrand des Aarmassives (S. 126 und folgende).

Hans Morgenthaler, Petrogr.-tekton. Untersuchungen am Nordrand des Aarmassives, *Eclogae* 1921.

Vergleichende Begehung der ganzen ca. 80 km langen N-Gneis- und Granitzone (I auf Taf. VII) hat Morgenthaler zu einer auch tektonisch verständlicheren Zonenordnung gebracht. Er faßt zusammen:

1. Gasterngranitzone in erweitertem Sinn (zu S. 129—132), das ist nach bisheriger Bezeichnung Gasterngranit und Innertkirchnergranit zusammen, ziemlich genau = Zone Ia Taf. VI, nördlich der Carbonlinie. Massiger Biotitgranit

mit Resorbtiionsgesteinen (Pinnitgranit) bildet einen Rücken im Gasterntal, unter dem oberen Jungfrau keil, umfaßt die „Kalkkeile“ bei Innertkirchen und taucht NE des Wendenjoches im Hintergrund des Engelbergertales unter den Schloßberg. In weiter Verbreitung zeigt die vortriassische Oberfläche starke rostige Verwitterung des Altkristallin mit Transgression von Arkosen und Triasdolomit.

2. Wendencarbon (zu S. 162 unten). Die Strichpunktlinie unserer Karte (Taf. VI) entspricht ziemlich genau der Aneinanderreihung der zahlreichen Vorkommnisse. Morgenthaler zählt alle Fundorte auf. An den tieferen Talgehängen fällt das Carbon steil, konkordant mit den Gneisen, nach SSE; in den höheren Teilen biegt es flacher (20° SSE) nach N über. Die Trias liegt ihm diskordant auf. Vielfach hat das Carbon, von S fallenden Rutschflächen durchsetzt, als Gleitfläche zur Überschiebung des hangenden Gneises gegen N, gedient. Das Carbon besteht aus Breccien, Konglomeraten und schwarzen Schiefen, wenige bis 300 m mächtig, zeigt nur schwache CM, wird meistens begleitet von Quarzporphyren und auch (Bösgraben, Benzlauisee) von Cm Marmor. Sattellegi (Lötschental) scheint die westlichste, nahe der Spannortlücke die östlichste Spur zu sein, Länge ca. 75 km.

3. Erstfelder (Ortho-)Gneis (zu S. 132—134). Auch diese Zone wird von Morgenthaler erweitert, indem der graue Gneis der Gipfel von Gletscherhorn, Jungfrau, Mönch, Schreckhörner, Wetterhörner, Mährenberg dazu gezogen wird, weil durch Übergänge mit dem echten Erstfeldergneis verbunden (z. T. = überschobenes Lötschtalkristallin bei Collet). Der Erstfeldergneis umfaßt die schroffsten Gipfel der nördlichen Aar-M-Zone. Im E ist das Gestein sehr biotitreich, gegen W wird es allmählich saurer, glimmerärmer und heller. Aplite und Pegmatite durchsetzen es reichlich. Dieser Zone entspricht der Teil der Zone I Taf. VI zwischen der Punkt-Strich-Linie und der Zone II. Linsen von Cm Marmoren sind besonders ausgezeichnet durch schöne Wollastonitkristalle, auch enthalten sie oft Graphitfädelchen. Diese Linsen streichen aber meistens mehr oder weniger quer gegen NNE oder gar N. An der S-Grenze der Erstfelderzone erscheinen Amphibolite mit Serizitgneisen.

4. Fernigerserizitschiefer = Zone II von Taf. VI. Die Zone geht allmählich aus dem Erstfeldergneis gegen S hervor, und ihr südlicher Teil schließt sich dem Aaregranit an. Morgenthaler fand eine Bruchlinie, welche zwischen Zone 3 und 4 scheidet und gibt deren Verlauf vom Reußtal auf 70 km Erstreckung bis Ebnefluh N Punkt 3713 m an. Bald ist es eine große streichende Kluft, meist noch etwas steiler als die Gesteinsgrenze und Schieferung, bald löst sie sich in mehrere Parallelbrüche auf. Zone 4 ist komplex zusammengesetzt. Sie enthält oft (S Sustenpaßhöhe, Silberberg E Paßhöhe, Kanzelflüh, Hohberghorn, Oberplatti) gewaltige einzelne Schollen, ganze Bergstücke aus Cm Amphiboliten, Marmoren, Kalksilikatfelsen, die herzynisch gegen N oder NNE streichen, quer gestellt eingeschlossen in der alpin ENE streichenden Serizitgneiszone (Sauer, Lotze, Hugi, Arbenz, Morgenthaler). Man kann von einer Relikttektonik sprechen. Man kann sogar Handstücke schlagen, welche zugleich herzynische, und diese schneidend, alpine Schieferung zeigen. Im S-Teil der Fernigerserizitschieferzone liegt alpin streichend die Fernigerjuramulde. Gegen W tritt sie der Erstfeldergneiszone näher.

Den S-Rand der Fernigerserizitzone begleiten meistens, der Juramulde nahe anliegend, aber ihr nicht zugehörend, die carbonischen Tonschiefer und Quarzporphyre eines südlicheren Zuges als das Wendencarbon. Sie sind meistens von Brüchen und Verschiebungen durchsetzt. Nach weiteren Serizitschiefern folgt der Aaregranit.

Die Tektonik dieser Zone zeigt folgende Erscheinungen (zu S. 169—173): Vom Wendenjoch bis ans Haslital bildet das Carbon, annähernd konkordant zwischen Gasterngranit und Erstfeldergneis ca. 60° nach SSE fallend, die Grenze. Weiter gegen W greift das Erstfeldergestein immer mehr nach N, über den Gasternlakkolithen hinauf. Es wird mehr und mehr von flach S fallenden Schubflächen durchsetzt, an denen jeweilen die südlichere steil geschieferte Masse der nördlicheren überschoben ist. Die Überschiebung wird gegen W stärker und zugleich die Schieferungslage in den höheren Teilen des Überschobenen etwas flacher. W der Jungfrau keilt der Erstfeldergneis aus.

Am Grat von Lauteraarhorn und Schreckhorn bis zum Mettenberg sieht man eine ganze Anzahl Überschiebungsflächen. An der W-Seite des Trugberg sieht man die Überschiebungsfläche von Erstfeldergneis ohne Sedimentzwischenlage unmittelbar über Gasterngranit mit 16° gegen SSE einfallen. Am Mönch stellt sich in der Fuge auf dem Gasterngestein normales Mesozoikum ein, das nach oben von der nun tauchenden Überschiebungsfläche mit ca. 8° N-Fall abgeschnitten wird. Der Mönchgipfel besteht aus einem Klotz von steil S fallendem, aber flach überschobenem Erstfeldergneis. Das Mesozoikum auf dem Gasterngranit geht über in den oberen Jungfrau keil. Die Unterseite des letzteren ist also eine normale Auflagerung, seine Oberkante eine An-Auf- und Überschiebung von Gneis gegen N. Am Mönchsjoche erreicht der „Jungfrau keil“ mit 3618 m seine Kulmination, am Petersgrat bekleidet er die Wölbung des Gasternrückens. Gegen W leitet die Überschiebung der auskeilenden Erstfelderzone, hinter welcher nun Aufschiebungen und Überschiebungen südlicherer Zonen überholend nachrücken (Lötschtal amphibolite usw.) über zu den Tauchfalten des Doldenhorns, dessen kristalline Kerne sie bilden.

Morgenthaler spricht weiter von einer neuen „Theorie der permocarbonischen Oberfläche des Gasternlakkolithen“ und mischt diese als etwas besonderes in seine Auffassung der „Kalkkeile“. Wir können in dieser Theorie nichts Neues und Besonderes sehen. Alle altkristallinen Gesteine und Gesteinszonen in den Alpen schließen nach oben mit einer jungpaläozoischen Erosionsfläche ab, die dann normal und primär von Triastransgression überdeckt wird — am Gasternlakkolithen nicht anders als überall. Unterschiede liegen bloß darin, daß die alte Verwitterung ungleich deutlich zu sehen und die Aufbereitungsgesteine der Transgression ungleich stark ausgebildet oder durch Bewegung abgeschürft sind. Neu dagegen ist, daß Morgenthaler, die Verwitterungsrinde als Leit-horizont benützend, Aufschuppungen auch innerhalb der Gasterngesteine gefunden hat.

Widerum bedauern wir, daß für die Einwicklungen und Einklemmungen von Mesozoikum der bloß ihrer äußeren Form entnommene Name „Kalkkeile“ sich so sehr eingebürgert hat, daß viele durch den Namen sich in ihren mechanischen Vorstellungen irreleiten lassen. Die Kalkkeile sind nicht wie Keile eingepreßt worden, vielmehr haben sie sich von den Bewegungen der Unterlage erwischen lassen und sind passiv eingeklemmt, eingeschürft, eingewickelt worden (S. 157).

In Morgenthalers Meinung, der obere Jungfrau keil sei wegen seiner primär tektonischen Auflagerung auf dem Gasternlakkolithen mehr nur „ein einfaches Zugedecktsein durch den aufgeschobenen Erstfeldergneis als ein Eingefaltetsein“, und das sei etwas wesentlich Verschiedenes vom „Fernigerkeil“ ist wohl überschen, daß gerade diese primäre Transgressionsfläche am Gastern-

gestein selbst ein Gewölbe bildet, dessen S-Schenkel gegen S in Steilstellung abbiegt (Taf. VII und Lötischbergtunnel!). Diese Lage des Muldenschenkels konnte sich nur durch die tertiäre Faltung, die auch die Aufstellung des Lakkolithen bewirkt hat, ergeben. Zudem findet man auch im steilen S-Teil an der Ober (=S)-Seite des Jungfraukeiles Reste verkehrter Schichtfolgen. Nur in den höchsten Teilen ist die Überlagerung des Jungfraukeiles zur reinen Überschiebung geworden. Auch bei der Fernigermulde sind die Kalksedimente größtenteils im normalen primären stratigraphischen Verband mit dem anliegenden Altkristallin und mit diesem eingefaltet. Die richtige Formel für den Jungfraukeil würde sein: Ins Altkristallin eingefaltet und dann noch vom S-Gewölbe überschoben. Das letztere ist nur eine Steigerung durch den S—N-Schub. Dies gilt auch wahrscheinlich für Fernigen, nur ist uns dort der obere rein überschobene Teil nicht mehr erhalten.

Bei dieser Gelegenheit wird es richtig sein, die Tektonik am W-Ende des Aar-M nochmals übersichtlich zusammenzufassen. Wir stützen uns dabei nicht nur auf die neuesten Arbeiten, sondern besonders auch auf die Darstellungen des ersten Erforschers des Jungfraukeiles und der Verfaltungen des Aar-M an seinem W-Ende, Ed. v. Fellenberg, sodann auf Baltzer, Lugeon und auf die S. 171 und 178—182 früher von uns etwas zu wenig benutzten Arbeiten von A. Buxtorf, z. T. mit Trunninger (zit. Lit. S. 171 unten, vgl. ferner S. 173, 249—255).

An der Jungfrau geht der autochthone Malm aus dem oberen Jungfraukeil hervor. Derselbe überwölbt oben flach im Lauterbrunner Breithorn den Rücken der Gasterngranite i. w. S. Vom Lauterbrunner Breithorn streicht er, gegen NNW fallend, unter dem Lauterbrunner Wetterhorn durch in den autochthonen Sockel des Gspaltenhorns. Gegen SSE dagegen biegt er steiler und tief hinab. Hier läßt er sich nahe am S-Rande des Gasterngranitrückens ohne Unterbruch durch die nördlichen Seitentäler des Lötischtales und ihre Zwischengräte verfolgen über Sattellegi, Stierstutz, unter Ferdenrothorn und erscheint wieder im Lötischbergtunnel. Keine Entblößung erreicht sein unteres Ende. Unterdessen hat er seinen Aufbau kompliziert in ein Schuppenpaket von z. T. marmorisierten Trias- und Juragesteinen.

Am N-Rande des Gasterngranitrückens trifft man den Jungfraukeil W Petersgrat nicht mehr oder nur noch in Schürflingen. Er ist hier oben abgeschert und überschoben durch ein lochseitenkalkartiges Kalkband = Verkehrtchenkel des parautochthonen Faltenpaketes Doldenhorn—Balmhorn und kristalline Schiefer der Lötischalzzone. Der Jungfraukeil streicht, steil SSE fallend, unter dieser flachen Überschiebung gegen WSW unter Balmhorn und Ferdenrothorn hinein, die wie das Hockenhorn ihm mehr oder weniger diskordant aufsitzen.

Während also der obere Jungfraukeil an der Jungfrau noch mit der großen autochthonen Juramasse zusammenhängt, wird gegen WSW dieselbe ihm weggeschürft, er bleibt nur in der Tiefe zwischen den Wurzelschuppen stecken, und parautochthone Deckenpakete überschieben ihn.

Die parautochthonen Faltenpakete liegen am Lötischpaß noch flach, tauchen dann gegen N tief hinab. Ihnen gehören an:

1. Über der Kulminationszone des Gasterngranites als Reste ihres kristallinen Kernes die altkristallinen Deckklippen: Hockenhorn, Sackhorn, Birghorn, Petersgrat, Mutthorn, Tschingelhorn, Breithorn, Großhorn. Sie verbinden sich im W direkt mit der mächtigen Lötischalschieferzone, innerhalb welcher selbst südlichere Teile die nördlichen überschieben (Huttenlocher Fig. 246). Ebenso erweist die Verkeilung am Grate vom Balmhorn oder Lötischpaß gegen S (Fig. 54) die Lötisch-

bergschieferzone als die Wurzelregion des parautochthonen Doldenhorn—Balmhorn-Faltenpaketes.

2. Dünne Platte lochseitisierten Malmkalkes als Verkehrtchenkel der parautochthonen Doldenhorndecke. Ob dieselbe direkt aus dem Jungfrau keil stammt oder denselben überschiebend noch weiter von S, ist noch unbestimmt.

3. Darüber das ganze vorherrschend aus Dogger und Malm, sodann Kreide und Tertiär zusammengestaute tauchende Faltenpaket Blümlisalp—Doldenhorn—Balmhorn—Altels—Gemmiwand.

Auffallend sind dabei noch folgende Erscheinungen:

In den „Kalkkeilen“ sind die Zwischenbildungen, Trias, Lias, Dogger, stets schwach (nach östlicher helvetisch-autochthoner Art) ausgebildet. Im Parautochthonen treten sie sofort in gewaltiger Mächtigkeit auf. Die Faziesgrenze muß über dem Aar-M gelegen haben. Dazu kommt noch, daß offenbar über Oxfordien als Gleitmasse der obere Teil stärker vorgeschoben worden ist.

Besonders auffallend aber bleibt die Erscheinung, daß hier W des Tschingelgletschers in den mächtigen parautochthonen Decken zwar Gewölbeschenkel, gehäufte tauchende Gewölbestirn, Umbiegungen, typischer sehr reduzierter Mittelschenkel vorhanden sind, daß aber der normale mächtige Muldenschenkel fehlt und der Mittelschenkel direkt auf dem wie skalpierten Gasterngranitrücken aufliegt. Buxtorf bezeichnet dies als eine besondere Form: Deckenfalten mit weggeschürftem Muldenschenkel, und nimmt an, daß es der Andrang der parautochthonen und hinterliegenden Decken aus S war, der hier am N-Rand des W-Aar-M den autochthonen Normalschenkel der parautochthonen Deckmassen weggestoßen habe (vgl. S. 173 oben).

Die gleichen Verhältnisse setzen sich, wie früher mitgeteilt, fort bis über Dents de Morcles und Buet. Buxtorf findet dort im SW die Erscheinungen entblößt, die er in der Tiefe unter dem N-Fuß von Doldenhorn und Balmhorn erwartet. Er vergleicht auch die Lückenhaftigkeit im autochthonen Sedimentmantel in der NE-Randregion des Montblanc-M mit dem W-Ende des Aar-M. Ich bin überzeugt, daß allmählich solcher Analogien und Zusammenhänge noch viele gefunden und genauer dargelegt werden können.

Der Jungfrau keil im Lötschental ist also die tief eingeklemmte Teilmulde zwischen den Wurzeln der parautochthonen Falten des Aar-M im S und der nördlichen Granitzone desselben im N. Blümlisalp, Doldenhorn und Balmhorn wurden über den Jungfrau keil, über die Granitzone und über die Erosions(?)- und Abschürfungsfäche des autochthonen hinausgedrängt.

Wir finden sodann bei Morgenthaler noch einige weitere wertvolle Beobachtungen über die Zusammenhänge (zu S. 166). Die Ferniger Kalkmulde läßt sich noch weiter gegen W verfolgen als uns früher bekannt war. In der Form von Sustenspitz S Sustenpaß und S der Zwischentierberg-lücke erkennt Morgenthaler die quasi Abgußform der verschwundenen zweispitzigen Kalkmulde im noch gebliebenen Altkristallin. Im Furtwangsattel hat E. Hugi einen gelbanwitternden Quarzit, vielleicht eine triasische Muldenspitze der Fernigermulde, gefunden. Axial steigt die Fernigermulde mit 20° gegen WSW in die Luft hinaus.

(Zu S. 166 Zeile 15—19 von unten): Die Fernigermulde kann nicht die Fortsetzung des Jungfrau keiles sein, sie gehört einem südlicheren Streichen an, sie

liegt tektonisch viel höher und ist vom Jungfrau keil durch die ganze Erstfeldergneiszone getrennt.

(Zu S. 161—164): Morgenthaler verfolgte die Einlagerung carbonischer Porphyre und Schiefer in der Serizitschieferzone S neben der Fernigermulde. Er bestätigt Königsberger, der das Carbon von Bristen auf seiner Karte mit Fernigen verbunden hat. Der Zusammenhang wird noch weiter ergänzt, so daß wir eine zentralmassivische Carbonmulde aus Quarzporphyr mit Graphit und Carbon-schiefern von WSW nach ENE verfolgen können: Faldumalp, Goltschenried, N Lötchenlücke, Kranzberg (Agassizjoch K. Wyß) S-Grat des hinteren Fiescherhornes, S Ewigschneehorn, Gauligrat, Gaulihütte, Kilchlistock, Triflhütte, SW Griesenhörnli, S Fernigen, Siglisfadgrätli, Inschialp, Bristenstock, N Oberalpstock.

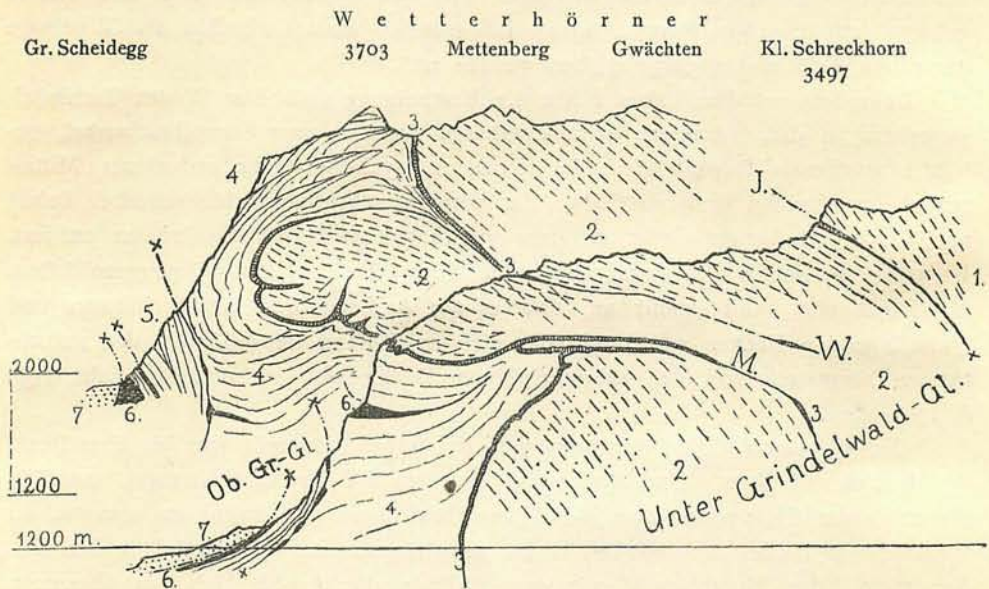


Fig. 247. Profile durch Schreckhorngrat und Wetterhorn, von W. Scabell 1921.

1 = Erstfeldergneiszone; 2 = Gastern-Innertkirchner-Gneise; 3 = Zwischenbildungen; 4 = Malm und Oehrlkalk; 5 = Parautochthone Schuppen; 6 = Tertiär (schwarz); 7 = Dogger der Wildhorndecke; M = Mettenbergkeil; W = Wetterhornkeil; J = Jungfrau keil; X = Überschiebungsf lächen.

Auf diese Weise kommen wir zum Resultate, daß das nördliche Aar-M von zwei zentralmassivisch eingeklemmten Carbonmulden seiner ganzen Länge nach durchzogen wird: die nördliche, das „Wendencarbon“, liegt in unserer Zone I (Taf. VI) eingeklemmt zwischen Gasterngranit und Erstfeldergneis, streicht vom Mönch bis Spannort; die südlichere, das „Bristencarbon“, liegt in der Serizitschieferzone und streicht von Faldumalp bis an den Oberalpstock. Im ganzen verlaufen sie ziemlich parallel, erst gegen E tritt Divergenz ein: Wendenjoch Streichen E 33° N (herzynisch), S Fernigen E $10-15^{\circ}$ N (mehr alpin).

Wiederum bestätigt es sich, daß es in den autochthonen Zentralmassiven zwei getrennte Arten von Muldenzügen (z. T. „Keilen“) gibt, die carbonischen

und die mesozoischen. Die carbonischen Muldenzüge schließen nicht die mesozoischen als Muldenkerne ein, vielmehr treffen beide nur gelegentlich zusammen, meistens sind sie voneinander getrennt und unabhängig. Die carbonischen waren eben schon herzynisch angelegt, und der prätriasische Abtrag hat das Carbon nur da gelassen, wo es schon in Mulde geschützt lag. Die triasische Transgression hat alles überdeckt, und die tertiäre Faltung hat in der Regel an anderen Stellen neue Mulden erzeugt.

Im Spätsommer 1921 haben K. Rohr und W. Scabell (Geolog. Institut Bern) beobachtet. Scabell fand die E-Fortsetzung des oberen Jungfraukeils dicht nördlich unter dem Kleinen Schreckhorn, den Schreckhorngrat durchschneidend und gegen S hinabgreifend bis unter den Untergrindelwaldgletscher bei Grossegg. Dann entdeckte er im Gwächtenpaß desselben Grates das Carbon (wohl der Wendenzone), N am Mettenberggipfel den oberen Wetterhornkeil und 300—400 m tiefer darunter den Mettenbergkeil, welcher letzterer bis Rotgufer am Grindelwaldgletscher und in den Zäsenberg reicht. Einen trefflichen Überblick gibt Fig. 247, die wir nach W. Scabell gezeichnet haben.

Eine Zusammenfassung der Beobachtungen von Morgenthaler, Rohr und Scabell scheint von N nach S oder unten nach oben nun folgende Serie von ins Zentralmassiv eingeklemmten carbonischen und mesozoischen Mulden zu ergeben (zu unseren S. 167—173 und 175—182).

1. Mettenbergkeil: Pfaffenkopf, Laubstock, Fuß des Gstellihorn und Wetterhorn, Mettenberg unter 2600 m —Rotgufer—Zäsenberg.
2. Wetterhornkeil: Dossenhorn, Wetterhorn, Mettenberg nahe unter dem Gipfel.
3. Carbonmulde: Wendenpaß, Benzlauistock, Gwächtersattel, Mönch.
4. ca. 800 m von Nr. 3, N am Klein-Schreckhorn, oberer Jungfraukeil, N Oberkante Lötschental—Stieregg—Lötschbergtunnel.
5. Hüfigletscher—S. Windgälle—Fernigermulde (ca. 5 km SSE Wendenpaß).
6. Carbonmulde: Bristenstock, Kilchlistock, Lötschenlücke, Faldum.

Der Jungfraukeil (Nr. 4) liegt am N-Rande, die Fernigermulde am S-Rande des Erstfelderneises, der sich gegen W allmählich auskeilt oder unter die Überschiebung der Lötschtalerschiefer verbirgt.

Von den in so vorzüglicher Einzelbeobachtung bisher wohl noch nie erreichten Aufnahmen der Kontaktzone von Zentralmassiv und Sedimentmantel, die K. Rohr im Urbachgebiet durchgeführt hat, gibt unser kleiner Ausschnitt Fig. 248 eine Vorstellung. Sie gibt genauere Einzelheiten eines bestimmten Falles, wie ihn unsere Fig. 49 schematisch angedeutet mit enthält.

Man sieht hier im kleinen das gleiche, was auch die großen Formen der Keile zeigen: Krause Fältelung und Verstauchung umgibt die Stirnteile der zentralmassivischen Schuppen und greift in den Keilen tief zwischen die Schuppen hinein. Alle Kalkkeile spitzen sich gegen S in die Tiefe zu und laufen dort gewöhnlich in eine S fallende Schubfläche zwischen Zentralmassivschuppen aus. Dies beweist, daß der gleiche Horizontalschub das Altkristallin in gleichem Maße in S—W-Richtung zusammengequetscht hat wie den Sedimentmantel. In den Zentralmassivgesteinen hat die Horizontaldislokation Transversalschieferung und Schuppung, im aufliegenden gut geschichteten Sedimente dagegen ein mechanisch gleichwertiges Quantum von Feinfältelung erzeugt. Die Steilschieferung des Altkristallin unter dem Sediment-

mantel ist an solchen Stellen kein Beweis für herzynische Auffaltung, sondern ist weit mehr tertiär-alpine DM, was so oft übersehen wird. Die alpine DM hat die schwache herzynische Faltung überwältigt und alles überprägt (vgl. S. 155 unterster Absatz u. f.), so daß eine ältere Dislokation lokal oft gar nicht mehr herauszulesen ist. Solche Erscheinungen hatten mich früher („Mechanismus der Gebirgsbildung“) dazu geführt, die Diskordanz von Altkristallin und Mesozoikum größtenteils alpiner DM ohne herzynische Faltung zuzuschreiben. Noch heute habe ich die Überzeugung, daß Viele die Stärke der herzynischen Faltung auf Kosten der alpinen Schieferung übertreiben.

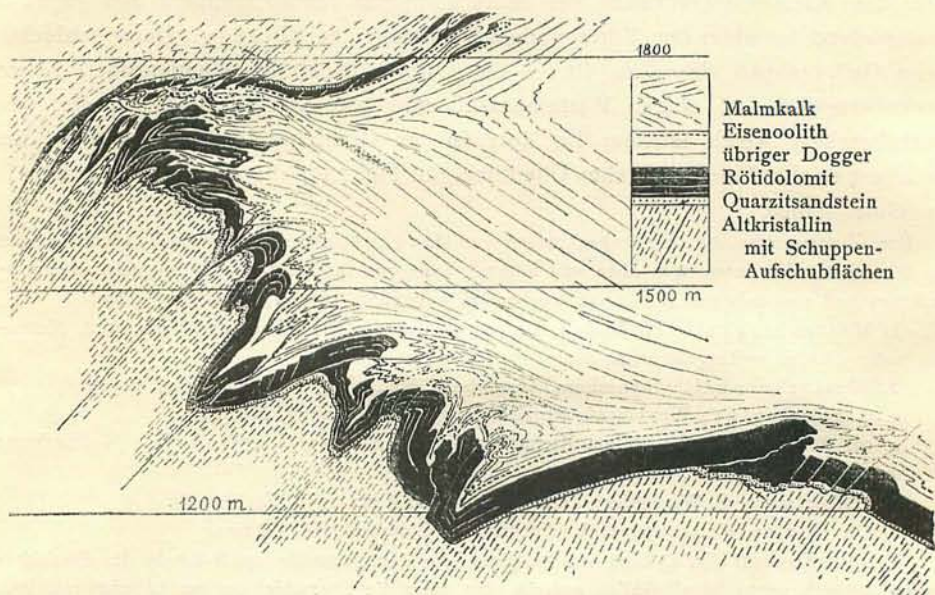


Fig. 248. Mechanischer Kontakt von Aarmassiv und Sedimentmantel im Urbachtal (W-Seite), aufgenommen von C. Rohr 1921.

Alle neueren Untersuchungen (Hugi, Huttenlocher, Arbenz, Rohr, Scabell, Morgenthaler, Collet usw.) bestätigen die Einseitigkeit der Schubbewegung von SSE nach NNW, wie sie auch aus unseren Fig. 54, 60, 62 und Taf. VII, XI usw. in die Augen springt. Die Falten mit allen ihren Übergängen in Schuppen und Überschiebungen, wie sie die Gesamtstruktur der autochthonen Massive beherrschen und an ihren Enden und ihrem N-Rand in die Sedimentmäntel weit hinausgreifen, haben alle die gleiche Richtung: Aufschub gegen N. Die Schuppen der autochthonen Massive sind die Kerne von parautochthonen Decken. Alles, auch am autochthonen Massiv, trachtet harmonisch nach der Deckenüberschiebung gegen NNW.

Ostende des Aarmassives (zu T. VII S. 150—155 und besonders 175—178, ferner S. 394 u. a.).

Friedr. Weber hatte im Auftrag der Schw. geol. Komm. das Ostende des Aarmassives in eingehende petrographische und geologische Untersuchung genommen. Nach langem Unterbruch

durch Aufenthalt in Indien hat er im Sommer 1920 und 1921 Revisionsarbeiten ausgeführt und ist nun mit der Ausarbeitung von Karte, Profilen und Text beschäftigt. Die nachfolgenden Notizen über seine Beobachtungen verdanke ich seinen mündlichen Mitteilungen unter Vorweisen seiner Belegstücke. Sie sollen seine Resultate kurz andeuten und Irrtümer in unserer früheren Darstellung berichtigen.

I. Betreffend Stratigraphie (nach F. Weber).

Altkristallin. Am SW-Abhang des Stockgron liegt ein granitischer Intrusivstock im Paraschiefer. Der amphibolitische Zug Val Gliems—Ruseinstufe—Cavrein ist nicht, wie Königsberger annahm, eine östliche Fortsetzung der Gifsyenite, auch nicht äquivalent den Schollenamphiboliten oder Dioriten (Bd. II S. 136), sondern ein Paraschiefer, ein Konglomerat-amphibolit. Nußgröße bis zu $\frac{1}{2}$ m Durchmesser große Gerölle von dioritischen und gabbroiden Gesteinen liegen in einer Grundmasse, die Amphibolschiefer ist. Die Gerölle sind flachgequetscht, der Smaragdit-Gabbro dadurch serizitisiert. Puntaiglasgranit oder Syenit findet sich unter denselben nicht, die Muttergesteine der Gerölle sind meistens nicht mehr zu finden. Das Konglomerat mag alt- oder mittelcarbonisch sein, es tritt in zwei Zügen auf. Die schönste Entwicklung zeigt es SE unter Punkt 2596 m an der N-Seite von Val Gliems.

Kontaktmetamorphosen, durch die Intrusiva des Aar-M. an dessen altkristallinen Paraschiefern erzeugt, sind öfter zu finden: Bei 2191 m am Gliemsbach (S Tödi) und N davon stehen Frucht- und Knotenschiefer an; E neben der Alp Cavrein an einem Felshügel sind schöne Granat-Chiastolith-Hornfelse entwickelt; die bis fingergroßen Chiastolithe sind z. T. in Sillimanit durch alpine DM umgewandelt. Im Carbon im Hintergrund von Val Gliems zeigt sich ein schwacher Fernkontakt in Turmalinnädelchen und Muscovittäfelchen.

Der Grat S Val Gliems besteht aus einem monzonitischen Gestein, das an der sauren nördlichen Randzone des Puntaiglasgranites schollenartig durch saure Intrusionen aufgelöst ist. Syenit und Diorit sind älter als der Granit, sie sind vorcarbonisch.

Am S-Abhang der Brigelserhörner sind in der bisherigen geologischen, hier meistens von Theobald übernommenen Kartierung (auch Bd. II Taf. VI) Korrekturen anzubringen. Der Quarzporphyr und der Granit aus der S-Zone des Aar-M. greifen bis an den Piz Dado, die Serizitschiefer des Tavetscher-M. stechen durch den Verrucano. N Brigels stoßen wir sogar auf Streifengneis des Gotthard-M.; alles das war bisher für Verrucanoabänderungen genommen worden. Wir treffen hier auf den nach N vorgedrangten und übergelegten E-Flügel des Gotthardmassives.

Carbon. Man kann älteres und jüngeres Carbon unterscheiden. Das ältere besteht aus schwarzen Schiefern, Quarziten und Konglomeraten (Zwickel davon an der N-Seite der Brigelserhörner, am Grat zwischen Stockgron und Stock Pintga, an der Schmeerunse (Tödi) und an der W-Seite der Gliemslücke). Das jüngere enthält schwarze Schiefer mit weißen kaolinisierten Einschlüssen von Graniten, Apliten usw., geht über in Arkosen, enthält an einzelnen Stellen Anthrazit, findet sich am Bifertengrätli und der Bifertenalp und zieht in den N-Abhang des Bristenstock. Der Tödigranit (NE-Fuss des Tödi am Röthifirn) und Aplit enthalten Einschlüsse des älteren Carbon. Das jüngere Carbon enthält eckige Brocken von Tödigranit und Aplit. Das Intrusivalter des Tödigranites wie dasjenige des Aargranites und des Puntaiglasgranites scheint somit Mittelcarbon zu sein.

Carbon findet sich außerdem S des Vorderrheins am Tavetscher- und Gotthard-M. in konglomeratischer, gequetschter Ausbildung; am N-Grat des P. Muraun, mächtig auf Alp Soliva an der Garvera, dann auf Alp Nadils gegen NE streichend. Konglomeratisches Carbon ist in das Tavetscher-M. mit eingefaltet ohne Begleitung von Trias, woraus hervorgeht, daß auch das Tavetscher-M. wahrscheinlich schon herzynisch faltig präpariert war.

Perm. Wie unter dem Tödi N-Seite (Bd. II S. 150 unten), so findet sich auch am Sandgrat W unter dem Klein-Tödi ein grobklastischer Verrucano mit rosaroten Quarzen und hellgrüner, serizitischer Grundmasse. Er erstreckt sich gegen W konkordant unter Rötidolomit, bald mit den jüngeren Sedimenten laufend, bald steil zwischen die altkristallinen Schiefer abgeklemmt. Der Verrucano ist überall im untersten Teil grobklastisch, im mittleren Teil psammitisch, nach oben pelitisch (phyllitisch). Die Disentiser Mulde ist im E an ihrem N-Rand meistens von einem ganz schmalen Streifen von phyllitischem oder psammitischem Verrucano begleitet, der an den Aaregranit anschließt. Diese Zone ist der N-Rand des Verrucanobeckens überhaupt. Das westlichste Vorkommen des Verrucano, dem S-Flügel der Truns—Disentiser-Mulde angehörend, liegt bei Campodials und wird S (unter Somvix) von Dioritschiefern und sauren Porphyriten begleitet, die schon zum Tavetscher-M. gehören.

Die größt konglomeratische Abänderung des Verrucano fand F. Weber bei Lumneins E Rinkenbergr und gegenüber im Vorderrheintal. Dort enthält er gutgerundete kopfgroße Protogingerölle! Das Bindemittel ist stark serizitisch und geschiefert, das Gestein der Gerölle wenig Dm. Der phyllitische Verrucano Schlans—Brigels enthält weit unter dem Rötidolomit stratigraphische dünne Lagen und Linsen eines rosafarbenen (manganhaltigen?) permischen Dolomites.

Fr. Weber leitet den Sernifit der Glarner-D. vom Rücken des Tavetscher-M., den phyllitischen Verrucano aus einer Muldenzone zwischen den Vorläufern von Tavetscher- und Gotthard-M. ab. Begründung würde hier zu weit führen.

Lias kommt in Spuren auch in der Tödigruppe vor. Am N- und S-Ende des Limmernbodens fand Fr. Weber Profile mit 2 m Kalkbreccie mit Rötidolomitbruchstücken zwischen Rötidolomit und Opalinusschiefer oder auch einen Komplex von 15 m (1 m schwarze Schiefer, 4 Quarzit und Schiefer, 0,1 Schieferkonglomerat, 6 dichter Quarzit, 4 eisenschüssiger Kalkquarzit mit Schieferlagen und Echinodermentrümmern), den er dem Lias zuzählt. Eine Spur Lias ist am Ausgang des Obersandalpbeckens, ferner unter dem Tödi-N-Grat bei 2610 m und S unter dem Klein-Tödi (Quarzit mit PbS) gefunden worden. Am P. Mellen, unter dem Stockgron gegen den Stock Pintga und, schon 1868 von Theobald Escher und A. Heim notiert, am Sandgrat gegen W liegt über dem Rötidolomit eine grobspätige rosa- oder lilafarbene Echinodermenbreccien-Bank, die vielleicht nach Weber dem Lias zuzurechnen (oder Aalenien?) ist.

Diese Liasvorkommnisse sind alle lokal und sehr schwach. Weitaus häufiger fehlt der Lias vollständig. Es ist aber von Interesse, daß er nicht ganz fehlt. Der Malmkalk ist am Klotz des Tödi nicht in seiner normalen Mächtigkeit vorhanden, sondern durch eine parautochthone Aufschichtung — wahrscheinlich die Wurzel der Hohefaulen-D. — verstärkt. Seine einfache Mächtigkeit in der Tödigruppe soll wenig über 300 m betragen.

Im Kieselkalk (Hauterivien) von Urscheu liegt eine echinodermische Bank, reich an Glaucophan. Daneben finden sich skeletthaft neugebildete Magnetite und Biotit, letzterer vielfach in feinen Anfangsschüppchen. Für diese Metamorphose mit Ummineralisation ist eine andere Deutung als DM unmöglich!

Als südöstlichste Fundstellen von Taveyannazgestein in der E-Schweiz macht F. Weber namhaft den Kern der oberen Eocänmulde am W-Abhang des P. Dartjes und das S-Ende des Grates vom Mutenstock (Kistenpaßgebiet).

2. Betreffend Tektonik (nach F. Weber).

Daß die helvetischen Dn. im Tavetscher Zwischenmassiv wurzeln und das Gotthard-M. über das Tavetscher Zwischen-M. und mit diesem über das Aar-M.

sich nach N hinaufschieben, war schon teilweise von Alb. Heim („Beiträge“ Lfg. 25 S. 242 u. 243, Taf. VII Fig. 3 usw.) beobachtet worden, und auch wir nahmen (S. 204 oben) das Tavetscher-M. für den Wurzelkern der helvetischen Dn. und setzten weitere Hoffnungen zur Aufklärung der Zusammenhänge in eine eingehendere Untersuchung der Gebirge um Trons. Zunächst haben P. Niggli und F. Weber das Überkippen des Gotthardfächers an seinem W-Ende bis zum Übergang in liegende Falten bestätigt. Sodann haben die Genannten zusammen, Niggli besonders S des Rheines, F. Weber N desselben die Zusammenhänge schon etwas

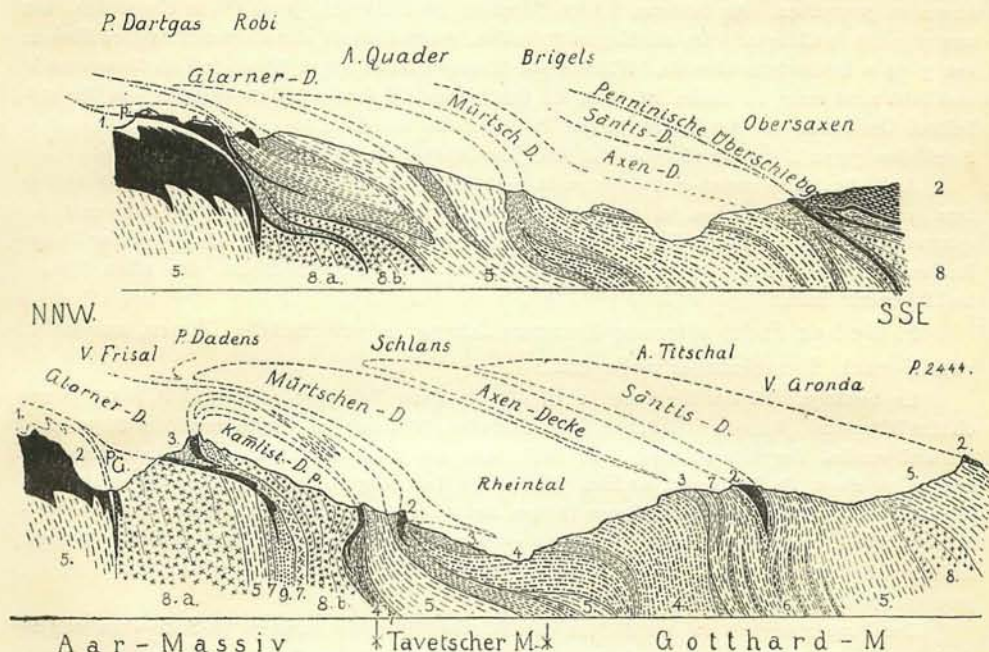


Fig. 249. Profile durch die Wurzelregion der helvetischen Decken, 1 : 100 000, von Friedr. Weber.

1 = Eocän (Flysch und Nummuliten, weiß); 2 = Mesozoikum (schwarz); 3 = Verrucano, phyllitisch; 4 = Verrucano, konglomeratisch; 5 = Altkristalline Schiefer und Gneise; 6 = Amphibolit; 7 = Porphyre und Porphyrite; 8 = Granite; 8a = Puntaiglas Granite; 8b = Aargranit der Südzone; 9 = Diorit; G = Griesstock-Decke (parautochthon); p = parautochthone Deckenwurzeln.

genauer festzustellen vermocht. Durch sorgfältigstes Verfolgen der Gesteine ist es F. Weber gelungen, bestimmte Massivteile fortsetzend in bestimmte parautochthone oder helvetische Dn. zu finden und so das Tavetscher-M. als Wurzelkern der unteren, das Gotthard-M. als solcher der oberen helvetischen Dn. nachzuweisen.

Das Gotthard-M. ändert zugleich mit dem stärkeren Überliegen des Fächers nach N und seinem Übergang in liegende Falten sein Streichen von ENE in NNE. Das ganze, liegend gewordene Gotthard-M. durchquert auf der Strecke von Trons bis etwa 6 km talabwärts schief das Rheintal. Das Tavetscher-M. bückt und verbirgt sich bei Trons unter das Gotthard-M. Das Rheintal ist von Trons bis Ilanz mehr Quertal als Längstal — es ändert aber dabei seine Richtung nicht, vielmehr

ändern die durchtalten Gesteine ihr Streichen, das hier auf eine Strecke zugleich von axialem Ostfallen veranlaßt wird. So rückt das penninische Mesozoikum von der S-Seite des Gotthard-M. bis an die Rheinlinie heran.

F. Weber findet im besonderen:

Die Disentis—Tronser mesozoische Mulde ist eigentlich symmetrisch angelegt. In Spuren findet sich oftmals auch der S-Schenkel. Es kann auch teilweise der N-Schenkel schief abgeschert sein, so daß Aarmassivdiortit mechanisch am Malmkalk liegt (hinter E-Ecke der Klosterkirche Disentis). Außerdem fand Weber die von mir (Bd. II S. 174) angedeutete Komplikation innerhalb der Disentisermulde als eine Doppelung der Mulde von Disentis bis über Val Zinzera hinaus ausgesprochen. An letzteren Stellen liegen im Profil zweimal je ca. $\frac{1}{2}$ m Eisenoolith, Dm umgewandelt in Chloritschiefer mit Magnetitkristallen, getrennt durch einen sekundären Gewölbekern von 3—4 m Echinodermbreccie. Während die Disentisermulde gegen W in die Luft hinausstreicht und bald nicht mehr zu finden ist, setzt sie sich gegen NE fort, nördlich begleitet von der südlichsten Granitzone des Aar-M. bis in den P. Dado, wo sie dann bedeckt wird und mit starkem Axialfallen gegen E im Grunde von Val Robi ins Gebirge hinabsticht.

Auch die Mulde zwischen Tavetscher-M. und Gotthard-M. zeigt mehrfach symmetrische Anlage (von Alb. Heim schon in einer Andeutung gefunden, S. 211 zu oberst). F. Weber findet symmetrisches Profil auch am Valesabach W Tenigerbad und angedeutet in der Fortsetzung N des Rheines, wo im Schlanserdolomit ein Muldenkern von Quartarschiefer steckt, den schon Theobald bemerkt hatte.

F. Weber findet folgende Zusammenhänge in streichenden Zonen, aufgezählt von N nach S, aneinander anliegend:

Er bestätigt, daß der Nummulitenkalk zwischen Brigelserhörnern und P. Frisal (S. 177 ob der Mitte und „Beiträge“ N. F. 31. Lfg.; A. Heim, Wurzelregion der Glarnerfalten S. 52 zu 4) tief und vertikal eingeklemmt durch Val Frisal, unter Alp Robi und P. Dartjes, SE unter Crap Surschens bis durch die Panixeralp streicht. Er ist die Trennung von dem mächtigen, nördlich anliegenden Malm, der die parautochthonen Decken liefert, einerseits, und dem dünnequetschten südlichen Malm, der dem Verrucano anliegend oder unterliegend in den Lochseitenkalk übergeht, andererseits. Dieser Nummulitenkalk ist die eigentliche Mulde unter den helvetischen und über den parautochthonen Decken.

Der Puntaiglasgranit an der W-Seite der Brigelserhörner ist meistens (N-Seite oben und S-Seite an der Spitzmulde) von primär transgressiv, aber lückenhaft aufgelagertem schwachem Röttdolomit begleitet, über dem sich reduzierter Dogger anschmiegt. Dadurch wird unsere Angabe (S. 177 Mitte) korrigiert. Wir übersahen die sehr dünne normale Auflagerung von Trias und Dogger auf dem ebenen flachen Granitoberrand und unter dem Malm (Taf. VII Prof. 2). Es brauchte einen Kletterer wie F. Weber, um diese Grenze zu verfolgen. Der überliegende Malm gehört im unteren Teil zur normalen Schichtfolge. Eine flache Umbiegung, in Spitzmulde gegen S geschlossen, harmonisch gegen die nachher gegen Alp Puntaiglas hinabgebogene Rötimalde eingeschachtelt, verbindet den Normalschenkel über dem Puntaiglasgranit mit dem Verkehrtchenkel unter P. Puntaiglas und Cavestrau grond.

Die Verrucanomasse an den Gipfeln und der N-Seite der Brigelserhörner (Cavestrau grond, P. Tumbif, P. Dadeint und Dado Abhang gegen Val Frisal und Alp Nova) ist vom Tavetscher-M. weg direkt überbogen, eingewickelt und dann überschoben durch die einwickelnde nächst südliche, aaregranitische Falte. Die eingewickelte Verrucanozone streicht im Cavestrau grond nach W in die Luft aus und verschwindet gegen E mit Axialfallen direkt am Fuß der Runse unter Alp Robi in das Gebirge hinab; nur ein abgerissenes Fetzen davon erscheint noch konserviert in einem Querfältchen an der E-Seite des P. Dartjes-Gipfels.

Die südlichste Aar-M.-Intrusivzone (Diorit und Granit) ist im S begleitet, z. T. umwölbt, von den Sedimenten der Disentis—Truns—Zinzerazone. Der Granitkern

sticht an der W-Seite des P. Dado unter die überwölbenden und mit Brüchen abgetreppten Mesozoika und sinkt unter denselben gegen E ab. Ein äußerster Gewölbekern dieses Granites ist aber nach N hinauf abgequetscht. Sein dünner verquetschter Stiel samt begleitenden Sedimenten ist zu sehen am unteren Ende der Robirunse, ferner bei 2359 zwischen Furkahorn und P. Dartjes. Mit seinem nördlichsten Stirnkopf bildet er den Gipfel des P. Dartjes, westlicher Teil. F. Weber hat die Identität des Gipfelgesteines des P. Dartjes mit dem S Aaregranit von Alp Schlans und P. Dado nachgewiesen. Dadurch wird die Überlagerung am P. Dartjes zu einem Zwischenglied von parautochthon und Glarner-D.; sie wurzelt noch in der südlichsten Randzone des Aar-M. Die Sedimente des P. Dartjes schließen sich an die Disentis—Tronser-Mulde an! Das gleiche setzt sich auch noch nach E fort, indem gleiche Granitfetzchen auch im Surscheins in Rötidolomit eingewickelt sind.

Schon 1868 beobachteten Arn. Escher und G. Theobald, die ich damals begleiten durfte, eine kleine Querfältelung an der E-Seite des P. Dartjes. Später fand ich noch weitere, vielleicht damit zusammenhängende Erscheinungen: Linearstreckung und Fältelung in verkehrter Schichtfolge auf dem P. Mar—Rothorn mit abweichendem Streichen, abweichend E—W streichende Aufbrüche von Eisensandstein und Schiefer durch den Rötidolomit am Crap Surscheins. Letztere sind neuerdings bestätigt und noch genauer beobachtet von F. Weber. Die verkehrten Schichtfolgen zeichnen sich also hier durch abweichend streichende Fältelungen aus. Solche mußten im überschobenen Gebirge um den gegen E hier absinkenden Sporn des Aar-M. in den tieferen Dn. eintreten, fast vergleichbar den Wellenrippchen an der Seite eines Brückenpfeilers (Alb. Heim).

Die Überschiebung des Tavetscher-M., tektonisch transgredierend auf dem Aar-M. findet statt auf der Linie Oberalp, S-Rand der Disentis—Dado-Mesozoika—Alp Robi. Dort sind Teile des Tavetscher-M. dem absinkenden Aare-M. aufgeschoben. Ein direkter Ausläufer des Tavetscher-M. läßt sich verfolgen von der Garvera über Nadils N-Teil, zwischen der Mulde Zinzera—Dado einerseits und der Rauhwaacke von Schlans andererseits in die Andesteralpen S Crap Surscheins.

Die Überschiebung des Gotthard-M. gegen N auf das Tavetscher-M. streicht aus auf der Linie Alp Pazzola, Curaglia, Soliva, N P. Muraun, Nadils, Rinkenberg, Schlans, Alp Robi, Urscheu, Ranasca. Die Aufschiebung des Gotthard-M. greift in dem im Gebirge erhaltenen Teil von W nach E immer weiter über und tiefer in die Schichtserie und die tektonischen Glieder hinab. Erst liegt sie an der Unterseite des Gotthardias, dann greift sie unter die Trias oder in den Verrucanophyllit, dann in den Carbonkonglomeratgneis der Garveramulde, dann von Nadils bis Schlans bedeckt sie das Tavetscher-M.; von Schlans gegen Panix überlagert sie aarmassivische Glieder und am Vorab und in der Ringelspitze überschiebt der gotthardische Verrucano die parautochthonen Sedimentfalten des Aar-M.

Dieses Übergreifen von Gotthardgesteinen auf verschiedene andere Gebirgsmassen gegen E bedeutet indessen nicht ein sich wesentlich änderndes Benehmen der vom Gotthard-M. ausgehenden Überschiebung, vielmehr ist es nur eine durch die von W nach E abnehmende Höhenlage bedingte geringere Denudation der Deckenauflagerung (Alb. Heim).

F. Weber findet weiter folgende Zusammenhänge:

	Wurzelzone	Decken
Aar-M.	Brigelselhörner und stüdl. Aaregranite inkl. Muldenzone, Distentis—P. Dado	Obere parautochthone Falten Kammlistock-D.?, P. Dado, P. Dartjes, Crap Surscheins
	Tavetscher-Zwischen-Massiv	Untere helvetische Decken
Garvera—Nadils—Schlans Überschiebungszone P. Muraun— Garvera, Nadils S-Teil	Glarner-D. (Sernifit-D.) Mürtschen-D. (Verrucano-Schiefer-D.)	
Gotthard-Massiv	Zone Stavelatsch—Miezdi	Axen-D.
	Medelsergebirge (Gallinario) Nordseite, Medelsergranit in Lavaz u. Somvix, V. Gronda	Säntis-D.
	Streifengneiszone, verschwindet bei Meyerhof Obersaxen mit Granitstock unter der penninischen Überschiebung	Obere helvetische Decken ? ?

F. Weber hebt hervor, daß die Spaltungen in die verschiedenen helvetischen Decken sich z. T. bis tief in die Wurzelregion verfolgen lassen.

Das Tavetscher- und das Gotthardmassiv verhalten sich zu den nördlichen helvetischen Decken etwa wie das Berninagebirge zu den Klippen oder Préalpes. Wenn man im W kein Äquivalent der Glarner- und Mürtschen-D. findet, so liegt der Gedanke nahe, daß das mit dem Fehlen eines Analogons des Tavetscher-Zwischenmassives am W-Teil des Gotthardmassives zusammenhängen könnte.

Es ist an dieser Stelle nicht angezeigt, auf die vielen interessanten Einzelheiten und auf die Begründung der skizzierten Zusammenhänge einzugehen. Alles dies, sowie besonders die Darstellung der reichen Beobachtungen in Karte und Profilen durch F. Weber wird, wie später auch die Untersuchungen von P. Niggli in den „Beiträgen“ erscheinen.

Die Wurzeln der helvetischen Dn. finden sich also am S-Rande des Aar-M. teils im E und W verborgen in penninisch überschobenen Narben, teils noch sichtbar im Tavetscher-M. und im Gotthard-M. Die Scheitelzone nahe dem S-Rand des Gotthard-M. muß die Grenze zwischen helvetischem und penninischem Faziesgebiete gewesen sein. Das Tavetscher Zwischen-Massiv samt dem größten Teil des Gotthard-M. müssen wir uns in der mesozoischen und Alttertiärzeit noch so breit denken, wie die abgewickelten helvetischen Dn. Erst der alpin-tertiäre Zusammenschub hat diese Zonen von 60 bis 70 km auf $\frac{1}{5}$ oder $\frac{1}{10}$ ihrer mesozoischen Breite zusammengestaut, isoklinal vom Granit bis und mit den Nummulitenkalken gefaltet, und die liegenden Falten herausgequetscht aus den jetzt engen Zonen. Die autochthonen Zentral-M. sind nicht herzynisch entstanden, sondern herzynisch nur angelegt und als Narben prädestiniert worden. Der tertiär-alpine Zusammenschub hat sie tektonisch geschaffen und daraus Gebirge gemacht. Immer wieder müssen wir dies betonen, weil die herzynischen Dislokationen in ihrer Bedeutung für die heutigen Alpen so oft überschätzt werden (Alb. Heim).

S. 153 Zeile 25 von oben. Das erwähnte Roteisenerz am Welligrat war 1760 in Ausbeute und wurde verhüttet, ist dann aber bald wegen schwierigem Zugang verlassen worden.

S. 183 Mitte. Auch am Eintritt der Reuß in die Schöllenschlucht am Riegel beim Urnerloch findet sich die Eigentümlichkeit, daß neben dem jetzt vom Flusse benutzten Felseinschnitt noch ein zugeschütteter älterer von 35 m Tiefe den Granit durchbrochen hatte (P. Arbenz, mündl. Mitteilung; vgl. ferner Nachtrag zu Bd. I S. 365).

S. 183 unten. Unserer kurzen Darstellung des Hasletaales habe ich selbst noch einige Notizen beizufügen:

Der prähistorische Bergsturz von Guttannen. Im granitischen Teil des Quertales kommen nur kleine Bergstürze vor. Im serizitschiefrigen dagegen treffen wir auf einen von großen Ausmaßen. Seine Ausbruchnische ist der weite steile, mächtige Halbtrichter W Guttannen von Lichbriiter über Ritzlihorn bis Bürglistock ca. 2 km Durchmesser und 1600 m Höhe. Der Bergsturzhauke bildet die Talschwelle von Guttannen und reicht über die Aare und hinab unter Mettlen bis zur Straßenbrücke bei Boden. Die Aare hat sich schon tief durch den Riegel eingeschnitten und die jüngeren Wildbach- und Lawinenschuttkegel bedecken vielfach den Bergsturzschnitt und verhüllen seine ursprüngliche Oberflächengestalt.

Quertalriegel im Aaregranit. Für die Verwitterungsformen im Ober-Hasletal sind maßgebend 1. die alpine Schichtung und Schieferung quer zum Gebirgsschub WSW—ENE streichend und steil S fallend; 2. eine vertikale Querklüftung in der Richtung des Druckes (NNW); 3. eine Plattung der ausgeglichenen Oberflächenform verflacht angepaßt (Entspannung durch Erosion, vgl. S. 139 u. 258). Die letztere erzeugt oft eine ausgeprägte flache Bankung, die an Schichtung erkennen kann (unterhalb der Handegg, Wasen usw.). Den zahlreichen Riegeln mit Stromschnellen oder Wasserfällen im Hasletal liegt sehr häufig talaufwärts ein Paket ausgebröckelter Gesteine (Aplit, Serizitschiefer, serizitisierte Porphyre) von nur wenigen Metern Mächtigkeit an. Sie sind zu einer Furche ausgewittert, die oft weithin in alpiner Streichrichtung beidseitig des Tales bis an die Käme hinauf schon aus der Entfernung sichtbar verfolgt werden kann. Talaustrwärts anliegend steigt dann eine prägnante Rippe von Aaregranit aus dem Boden herauf. Sie leitet die Seitenbäche, sie bildet eine schmale Riegelwand, über welche sich Hauptfluß und Nebenfluß sofort nach ihrer Vereinigung in die unterhalb folgende Stromschnelle (Canion, Wasserfall) stürzen (Bächlibach und Gerstenbach, Aerlenbach—Handegg, Stäubenden usw.). Alle Riegel im Granit sind prachtvoll gletschergeschliffen. Ihre Auswitterungsform ist aber trotzdem erhalten geblieben, indem sie samt ihren Gletscherschliffen, entgegen der Tendenz des schleifenden Gletschers, an der Stoßseite ganz steil aufsteigen, talabwärts meistens meistens flacher abfallen — die Ohnmacht der Gletscher für Talbildung zeigt sich auch in solchen Kleinformen!

Jeder Riegel hat seine Besonderheiten. Der Riegel der Handegg (1417 m) ist merkwürdig. Er setzt am Fuße der Stufenmündung des linksseitigen höheren Aerlentaales so an, daß der Bach des letzteren gerade auf die Rückenmitte des Riegels kommt und in dieselbe eine streichende Furche quer zum beriegelten Haupttal eingeschnitten hat. Der Riegel ist dadurch zweiteilig geworden. Die obere Hälfte ist von der Aare erst untief quer durchschnitten. Gleich an der Zusammenflußstelle stürzen Aerlenbach und Aare zusammen ca. 46 m tief hinab in die Granitschlucht, die die nördliche Rippe des Riegels schon fast ganz bis auf die tiefere Talstufe (1280 m) hinab durchschnitten hat.

Wiederum einen ganz anderen Bau hat der Riegel beim Grimselospiz. Er staut im rechtsseitigen höheren Talwinkel die Grimselseen 1871 m, erhebt sich in dem gletschergerundeten steilen Nollen mitten im Tale auf 1981 m, ist dann aber von seiner westlichen Fortsetzung, dem Juchligrat, durch eine enge Felsschlucht, die Spitalamm, abgetrennt, die bis auf 1780—1808 m hinab den Riegel fast fertig durchschnitten hat, so daß weiter unten nur noch eine wenig steile Stromschnelle der N-Seite des Riegels vorgelagert ist. Die Gletscherschliffe reichen von den Riegelrücken bis tief in die Schlucht hinab (Bd. I Taf. VIII).

Die Mannigfaltigkeit der Riegelformen ist groß (Bd. I S. 364—367). Fast alle aber widersprechen der Hypothese von der Aushobelung der Täler durch die Gletscher. Angesichts der Erscheinungen im oberen Aaretal (Hasletal) und anderswo liegt der Gedanke nahe, daß relativ späte Aufschubbewegungen an streichenden, steil S fallenden Schicht- oder Klufflächen Riegel veranlassen könnten.

S. 185 Mitte. Die größten Felsquellen treten aus dem mächtigsten Komplex durchlässiger Kalksteine, dem Hochgebirgskalk (Malmkalk) immer da hervor, wo Täler, besonders Quertäler, denselben zu einer tiefsten Austrittsstelle anschneiden, sichtbar allerdings nur dann, wenn nicht mächtige Talalluvion oder Bergstürze diese Stellen verbergen. So entspringen der südöstlichen Gabelung des Aarmassives aus der darin liegenden Malmkalkmulde die mächtigen Quellen W des Kunkels, die Quellen im Kessel von Gürsch N ob Tamins, diejenigen ob Mulins bei Trins und ob Flims bis über Muletg, in der Panixeralp und sogar noch in der oberen Val Frisal. In den Quertälern, welche den N-Flügel des Malmmantels des Aar-M. durchschneiden, und zwar meistens an der tiefsten Stelle des Ausschnittes, sprudeln im Linthtal die großen Quellen von Gfell und Reitimatt zwischen Auen und Tierfehd, die Quellen der Stillen Reuß zwischen Erstfeld und Attinghausen, indirekt durch den Schutt des Talbodens tritt der Quellbach S Kloster Engelberg aus. Die Quellen im Lauterbrunnental und die gewaltigen Quellen am Fuß der Felswände S Kandersteg gehören ebenso dem nördlichen Malmmantel an, der ihnen Sammelgebiet und Austrittsstelle zugleich ist.

Gotthard-Massiv (S. 190—204).

P. Niggli hat seine Untersuchungen im Gotthardmassiv fortgesetzt. Wir entnehmen einem Vortrag von ihm folgende Notizen. Dieselben bedeuten weniger Korrekturen für unsere frühere Darstellung, sie ergänzen aber dieselbe zusammenfassend in einigen Punkten.

Das Gotthard-M. zeigt einen Wechsel von ENE streichenden Zonen von Paragesteinen zwischen Orthogesteinen. Dieser Wechsel muß auf herzynischer Faltung beruhen, denn die carbonischen Granitintrusionen unterbrechen dessen Zonen, indem sie dieselben quer abschmelzen. Die prätriasische Geschichte des Gotthard-M. weist folgende Reihe von Vorgängen auf:

1. Basische Intrusionen (jetzt Eklogite usw.) in die alten Sedimentgesteine.
2. Saure Intrusionen und Injektionen (jetzt zu Orthogneisen, Streifengneisen, Stengelgneisen geworden).
3. Herzynische Hauptfaltung erzeugt zonale Anordnung.
4. Intrusion von fünf Stöcken granitischer Magmen, die Zonen z. T. abschneidend, z. T. in die Antiklinalen derselben eindringend.
5. Intrusionsnachschiebe (aplitische, pegmatitische mit Turmalin, blauen Quarzen und Feldspäten, lamprophyrische Gänge, im Vorland während Carbon und Perm porphyrische und diabatische Ergüsse).
6. Erosion, besonders im S, Ablagerung von Obercarbon und Verrucano besonders im N, NE und E. Die schon damals angedeutete Senke zwischen Aar- und Gotthard-M. wurde damit angefüllt (Tavetscher Zwischen-M., Wurzelzone der Verrucano-Decken).

Die schiefabschneidende Endigung der Tremolaserie gegen W und gegen E ist eine obercarbonische Erosion (ein weiteres Beispiel für eingewickelte Erosionen (Bd. II S. 870/71). 1. und 2. obiger Aufzählung sind präcarbonischen Alters, 3., 4. und 5. bedeuten die herzynische (carbonische) Gebirgsbildung, 6. umfaßt die teils schon gleichzeitigen Folgeerscheinungen im jüngeren Carbon und Perm.

Die alpine (tertiäre) Faltung hat das Gotthard-M. in seinem inneren Bau nur mäßig beeinflusst; sie hat keine innere jungalpine Mulde mehr geschaffen, sondern das Massiv mehr als ganzen Klotz bewegt, aufgestaut und zusammen mit den umgrenzenden Sedimenten gefächert. S am Oberalppaß entstand eine Querabbiegung. In der Verlängerung der Urserenmulde gegen E wird die Mulde zum Gewölbe herausgepreßt: das Tavetscher Zwischen-M. Es ist verständlich, daß dasselbe keinen Kern von Orthogesteinen enthält, aber Verrucanoaufschiebungen geliefert hat. Im E wird die Tektonik des Gotthardmassives alpin vollständig überkämmt, indem seine höchsten Teile nach N übergelegt Kerne von Decken ergeben. Am E-Ende wird alles gegen N überschoben. Die Urseren-Garvera-Mulde setzt fort in die Trias von Schlans. Herzynisch war das Gotthard-M. anscheinend ziemlich symmetrisch; mit dem Obsiegen der alpinen Bewegung ist es dann einseitig gewendet worden. Die Überschiebungen über das Aar-M. sind mehrfach, in W und Mitte abgetragen, im E noch sichtbar erhalten.

In diesem Gebiete zeigt sich die alpine DM. in der Mikrostruktur wie im Großen. Frei von Palimpsesten mit verschiedenen alten Metamorphosen können wir hier die reine alpine (tertiäre) DM an allen mesozoischen und tertiären Gesteinen prüfen. Am N-Rand des Gotthard-M. bleibt sie auf Epistufe, immerhin mit schon starker Ummineralisation (neu gebildet sind: Magnetit, Hämatit, Serpentin, Talk, Grammatit, Epidot, Serizit, Chlorit, Chloritoide, Glaucophan, Albit, Paragonit, Klinozoisit). (Als DM würden wir dies lieber schon Meso-DM nennen, Heim.) Am S-Rand, besonders in der Mulde von Piora, wo die Mulden tiefer tauchten und viel stärker geklemmt waren, werden die mesozoischen Gesteine stark nach Art der Mesozone porphyroblastisch ummineralisiert. Es entstehen: Granat (Almandin), Staurolith, Disthen, Hornblenden, Epidot, Biotit, Phlogopit, Muscovit, Albit, Plagioklasse. Aus dem Epi-Chloritoidschiefer, wie wir ihn in der Urserenzone so häufig finden, ist hier Biotit-Staurolith-Schiefer geworden. Schichtung, Schieferung, Gleitrichtung, Fältelung usw., alle Bewegungen im Gestein, zeichnen sich in der Stellung und Anordnung der Porphyroblasten in mannigfaltiger Art ab. Oft ergeben sich schiefe Stellungen zur Schieferung als Gesetzmäßigkeit. Man findet z. B. Biotit in verschiedenen Generationen gebildet, die ältere in der Schichtungsschieferung, die neueren dieselbe steil schneidend usw.

Bei dieser Gelegenheit sei nochmals im Gegensatz zu der Behauptung „le dynamometamorphisme n'existe pas“ (S. 74) in aller Bestimmtheit hervorgehoben: Die tertiär-alpine Faltung und Stauung hat von ihr ergriffene mesozoische Sedimente textuell und strukturell unter einer durchgreifenden gleichzeitigen Ummineralisation zu vollständig neuen Gesteinen gemacht. Die umgebenden Eruptiva oder Intrusiva waren schon vortriasisch erkaltet und konnten keine Kontaktwirkung mehr ausüben. Wo gleiche Sedimente in geringer Entfernung weniger intensiv und tief eingefaltet worden sind, sind sie nicht metamorphosiert. Diese gewaltige Metamorphose ist also durch die alpine Dislokation entstanden! Sie ist DM (Epi-DM, Meso-DM, Kata-DM). Beispiele dafür in beliebiger Menge!

S. 213 Zeile 8 von oben 3. 10 m Rötidolomit transgredierend auf der alten Verwitterungsrinde des Verrucano!

S. 226. Die Mulde von Chamonix. Ed. Paréjas („La vallée de Chamonix“, Echo des Alpes Nr. 7 1921; Sur le Trias ... etc. ... Chamonix, Arch. Genève 1921).

Paréjas sucht die sehr spärliche Trias am N-Rande der Chamonixmulde auf und findet dort Quarzite und Quarzkonglomerate, darüber grüne und schwarze Schiefer (Equisetumschichten), aber nicht Rauhwaacke und Dolomit und kein Lias; den Keupermergeln schließt sich 1 m, grobkörniger Echinodermenkalk (Bajocien) an, dann Argovien bis 10 m, und zwar Schiltkalk (krümlig subkonglomeratischer Kalk mit gelben Einschlüssen) und Schiltschiefer dünnplattig zerquetscht und marmorisiert. Das Argovien war bisher meines Wissens in der Chamonixmulde noch nicht erkannt.

Der Bau der Chamonixmulde ist sehr kompliziert. Im großen ganzen schließt sie sich stratigraphisch — ähnlich wie die Urserenmulde — mehr dem südlichen Massiv an und der N-Schenkel ist stärker reduziert. Besonders der Lias ist im S-Schenkel stark entwickelt, er nimmt den größten Teil der Muldenbreite ein. Die Schichten sind bald eng isoklinal gefältelt (z. B. unter Pavillon de Bellevue, unter Croix de fer usw.), bald in mehreren unregelmäßig lückenhaften und in einzelnen Schichtgruppen unregelmäßig verstellten und verdünnten Serien mit zwischenliegenden Überschiebungsf lächen wiederholt. Paréjas sieht in dem ganzen Synklinalkomplex drei zusammengepreßte Mulden. Die einzelnen zu unterscheidenden Stufen sind gegenüber unserer früheren Kenntnis bedeutend vermehrt. Er glaubt erkannt zu haben: Carbon, Trias, Unterlias, Mittellias (oft sehr mächtig), Oberlias, Toarciens, Aalénien, Dogger, laminiertes Kalkschiefer, Argovien, gequetschter Malm, Malmkalk, Valangien, Marmor von Saillon (Aptien), Siderolithe, Tertiär mit Nummulitenbildung!, verschiedene Linsen altkristalliner Mylonite.

Paréjas zeichnet ein Profil des Col de Balme, welches mit steilem Fall nach SSE, von S nach N allmählich weniger steil, aufweist:

1. Kristalline Schiefer des Montblanc, Trias, Unterlias, Mittellias mit dem Sattel von Col de Balme, Unterlias, Mittellias mächtig, den Gipfel der Croix de Fer bildend. 2. Aufschubfläche, Mittellias, Toarciens, Aalénien in mehreren isoklinalen Falten, steil SE fallend, Toarciens, Mittellias. 3. Aufschubfläche, Malm (wenig mächtig), Nummulitenschichten, eocänes Bohnerz in Linsen, Kreide (wahrscheinlich, recht mächtig), Malm (stark), Argovien, Dogger, darunter diskordant noch bedeutend steiler Carbon des Aiguilles Rouges-Randes.

Von La Bâtiatz, ca. 70° SE fallend, zeichnet er folgendes Profil von SE nach NW: 1. Mittellias, Malm (auf diesen beiden den alten Turm), laminiertes Kalk, Aufschubfläche mit Trias in Linsen. 2. Mittellias, Kreide?, Marmor von Saillon (Aptien), Tertiär, Aufschubfläche, Kreide, Siderolith, Valangien, gequetschter Malm, Altkristallin der Arpille.

Leider fehlen den bisher gegebenen Profilen die genauen Maßstäbe. Spätere eingehendere Publikationen werden deren wohl nicht entbehren.

Arpille (S. 232 und folgende).

Anschließend an die Untersuchungen von Lugeon und Jérémime (S. 258 u. 239) hat ein anderer Schüler Lugeons, M. N. Oulianoff (Eclogae, Dez. 1920), die Kalklinsen und Carbon-synklinalen im Arpille-M. und dessen Umgebung näher geprüft.

Oulianoff bestätigt, daß alle Intrusiva des Aiguilles-Rouges—Arpille-Massives älter sind als Carbon. Die Grenze von Altkristallin gegen Carbon ist stets scharf. Alle CM, alle die zahlreichen Gänge im Altkristallin schneiden an der Unterseite des Carbon scharf ab. Nichts davon dringt ins Carbon (Stephanien) ein. Im SE überdeckt das Carbon das Altkristallin diskordant; im NE herrscht eine „falsche“ (unvollkommene, durch Druckschieferung vorgetäuschte) Konkordanz. Wie die In-

jektion und Metamorphose, so ist auch die erste Faltung im Altkristallin älter als die Ablagerung des Carbon. Die hochmetamorphen Marmorlager gehören nur dem Altkristallin an. Ihre CM hat gleichzeitig mit derjenigen des einschließenden Hornfelschiefer stattgefunden. Wo sie ganz resorbiert worden sind, sind basische Gesteine, besonders Amphibolite entstanden, welche oft die einzelnen Marmorlinsen in Züge verbinden. Oft zeigen die bis 40 und 50 m mächtigen Marmore deutliche Schichtung und Bänderung durch darin ausgeschiedene Kalksilikate oder Graphitblättchen. Graphite begleiten die alten Kontaktmarmore auch in der Arpille. Dieselben haben aber keinerlei Zusammenhang mit dem viel jüngeren Carbon. Oulianoff findet sechs „alignements“ von Marmorlinsen, die stets konkordant im altkristallinen Schiefer der Arpille SW—NE streichend liegen und ungleich steil, meistens gegen SE einfallen oder senkrecht stehen, ausnahmsweise in fast horizontale Lage sich schmiegen.

Wenn aber Oulianoff aus dem Falle, den er im Profil abbildet, den Schluß auf liegende Falten schon der herzynischen Gebirgsbildung zieht, so können wir ihm darin nicht folgen. Seine Interpretation beruht auf der, wie mir scheint, willkürlichen Annahme, daß alle Marmorlager dem gleichen und zugleich obersten Horizont des Altkristallin angehören. Es braucht nicht jeder Marmorzug eine in sich geschlossene Synklinalzone zu bedeuten. Sie kann ein einzelner Horizont in einem größeren Schichtenkomplex zwischen älterem und jüngerem sein, der mehrere, verschieden alte jetzt marmorisierte Kalkniveaux enthielt.

Die Carbonzone Chamonix—Rhonetal (Châtelard—Salvan) läßt im ganzen sechs Synklinalen unterscheiden, von denen die nordwestlichste von den andern fast ganz abgetrennt ist. Die Hauptmulde ist in fünf engere, ungefähr isoklinale Falten geteilt. An mehreren Stellen sieht man die engen Gewölbeumbiegungen des Carbons um Gneiskerne herum. Die Muldenträge enthalten stets Perm im Kern. Dieses „Permien lie-de-vin“ (von dem leider gar keine Beschreibung gegeben wird, als, daß es sich vom Carbon durch die Farbe unterscheidet) soll stellenweise bis 90 m mächtig sein. Auf dem Scheitel der Arpille im E der Weiden von la Preisa kommen carbonische Schiefer, Sandsteine und Konglomerate, Kreide und Tertiär eingeklemmt im Gneis vor, ein Rest des früher zusammenhängenden Sedimentdaches.

Bezeichnend ist, daß bei gleichem Streichen die Marmorlager alle konkordant im Altkristallin stecken, die Carbonsynklinalen aber häufig etwas flacher diskordant auf den Schichtköpfen des Altkristallin liegen. Die letzteren fallen nicht in die gleichen Zonen wie die Marmore, sondern häufiger dazwischen. Wenn Oulianoff dies so ausdrückt, als ob „Coïncidence de l'axe d'un anticlinal carbonifère avec calcaire ancien“ bestehe, so steckt auch hierin die unbewiesene Annahme, daß durchaus jeder Marmorzug nicht bloß eine stratigraphisch normale Einlagerung im Altkristallin, sondern zugleich eine in sich selbst isoklinal geschlossene Mulde sei. Deutlich ist immerhin, daß die Einteilung des Gebirges durch die nachcarbonische (spätherzynische) Faltung in Antiklinalzonen und Synklinalzonen sich an einem älteren Rumpf vollzogen hat ohne Rücksicht auf dessen ursprüngliche Faltung. Die Reihe der Vorgänge war 1. präcarbonische Faltung und Intrusion (Entstehung eines [kaledonischen?] Gebirges mit reichen Kontakterscheinungen und Auffaltungen); 2. Abwitterung und Einebnung desselben; 3. Ablagerung des Carbon und Perm; 4. Faltung am Schluß der paläozoischen Zeit; 5. Abwitterung, Einebnung und Transgression der Trias; 6. alpine Hauptfaltung im Tertiär.

Also auch in diesem Falle wieder die altgewohnte Erfahrung: die Lagerungen sind viel komplizierter als man sie bei erst vorläufiger Beobachtung zu fassen vermochte.

L. W. Collet und M. Reinhard besprechen (Compte rendu des Ses. Soc. Ph. et Hist. nat. Genève Vol. 37 No. 2 1920) das Verhältnis zwischen dem Aiguilles

Rouges-M. und der Arpille. Sie kommen auf Resultate, welche von den bisherigen abweichen. Auch sie bestätigen, daß das Carbon primär diskordant auf dem Altkristallin der Aiguilles Rouges liegt und an den Intrusiva des Aiguilles Rouges-M. nicht Cm ist, und bezeichnen das Aiguilles Rouges-Massiv als „antéstéphanien“ (vorcarbonisch). Dagegen soll die diskordante Carbonanlagerung und Auflagerung an der Arpille eine tektonische Anschiebung, nicht stratigraphische Primäranlagerung sein, und an vielen Stellen sollen die Intrusiva des Arpille-M. an dessen N-Rand in die Carbonschichten eingedrungen sein und dieselben stark metamorphosiert haben. Auch in der Fortsetzung rechts der Aare sollen die carbonischen Konglomerate am N-Rande des Arpille-M. injiziert und ihr Zement feldspatisiert worden sein. Am N-Rand sei Intrusivkontakt am Carbon die Regel. Am S-Rande des Arpille-M. gegen die mesozoische Zone des Col de Balme—la Bâtiâz dagegen herrscht Konkordanz und Übergang von den kristallinen Schieferen durch das Carbon ins Mesozoikum. Das Arpille-M. wird also als „jünger, als postcarbonisch“, bezeichnet. Das Massiv der Aiguilles Rouges und der Arpille seien also von verschiedenem Alter, „il y a donc lieu de les séparer“. Nebenbei wird ferner als ein Unterschied der beiden angegeben: Perm an den Aiguilles Rouges, kein Perm an der Arpille.

Intrusives Eindringen in überliegende Gesteine findet stets nur stellenweise, nicht an der ganzen Auflagerungsfläche einer erst höher aufliegenden Schichtserie (in diesem Falle Carbon) statt. Die Beobachtungen von Collet und Reinhard sind deshalb wohl eindeutig für postcarbonisches Alter von Intrusiva des Arpille-M., aber nicht für präcarbonisches Alter des Aiguilles Rouges-M. So gut wie diese Beobachter zum ersten Male postcarbonische Intrusionen im Arpille-M. gefunden haben, finden sie vielleicht auch noch Stellen am Aiguilles Rouges-M. mit solchen. Weitere Beobachtungen sind nötig.

Sodann muß ich mich gegen die Ausdrucksweise wenden: „Le massif de l'Arpille est poststéphanien, donc plus jeune que celui des Aiguilles Rouges, qui est antéstéphanien.“ Die besprochenen Untersuchungen sagen bloß, daß die alten Intrusiva, welche das Arpille-M. enthält oder einschließt, postcarbonisch seien, nicht aber, daß das Massiv postcarbonisch sei. Die Diskordanz vom Altkristallin an dem Carbon der tiefen komplizierten Mulde von Salvan erzählt uns nur von einem sanft gewellten präcarbonischen Gebirge. Die Steilstellung des Carbons, des Mesozoikum und Tertiär in der Mulde von Chamonix über Col de Balme bis la Bâtiâz, die Kappe von Mesozoikum auf dem Gipfel der Aiguilles Rouges, die Falten des Mesozoikum an Dents du Midi und Buet usw. beweisen, daß unsere Massive im Mesozoikum und noch in der Tertiärzeit nicht bestanden, sondern als Böden unter dem Meere lagen, und daß sie erst tertiär als Massive entstanden sind! Man verwechsle nicht die alte prätriasische vor- oder nachcarbonische Intrusion eines Gesteines mit der tertiär-alpinen Auffaltung eines Gebirges, eines alpinen Zentralmassives — nicht im Gedanken, aber auch nicht in der Ausdrucksweise! Wenn vielleicht auch das Aiguilles Rouges-M. und das Arpille-M. in der Intrusion und Metamorphose einiger ihrer Gesteine eine kleine Altersdifferenz aufweisen, so berechtigt dies noch keineswegs dazu, sie als „autochthone Massive“ in alpin-tektonischen Betrachtungen zu trennen. Sie sind beide aus vorwiegend paläozoischen Gesteinen gebildet. Eine sanfte Mulde voll Carbon lag zwischen ihnen. Dann folgte Ende Paläozoikum starker Erosionsabtrag, und fortan blieb ihr Schicksal wie dasjenige siamesischer Zwillinge vereint. Das mesozoische und tertiäre Meer bedeckte sie mit einem gemeinsamen Mantel von Sedimenten. Der tertiäre Horizontalschub preßte sie zusammen, so daß die Carbonmulde dazwischen steil isoklinal sich stellte. Aber keine mesozoische Mulde konnte sich dazwischen drängen, sie blieben für die alpine Gebirgsbildung zusammengeschweißt als ein alt übernommenes Narbenstück, jetzt erst aus der Tiefe um einige Kilometer gemeinsam aufgepreßt. Warum sie trennen, die so treu durch die schwierigsten Zeiten zu-

sammenhielten? Das bischen, noch nicht einmal sicherer Altersdifferenz in ihren paläozoischen Intrusionen gibt dazu kein Recht.

Verschiedene Widersprüche in den Resultaten von Oulianoff einerseits und denjenigen von Collet und Reinhard andererseits sind nur durch weitere Beobachtungen aufzuklären.

S. 234. In der Tabelle sind die Worte Fernigen—Windgälle etwas tiefer zu setzen, so daß diese beiden Lokalitäten nicht als Fortsetzung des Jungfraukeiles erscheinen, welche frühere Vermutung sich als unrichtig erwiesen hat.

S. 245 unten. Es scheint, daß das Perm dem Carbon konkordant in dessen Mulden eingelagert, auch in der Zone zwischen Aiguilles Rouges-M. und Arpille verbreitet ist in Form von roten und grünen Schiefen und roten Konglomeraten (M. Lugeon, N. Oulianoff). Ohne nähere Beschreibung wird es meistens nur als „Permien lie-de-vin“ aufgeführt, und die größte Mächtigkeit, die Oulianoff angibt, beträgt 90 m.

S. 281/82. Helvetischer Dogger.

A. Jeannet (Eclogae, Dez. 1920) prüfte Fossilfundstellen im Dogger am Glärnisch (Axen-D.). Er fand dabei stellenweise Gerölle von Echinodermenbreccie mit Fossilien des Bajocien im Eisenoolith und von Eisenoolith im Schiltkalk. Diese Beobachtungen (Plattenbach—Gumengrat ob Braunwald, S-Seite des Glärnisch) erklären, daß der Eisenoolith, der sicher rein Callovien ist, gelegentlich ältere Fossilien enthalten kann. Dieselben sind „remaniés“, d. h. hier durch die Transgression aufgearbeitet und im neuen Absatz eingeschlossen.

S. 282 Zeile 15 von oben und S. 283 Mitte. Callovien-Eisenoolith an Erzegg und Planplatte.

Über die Eisenerzlager von Erzegg und Planplatte, auf dem Grat zwischen Melchtal (Unterwalden) und Gental (Kanton Bern) bei 2000—2200 m Meereshöhe gelegen, seien noch folgende Notizen gegeben:

Vom Anfang des 15. Jahrhunderts bis ca. 1807 sind die Erze in kleinen Holzkohlenhochöfen durch den Staat Bern oder seine Pächter verhüttet worden. Hochöfen standen in Isenbolgen, am Unterwasser bei Innertkirchen und zuletzt im Mühletal an der Sustenstrasse. Beim Dorfe Melchtal bestand bis 1693 ein kleiner Hochofen. Holzangel, schlechte Verkehrsmittel und ausländische Konkurrenz zwangen zum Aufgeben der Ausbeute.

Das Ausgehende des Erzlagers streicht wie der Berggrat und fällt gegen NW. Bald steht es auf der NW- bald auf der SE-Seite der Kante an. An der Erzegg reicht es im Streichen zirka 2 km, einschl. Planplatte mit wenig Unterbrüchen $4\frac{1}{2}$ km weit. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt dort 2 m (1—5 m). Am E-Abfall der Erzegg und noch an anderen Stellen ist es durch liegende Falten zwei- oder dreimal übereinander vorhanden. Das Lager sticht nach NW in den Berg hinein. Die Ausdehnung in dieser Richtung ist unbekannt.

Das Eisenerz an der Erzegg und Planplatte ist der Callovienuoolith. Fossilien sind nicht selten. Es besteht aus Pulverkorn-ähnlichen Chamositoolithen, die so dicht liegen, daß sie sich oft berühren. Limonit, Siderit, Ton, Kiesel und Kalk treten als Bindemittel auf. Es ist sehr fest. Stellenweise ist das Erz in Magnetit umgewandelt. Die folgenden Zahlen geben das Mittel aus 17 Analysen, die in () gesetzten Zahlen entsprechen einigen Proben am E-Abfall des Gipfels der Erzegg:

Spez.-Gew. = 3,44 (3,75); Fe = 39,56 (54,01); Mn = 0,14 (0,13); P = 0,48 (0,266); S = 0,16 (0,014); SiO₂ = 14,96 (9,05); Al₂O₃ = 11,58 (9,32); CaO = 4,75 (0,05); MgO = 2,07 (0,29); Glühverlust = 11,00 (4,32).

Der Umstand, daß bei Innertkirchen am Fuße des Berges bedeutende Wasserkräfte vorhanden sind, führte 1899 zu Projekten elektrothermischer Verhüttung.

S. 328. Betreffend das Eocänprofil von K. Tolwinski schreibt J. Oberholzer folgende Korrektur:

„Nach meinen Beobachtungen sind im Nummulitenprofil Tolwinskis bei St. Martin im Calfeusental die 25 m weißlichen Mergelschiefer, welche die beiden Nummulitenbänke trennen, keine normale Einlagerung in den Nummulitenschichten, sondern schiefriger Seewerkalk. Jede der beiden Nummulitenbänke stellt also den gesamten Nummulitenkalk dar; die untere gehört zum Autotoch-

thonen, die obere zur Drachenbergfalte, die hier in raschem Auskeilen gegen W begriffen ist. Das Profil Tolwinskis betrifft den Felskopf westlich St. Martin. Etwas östlich von der Kapelle St. Martin findet man die untere Nummulitenbank in ungefähr gleicher Höhe mit der Kapelle, die obere viel höher oben am Abhang, von der unteren bereits durch ziemlich mächtigen Seewerkalk der Drachenbergfalte getrennt.“

S. 336. In Tabelle Bd. II nach S. 336 ist die subalpine „Molasse rouge“ zum Stampien gestellt. Nach neueren Beobachtungen von Arnold Heim findet sich bei Bonneville in Savoyen ein normales Profil von grauer Molasse (Vaulruz) unten und roter Molasse oben, die letztere unter die Klippendecke des Môle einschließend (Fig. 198). Danach würde sich ergeben, daß die graue Molasse der Aarwangermolasse (Stampien), die rote Molasse der bunten Molasse (Aquitain) entspricht.

S. 338. Fazies der Nummulitenschichten. L. Rollier (Actes Soc. helv. Sc. Nat. Neuchâtel 1920) beharrt auf Grundlage seiner Beobachtungen am N-Rand des Säntisgebietes darauf, daß in den obersten Kreideschichten in stratigraphisch normaler Schichtreihe zwischen den Inoceramen, Ammoniten und Baculiten führenden Kreidesteinen Bänke mit Nummuliten vorkommen, welche nicht gleich seien denjenigen des Lutétien und nicht als tektonische Einschaltungen von Lutétien in Kreide betrachtet werden dürften. Es wäre ungerecht, wenn wir diese Überzeugung des verdienten Forschers verschweigen würden.

S. 319, 338 und 363. Otto Köberle in St. Gallen, der treffliche Finder und Sammler, hat im gleichen Gebiete nördlich an den Fähnern eine äußere Linse von Seewerkalk im Flysch außerhalb dessen Nummulitenführung gefunden, welche wiederum die gewaltige tektonische Verschuppung — diesmal von älterem in jüngerem — in dieser Zone uns beweisen. Arnold Heim findet nun 1922 im Rheintal bei Eichberg der steilen roten Molasse scharf begrenzt überschoben einen Fetzen von Seewerkalk, drüber normal: Leistmergel, typische Wangschichten! (Hoher Kapf) und Nummulitengrünsand.

S. 346, siehe Nachträge S. 587 und 849.

S. 350, siehe auch Zusätze zu Bd. I S. 49–50.

S. 351 Zeile 14 von unten. Im Nordrand der Préalpes, besonders im Schwarzseegebiete, also wohl schon in der „Externzone“, haben Hans Huber u. a. im Flyschsandstein häufig Nummuliten gefunden.

S. 390/91. Im Gebiet von Krinne, W von Ragaz liegt auf dem Wildflysch eine noch ziemlich ausgedehnte Decke aus Rötidolomit, Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk in der Fazies der Glarnerdecke, das Ganze unterlagert von einer Lochseitenkalk-artigen Malmplatte und von Seewerkalk. J. Oberholzer, der dieses Schichtenpaket gefunden und kartiert hat, hält es für einen Rest der Glarner- oder Mürtschendecke, dem der Verrucano schon fehlt.

Zu S. 398 Zeile 9–10 von oben. Bergsturz Terzen am Walensee. Eine abermalige Begehung der Gegend von Terzen (Walensee) durch J. Oberholzer hat ihn zu der Überzeugung geführt, daß das ganze Gehänge vom Talbach W Mols bis an den Rütibach bei Unterterzen und von dem Nischenrand oberhalb Unter-Molseralp bis in den Grund des Walensees hinaus ein einziger großer Bergschlipf sei. Dimensionen: Höhenunterschied vom oberen zirkusförmigen Anrißrand 1500 m bis an den Fuß des großen Vorstoßes der Bergmassen am Seegrunde 285 m = 1215 m, Breite am Seeufer ca. 1750 m, Aufhöhung bei Tschukenrütli, bei Gostenhorn und im See wenigstens 100 m; Grundrißlänge im Mittelstrich der Bewegung 4 km, Gefälle 18°, Volumen über 100 Mill. m³. Die abgesunkenen und abgerutschten Massen bestehen aus etwas Verrucano, aus Rötli-

dolomit und Quartenschiefer und besonders aus einer großen Masse von Lias. Die Gesteine haben im großen ihre gegenseitige Anordnung beibehalten, sind aber innerlich ganz zertrümmert und in ihren Stücken gegeneinander verstellt (Gostenhorn bei der Zementfabrik Unterterzen usw.) und auch splittrig ineinander gemengt. Die Oberfläche zeigt die typische Gestaltung der Stauwülste. Der obere Teil (Oberterzen) bildet eine Lücke in der Moränenbedeckung des Gehänges, der untere Teil hat erratische Bündnerblöcke und leichte Moränenbedeckung. Oberholzer hält diese für Nachwürm und Vorbühl. Die Bewegung war nicht nach Art eines Felssturzes ein wildes Durcheinander, sondern ein Abrutschen im Schichtfallen, Schicht auf Schichtfläche. Wenigstens teilweise muß der Quartenschiefer die Rutschfläche gebildet haben.

Später ist noch ein Verrucanofelssturz am oberen Rand der Nische angebrochen und bei Brandalp in der Abrißnische des großen Schlipfes liegen geblieben — ein Bergsturz über dem andern.

S. 398. Bergsturz von Mollis. Das Rütobel bei Mollis ist ganz in eine Breccie eingeschnitten. Indessen ist am S-Ufer eine regelmäßige Schichtfolge vorhanden. Da diese letztere tiefer liegt als die Schichtfolge der nördlichen Seite der Runse, hielt J. Oberholzer die Erscheinung für einen lokalen Bruch mit begleitender Zertrümmerung. Indessen, es blieb ihm sonderbar, daß die Verwerfung höher oben nicht mehr sichtbar ist und daß noch weit herum die Gesteine oft die Textur einer festverklitteten Breccie zeigen. Nun hat nach brieflicher Mitteilung von J. Oberholzer, Gabriel Freuler, stud. geol. von Ennenda, zuerst diese Breccien als einen großen präglazialen oder interglazialen Bergsturz erkannt.

In den letzten 3 Jahren ist eine neue Straße von Mollis nach Mulleren hinauf über diese Gehänge gebaut worden. Dieselbe hat prachtvolle neue Aufschlüsse geschaffen, an welchen reichlich Bergsturzbreccie mit den typischen Erscheinungen angeschnitten liegt: Mangel einer primären Schichtung, Brocken und Splitter scharfkantig oft mit Schlagkontusionen, die Lücken mit Schlagpulver gefüllt, zwischen Troskalkbreccie Fetzen von Zementstein eingeklemmt, einzelne große innerlich zersplitterte Blöcke in kleingeschlagener Breccie schwimmend, unregelmäßige Grenze von Troskalkbreccie und Quintnerkalkbreccie. Am Rande der Terrasse von Mulleren erwies sich der früher als anstehend kartierte Seewerkalk in den neuen Anschnitten als eine Trümmermasse von Seewerkalkblöcken aller Dimensionen mit Zerreibungspulver von Seewerkalk in den Lücken. Die Breccienmasse ob Mollis ist von der Ruffrüns gegen S $1\frac{1}{2}$ km breit. Bis auf 1200 m ist sie mit Linthmoräne (reich an Blöcken von Sernifit und Taveyannazgestein) überdeckt. Oben in der Ruhstelliruns liegt die Moräne 30—40 m mächtig aufgeschlossen über der Breccie. Der Bergsturz ist also älter als die letzte Vergletscherung. Noch höher oben von Mulleren bis Hofalpeli liegen Lokalmoränen darauf. Dann aber auf diesen letzteren das Trümmerfeld des Kummenwald, eines postglazialen kleineren Bergsturzes, der aus der Nische zwischen Frohnalpstock und Scheienstock ausgebrochen ist und nicht unter 1000 m hinabreicht.

Das Abrißgebiet des großen interglazialen Bergsturzes von Mollis ist die halbkreisförmige Bergnische Neuenkamm 1906 m, Schmalenleis, Scheienstock 1924 m, Frohnalpstock 2127 m, von $2\frac{1}{2}$ km Durchmesser. Die Bergsturzform als Trümmerstrom und Ablagerungshaufen ist nicht sichtbar erhalten. Der letztere ist entweder ganz von der Linth weggespült worden, oder der Bergsturz stammt aus der Zeit vor der seenbildenden Einsenkung der Alpen und liegt jetzt versenkt und unter den Alluvionen des Linthtales vergraben. Die Art, wie der Bergsturz von Mollis

sich in den äußeren Formen verbirgt, im Gegensatz zu den Bergstürzen vom Glärnisch und vom Wiggis, läßt ihn viel älter erscheinen als diese. Vielleicht gehört er der großen Interglazialzeit an und ist in diesem Falle der älteste Bergsturz der Schweizeralpen, der bisher als solcher erkannt worden ist.

S. 401 vor dem untersten Absatz. Bergstürze. Gegenüber Disentis fand F. Weber bei Caprau gegen Disla einen interglazialen Bergsturz. Eine schöne Längsmoräne des Rheintales überkreuzt denselben. Im Jahre 1683 29. Juni, ging aus der scharf umgrenzten Nische Bova gronda, oberer Anrißrand 1950 m, ein Bergsturz nieder und brandete am N-Abhang des Tales empor. Seine Front bildet dort den Hügel von Kurhaus Disentis 1135 m, 120 m über dem Rheine. Der Rhein war während 3 Stunden gestaut; 22 Menschen kamen um. Trotz vieler Augenzeugen sind die Berichte dürftig.

Die ganze breite Ausbiegung des Vorderrheines von oberhalb Pardomat bis Reits ist veranlaßt durch eine breite Absenkung. Garvera ist die Abrißnische mit 2371 m Oberrand. Der See in der Alp de Laus ist ein „Nackensee“. Absenkung ca. 700 m. Die Wildbäche Uldeuna und Lumpischi haben sich in die innerlich zerrüttete Masse eingeschnitten. Moränen liegen darauf. Gesteinsprofile, noch zusammenhängend, scheinbar anstehend, sind abgesenkt und vorgeschoben worden. Vielleicht ist die ganze Absenkung interglazial. Die gewaltige Stauterrasse von Disentis ist eher von dem Bergsturz von Laus abzuleiten als vom Flimsbergsturz (F. Weber).

Als Beigabe zum Jahresbericht der Stiftsschule Maria-Einsiedeln ist 1921 von Dr. P. Damian Buck eine Schrift über die Bergstürze der Schweiz erschienen, die zahlreiche Notizen über die Bergstürze aus historischer Zeit zusammengestellt enthält und unsere in der „Geologie der Schweiz“ gegebenen Notizen reichlich vermehrt.

Dort finden wir die Angabe, daß im Glarnerland die Erdbebenperiode 1701—1703 in großer Zahl die kleineren Felsabstürze vermehrte. Es werden ferner aus historischer Zeit aufgeführt: 1886, 30. Juli 9^h morgens am Vorderglärnisch, 1679 am hellen Tage bei Engi—Sernftal, 1706 ob Mitlödi vom Glärnisch usw.

S. 433 Zeile 7 von oben. Der Erwähnung wert ist der schöne kleine Taltorso, vielleicht zugleich Querbruch, den die Straße Wilderswil—Interlaken zwischen Rugen und Heimwehfluh benutzt.

S. 438—440. Siehe auch Paul Beck, „Über die Verschiedenheit der beiden Thunerseeufer in bezug auf Bau und Fazies“, in *Eclogae*, Dez. 1920.

S. 461—467. Neueste Beobachtungen „Sur la Géologie des Préalpes internes du Simmental“ gibt M. Lugeon in *Eclogae*, Dez. 1920.

Zu S. 467. In der „Zone des Préalpes internes“ an der N-Seite der Diablerets hat M. Lugeon (mündliche Mitteilung) im Sommer 1921 weitere Schürflinge von Granit-Myloniten entdeckt.

Zu S. 472. E. Gerber fand im Sommer 1921 an der E-Seite des Gurnigel bis nahe Gurnigelbad zwischen 1300 und 1350 m einen über 2 km langen mesozoischen Schichtenzug im Flysch. Der Waldwurf durch Sturm hatte ihn stellenweise abgedeckt. Die Schichtfolge ist normal, die Überlagerung Gurnigel-Flyschsandstein, die Unterlagerung Flysch oder Molasse. Die Fazies ist ultrahelvetisch ähnlich Châtel St. Denis und Bifé-Montsalvan. Gerber gibt von oben nach unten an: Oberkreide, Foraminiferenschichten (Leimerenschichten); Mittelkreide, glauconitische Sandsteine; Unterkreide, Kalkmergel mit *Aptychus Didayi*; Tithon, rote Knollenkalke mit *Aptychus Beyrichi* und *punctatus* und Belemniten, dickbankiges Sequan?, Bajocien mit *Posidonien* und *Emileia Sauzei*, Ammoniten, Lias Arietenkalk, Trias: dolomitische, bunte Mergel, Dolomit, Rauhacke, Gips und Buntsandstein.

S. 481 u. 482 unten unterer Absatz u. 548/49. Die Adulaphengitgneise werden neuerdings von allen petrographischen Beobachtern als Granite, Orthogneise, angesehen. Wenn dies richtig ist, so fehlt allerdings noch die Erklärung für die Entstehung seiner aus-

gezeichneten Schichtung. Es will mir nicht gelingen, diese als Lamination zu begreifen. Die mehrfache Wechsellagerung von Phengitgneis mit Glimmerschiefern und Amphiboliten wird nun als tektonische Faltung und Schuppung mit Lamination betrachtet (vgl. auch Nachträge zu S. 509 bis 546).

S. 489—491. Anthrazit im Wallis. Eine Anzahl neuer Analysen der im Wallis ausgebeuteten Anthrazite ergeben für die getrocknete Kohle nach Abzug der Aschen: C = 92—96%; H = 1,5—1%; O + N = 6,5—3%. Hieraus, sowie aus den Verbrennungsversuchen ergab sich, daß das Kohlenmineral der Walliser Anthrazite vorherrschend nicht Anthrazit (93% C, 3% H), sondern Anthraxolit (95% C und 1% H) darstellt. Darüber erst würden dann die noch Kohlenstoff reicheren Verbindungen die Graphitoide folgen, die man jetzt zu unterscheiden gelernt hat in: Schungit (99% C, 0,5% H), Graphitit (99,7% C und 0,3 H) und Graphit 99,9% C, 0,1 H). Der Anthrazit aus der Mine von Collonge, stets als der reinste bekannt, enthält ca. 5% Quarz als Asche, diejenigen von S der Rhone meistens 15—20% Quarz. Quarz ist der weit vorherrschendste Bestandteil der Asche. Die mikroskopische Untersuchung hat ergeben, daß der Quarz in den brecciösen und pulverigen Anthraziten als spätere feinfaserige Sekretion die kleinen Lücken zwischen den Anthrazitstückchen erfüllt. Er ist also ein später infiltriertes Bindemittel dieser Anthrazit-Dislokationsbreccien. Andere Mineralien wie Muscovit, Pennin, Calcit, Pyrit sind spärlich. Je feiner pulverig die Anthrazite sind, desto mehr werden sie in der Regel graphitoid.

Weitere Mitteilungen über die Anthrazite und ihre Ausbeute finden sich im „Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse...“, Edition française par le Dr. C. Schmidt (Publikation der geotechnischen Kommission) 1920, welchem „Texte“ auch die obigen ergänzenden Notizen entnommen sind.

S. 493. Pontiskalk (pennin. Trias). Der mächtige gelbe, oft dolomitische und körnige Kalk, wie er in der Zone Illgraben—Vex (St. Bernhards-D.) vorkommt, wurde von Gerlach als Pontiskalk bezeichnet und als solcher in den geologischen Karten (Bl. XVII, 1:100 000) eingetragen. Der Name ist der tiefen Schlucht der Navigence entnommen, welche, den Trias-Quarzit und Pontiskalk durchquerend, das Anniviertal nach dem Rhonetal entwässert und durch welche die kühne Fahrstraße, vielfach in den Fels gesprengt, hoch über dem Flusse führt.

Der Pontiskalk ist zunächst als eine Varietät der Triasdolomite genommen worden, mit denen er auch durch viele Übergänge und die stratigraphische Stellung verbunden ist. Ihm gehört auch das Salz des Wallis an. Wegmann ist durch seine Untersuchungen im V. d'Hérens zu der Ansicht gekommen, daß ein großer Teil der Pontiskalke gleich alt sei, wie die „brèche du telegraphe“, und somit dem Übergang von Trias in Lias angehöre (Verhandl. in Schaffhausen 1921).

S. 494 Zeile 6—8 von oben. Alpines Steinsalz. Wir haben bisher das Salz in Rauhucke, Gips und Anhydrit von Bex als einziges alpines Steinsalz, ebenfalls der Trias zugehörend, erwähnt. Dasselbe gehört wahrscheinlich dem ultrahelvetischen Stockwerk an (S. 466). Aber auch die penninische Trias enthält Spuren von Salz. Im Val d'Hérens treten unterhalb Usegne, schon 1544 entdeckt, salzige Quellen aus den mächtigen Massen von Gips und Pontiskalk (Triasdolomit) hervor. Wirkliche Salzlager dagegen sind von den 1804 und 1827 errichteten bis 70 m langen Stollen, welche den Salzquellen entgegengingen, nicht gefunden worden (C. Schmidt, „Texte explic. carte des gisements“).

S. 495 Z. 7 von oben. Vgl. C. Schmidt, Das Alter der Bündnerschiefer, in Ber. Oberrhein. Geol. Ver. 35, Freiburg 1902.

S. 507 Zeile 15 von unten. Hier ist als Literatur nachzutragen: „Beiträge“, Erläuterungen Nr. 6 zur geol. Karte des Simplon (Spezialkarte Nr. 48) von C. Schmidt und H. Preiswerk, 1908.

S. 509—521 und 546. Tessiner-Gneis-Region.

Bei vielen Gelegenheiten haben wir immer wieder die großen Beobachtungslücken hervorgehoben, welche noch über das Tessiner-Gneisgebiet bestehen, und unsere Auffassungen als vorläufige bezeichnet. Im Sommer 1921 hat nun H. Preiswerk seine Beobachtungen des nördlichen Teiles der Tessiner-Gneisregion (S. 512 unten) gegen S ausgedehnt. Im Oktober und November hat er mir eingehend mündlich über seine, immerhin auch nach seiner Auffassung noch vorläufigen, Resultate berichtet; mit seinem Einverständnis notiere ich darüber das folgende:

Man muß in dem Gebiete von Simplon bis Adula eine untere, vorherrschend granitische Deckengruppe und eine obere, vorherrschend aus Paraschiefern bestehende unterscheiden, von denen die obere zwischen die unteren eingewickelt ist. Zur unteren gehören 1. Verampiogranit, Verzasca- und Simanogneise; 2. Antigorio-D., 3. Mte. Leone-D. und die östlich vereinigten Fortsetzungen von 2. und 3.: die Haupttessinergneise (mit Bavona-, Ruscada-, Vogorno-Granit und Adula-Gneis). Zur oberen gehören die Lebendun-D., St. Bernhards-D., Maggia-Sambucolappen und deren Querzone bis gegen Locarno. Die Beobachtungen ergeben im wesentlichen folgendes:

1. Die Leone-D. (Nr. III Argand) verschmilzt im E und S von Bosco mit der Antigorio-D., während auch im N ihre Gesteine vom Mte. Leone bis Ofenhorn völlig den Charakter der Antigorioorthogneise annehmen. Mte. Leone-D. und Antigorio-D. sind Teil-Dn. der tieferen penninischen Gruppe.

2. Die Lebendun-D. (Nr. II Argand) ist nicht selbständig, sondern ein zwischen Leone-D. und Antigorio-D. eingewickelter Stirnlappen der St. Bernhards-D. (Nr. IV). Was früher für gegen N eintauchende Stirnlappen der Lebendun-D. angesehen worden ist (Fig. 167, Mitte der Figuren und S. 515/16), sind verschürfte Linsen, die schon unter dem N-Rand der Ofenhornzone zwischen dieser und der mesozoischen Bedrettozone, von der höheren Bernhards-D. herabsteigend, getroffen werden. Was früher (Fig. 167, untere Figur rechts) als Abstieg der Lebendun-D. (II) zu ihrer Wurzel angesehen worden ist, ist eine Mulde, ein eingewickelt zwischen I und III tauchender Stirnlappen von IV. Bosco liegt auf einem Erosions-E-Ende des Lebendunlappens, um den herum die Antigorio-TD. und die Mte. Leone-TD. sich südöstlich verbinden (Bavona—Pzo. di Madaro) und den wurzellosen Lebendungneis umhüllen. Im Bau der Lebendun-D. muß also Stirn- und Wurzelseite unserer früheren Auffassung vertauscht werden. Sie ist nur ein eingewickelter Stirnausläufer der St. Bernhards-D.

3. S. 520 unten haben wir der Parallelisierung von Antigorio-D. mit Simano, wie sie Argand angenommen hatte, entgegengehalten, daß man in diesem Falle wegen dem steten steilen E-Fallen von der Teggiolomulde am Pizzo Catello auf 30 km bis Val Soja eine „ungeheure isoklinale W überlegte Querfaltung“ annehmen müßte, um die Teggiolomulde mit Val Soja verbinden zu können. Dies schien uns unwahrscheinlich (S. 511/12 und S. 520). Allein die Untersuchungen von H. Preiswerk im Sommer 1921 haben nun ergeben, daß diese isoklinale, nach W überliegende Querfalte in der Tat besteht und daß Argands Parallelisierung von Antigorio-D. mit unseren Tessiner-Dn. (allerdings ohne Simano) richtig ist. Die Lebendun-D. (= rückwärts eingewickelter verdünnter Stirnlappen der St. Bernhards-D.), das tektonisch

höchste Glied zwischen Simplon und Adula, wächst nicht gegen E in die Tessiner-Dn. aus, wie wir angenommen hatten, sondern umhüllt dieselben und teilt sie als Maggia—Sambucolappen in einer gewaltigen, nach W isoklinal überlegten Maggia-Quermulde in eine westliche Aufwölbung („Bombement“ des Tosagebietes Antigorio—Mte. Leone) und in eine östliche Aufwölbung (Bombement des Tessingebietes Tessiner-Dn.). Die Tessiner-Dn. im E hängen unter der Maggia-Quermulde durch mit den tiefen Dn. des Simplongebietes (I und III) zusammen.

Diese Quermulde der Decke IV zwischen den westlichen und östlichen Teilen der Dn. I und III fällt isoklinal nach E. Sie kreuzt S ihres nördlich gestauten dicken Kopfes (Maggia—Sambuco-Lappen), zusammengeklemt in eine steil E fallende stielförmige Mulde, das obere Maggiatal von Mogno bis Peccia. Bedeutend weiter südlich, zwischen Maggia—Lavertezzo schmiegt sich der E-Teil dieses S-Stieles des Maggialappens in einem weiten Bogen wie der Rand einer großen, nach NE offenen Schüssel der Wurzelzone Locarno—Bellinzona an. Es scheint, daß es das Äquivalent der Adula-D. sei, was zwischen Verzasca und Riviera noch in einer Platte den flachen Rücken der tieferen penninischen Dn. überlagert (S. 512 unter der Mitte). Die Muldenumbiegung oder der Trog der Maggiaquermulde liegt, mit Ausnahme ihres N-Endes W am Tremorgiosee, zu tief im Gebirge drin, als daß er irgendwo sichtbar würde. Die Gewölbeumbiegung des Kernes der Querfalte dagegen ist östlich hoch darüber im laminierten Verzascagranit im Val Osola sehr schön sichtbar. Der Tencialappen, sattelförmig eingebogen, gehört in den verkehrten Mittelschenkel der Querfalte. An der E-Seite des Querfaltengrates ist in der Tiefe des Tessintales normale, oben am Kamm und an seiner W-Seite verkehrte Lagerung (die Tessinergranitgneise über den St. Bernhards-Paraschiefern liegend).

Die Maggia-Querfalte ist wohl im Alpenbau eine gewaltige Erscheinung, ganz einzig in ihrer Art. Sie liegt genau da, wo eine solche Querfalte vom Typus der Lateralstauung („repoussement“ oder „rebroussement axial“, Argand) am ehesten in großen Dimensionen zu erwarten war: in der Halbirungslinie des innersten Zentralalpenbogens, entsprechend der Querprofilinie: Stabbio—Locarno—Peccia—Airolo—Vierwaldstättersee. Diese Querfalte ist in der Kniebeuge der Zentralalpen hinter den autochthonen Massiven im N-Rand der penninischen Deckenmassive eine nach W bis zur Horizontalität überliegende Falte geworden. Sie wird in ihrem Muldenkern aus D IV (Maggia-Sambuco-Lappen) gebildet und ist im nördlichsten Teil wohl 2 km breit liegend eingewickelt. In der Hauptmasse aber und mit E—W Überfaltung auf ca. 20 km Breite (?) wird sie von den tieferen Dn. gebildet. Der Verampiogranit erscheint im E im Simano und im Gipfel des P. Barone als der gegen W aufsteigende und aufliegende Gewölbekern. Der Tessinergneis (=im E vereinigte Mte. Leone-Antigorio-D.) steigt im Adulagebirge von E nach W als Gewölbeschenkel darüber hinauf, ist dann abgetragen, bildet aber am Abhang des Valle Maggia als Ruscadagneis die tauchende und überkippte Quer- gewölbestirn und wiederum zurückgewendet gegen E unter dem P. Barone den ausgeschürften Mittelschenkel, der dann in der Tiefe in den Haupttessiner- gneis und Antigorigneis als normalen Muldenschenkel übergeht. Unter dem P. Barone zwischen dem Gewölbekern und der Tauchstirn ist der Tessiner- gneis zum Tessinerbombe-

ment, W der Maggiamulde dagegen zum Tosabombement aufgewölbt. Die Quermulde ist in der Wurzelnähe gegen Locarno nicht vorhanden. Sie entwickelt sich erst durch zunehmendes seitliches Zusammenklemmen in die Kniekehle des Alpenbogens gegen die Stirnregionen durch ein schiefes Übereinanderwürgen. Vor den verwürgten Stirnen füllt der gefügte Bündnerschiefer die winkligen Lücken und bildet die auffallende kreuzförmige Muldenfüllung mit dem Tremorgiosee in ihrem Mittelpunkt. Das Aufsteigen der Quermulde von E und das Überliegen nach W hat zur Folge, daß die axiale Aufwölbung der Alpen im östlichen „Bombement“ der „Tessiner Aufwölbung“ noch ca. 2000 m höher reicht als im westlichen, der Tosaufwölbung, so daß der tektonisch höchste Punkt des alpinen Gebäudes nicht in Verampio, sondern etwa zwischen Biasca und Bodio im Tessintal liegt. Er gehört dem Tessinerbombement an und liegt in der Schweiz.

Die ungeheure Mächtigkeit, welche sich uns durch das anhaltende E-Fallen für die ganze Deckenfolge von der Maggia bis an den Bernardinopaß aufdrängte (S. 511/12 und Fig. 172), ist also bedingt durch isoklinale Querfaltung mit Repetitionen gleicher Decken.

4. Aus den Untersuchungen von H. Preiswerk ergeben sich folgende Äquivalenzen und Zusammenhänge:

a) Tiefere, an Orthogesteinen reiche Dn.: unterste Lappen: (Verampio)-Verzasca-, Simano-D. vorherrschend schiefrige Granite, Aufschiebung durch eine E—W Klemmung am vorderen Rande der D. (Simano).

b) Antigorio-D. und Mte. Leone-D. sind S nur etwa bis zu einer gegen NE streichenden Linie Zwischenbergen—Crevola—Cevio getrennt, weiter S und E in derselben Wurzel miteinander verwachsen. Die obere, die Leone-D., greift ca. 8 km über die Antigorio-D. nördlich hinaus. Den beiden entsprechen der Haupttessinergneis und die Adula-D. Dazu gehören Gneisgranit von Bavona, Haupttessiner Gneismassen mit Ruscada, Vogorno und Adula-Gneisen, als Teillappen der einen großen Tessiner-D. Das Lucomagno-M. bildet den vordersten Stirnrand der Tessiner-D.

c) Höhere, an Paragesteinen reiche Dn. Die St. Bernhards-D. liefert als einen Teillappen die Lebendun-D., die N um die Stirn der Mte. Leone-D. herum, S unter dieselbe hinein und zwischen Leone- und Antigorio-D. eingewickelt ist. Hierzu gehören Maggia-Sambuco-Lappen und vielleicht (Preiswerk) als östlicher Hauptkörper die Tambo-D.

Ferner entsprechen sich die der überall gequälten St. Bernhards-D. eigenen dünnen Ausschüfungsplatten und Linsen von Paragneisen und Schiefen wie folgt:

Vor der Stirn der Mte. Leone—Adula-D.: Unterstalden Visperterbinen (A. Werenfels), Ofenhorn N-Seite, Alpe di Campo la Torba—Naret (Fig. 170), Alpe di Prato, Val Luzzone, Umgebung von Vals (dem Adula-M. N vorgelagerte altkristalline Linsen) Valserberg, Hinterrheintal.

Zwischen der Mte. Leone- und der Antigorio-D.: Alpen, Alpe Veglia, Mte. Cristallo, Lebendunalp, Unterbruch durch die Maggiaquerfalte, dann östliche Fortsetzung Val Soja, Aretal (?), Burgruine Splügen (?) bis ins Schamsertal (?).

Gegen das S-Ende der Einwicklung treffen wir auf die gegen S gekehrte Stirnendigung der Bernhard-Lebendun-D., steckend in der Teilung zwischen Antigorio und Mte. Leone-D.: Zwischbergen, S der Diveria, Crevola, Mte. Larone, Sonnenhorn, Campo, Bosco. Den Gipfelfalten am Mte. Leone, die III und IV ineinanderwickeln, entsprechen vielleicht die analogen Faltungen der Adula.

Unsere Gesamttabelle S. 816 sowie die Tabellen S. 509 und besonders S. 546 wären deshalb nach den neuen Beobachtungen von Preiswerk nach folgendem Schema zu ändern.

Wahrscheinliche Äquivalenzen unter den penninischen Decken im Gebiete der Tosa—Tessiner-Aufwölbung nach der Auffassung von H. Preiswerk, 1921.

Nr.	West	Mittelregion und Wurzelzone	Ost
V	Mte. Rosa-D.		Suretta-D.?
S	Grand Combin-Zwischbergen		Splügenpaß?
IV	St. Bernhards-D. einschl. eingewickelter Stirnlappen derselben = Lebendun-D. II	Maggia-Sambuco- Lappen und Quer- mulde über Peccia— Someo bis N. Locarno	Tambo-D. eingewickelt als Lebendun- D. II in Val Soja und am N-Rande der Adula (Vals)
S	Simplonospiz, Kaltwasser- paß, Cherbading		S. Bernardino—Misox
III	Mte. Leone-D. (Vegliamulde Einwicklung von IV Teggiolomulde)	Haupttessinergneis-D. (Bavona-Ruscada-Vogorno- Gn., im N Lucomagno-M.)	Adula-D.
I	Antigorio-D.		
S	Bacenoschiefer Verampiogranit	Bedretto—Piora Alpe Fameгна ? Gotthardmassiv ?	V. Soja-, Blenio-, Buffalora- paß, Pzo. di Claro Simano-D.

Es war nicht mehr möglich, in unserer Fig. 245 die Maggiaquerfalte einzuzeichnen, nur ihr N-Stirnrand mit Andeutung der Einstülpung von Fusio ist angegeben. Ferner fehlt darin ein Stern (= Axenkulmination), welcher, entsprechend der westlichen bei Verampio, auch die östliche, noch stärkere Aufwölbung im Tessinertale angeben sollte.

Ich meinerseits glaube, daß die vorläufigen Resultate von H. Preiswerk der Wahrheit wesentlich näher kommen als unsere vorangegangenen Vermutungen. Erst im März 1922 erfahre ich, daß Argand die Tessinerpuerfalte schon erkannt hat (Soc. Sc. nat. Neuchâtel, Séance 4. VI. 1915) bevor sie von uns postuliert und von Preiswerk festgestellt worden ist. Argand bezeichnete schon damals das Ostfallen bei Fusio als „Surinclinaison axiale ou plis transversal, qui a pour effet de renverser localement la série des nappes, en amenant le pli de Campolungo—Antigorio à surmonter celui du Massari—Monte Léone. Ces accidents résultent de l'adaption forcée des nappes à un espace trop petit pour les contenir; l'excès de matière a été consommé par la production d'un plis transversal“ (Suisse liberal 9. VI. 1915). Die weitere Prüfung und Festigung bisheriger Beobachtungen ist in die Wege geleitet. Außer Preiswerk arbeiten noch mehrere Geologen in verschiedenen Teilen dieser weiten Gebirgsregion. H. Preiswerk wird bald vorläufige Mitteilungen in den „Eclodge“ mit Übersichtskarte und W—E Profil durch die Maggiaquerfalte geben. (Notiert XI. 1921.)

Wenn sich diese Auffassungen von Preiswerk ganz oder teilweise bestätigen, so ergeben sich auch für unsere Fig. 167, 172 Taf. XXIII, 6 u. XXIV und die beiden oberen Profile von Taf. XXVII gewisse Korrekturen. Die wichtigste Veränderung hätte darin zu bestehen, daß die Antigorio-D. nicht mehr unter, sondern gleich dem mittleren Teil der Tessiner-Dn. zu setzen und die Lebendun-D. vom N-Rande der St. Bernhards-D. als Einwicklung zu nehmen wäre und nach S statt N mit spitzer Stirn endigen müßte. Decke II von Argands Schema fiel aus. Eventuell könnte zum Ausgleich Verampio-Simano mit I, Antigorio mit II numeriert werden.

In Eclogae (Dez. 1920) findet sich ein Aufsatz von Gerhard Henny, „Problèmes de Géologie alpine“. Darin verfolgt der Verfasser ein „anticlinal insubrien“ (das, was andere die „Bergamasker-Antiklinale“ genannt haben), auf der Grenze der Dinariden entlang in den Ostalpen und Westalpen, und behauptet, daß in der Canaveszone die die Alpen und Dinariden trennende Synklinale enthalten sei. Im gleichen Hefte der Eclogae bespricht R. Staub die „tektonische Deutung der Catena orobica“ und korrigiert Hennys Schlüsse. Im erstgenannten Aufsatz führt uns Henny auch in den Tessiner Alpen herum, wie schon in seinem „Essai sur la tectonique du Tessin“ (Soc. vaud. Sc. nat. Seance 7. 4. 1920). Aus seinen Worten leuchten zwei helle Punkte heraus, die wir ihm gerne zugute schreiben: „J'arrive à la conclusion que les gneiss du Val Bavona représentent la nappe III (Mte. Leone).“ Er hat recht, denn die Gneise von Val Bavona biegen etwas weiter südlich um Bosco herum und gehen in diejenigen der Leone-D. über. Der zweite Treffer wird wie folgt ausgesprochen: „Si donc les gneiss du Lebendun font partie de la nappe IV, nous constatons le phénomène intéressant que la nappe III est complètement enveloppée par cette nappe IV.“ Daß die Lebendun-D. von der St. Bernhards-D. abzweige, wird zwar nicht durch Beobachtungen scharf oder verständlich begründet oder abgeleitet; aber offenbar hat dies G. Henny aus richtigen Beobachtungen richtig empfunden, und er ist der erste, der auf diesen Zusammenhang, der sich nun aus den Aufnahmen von H. Preiswerk ergeben hat, gestoßen ist.

Wo in den Alpen, so kann man sich fragen, geht die Entblößung am tiefsten in die Erdrinde hinein, wo kommen wir dem Erdinnern am ehesten in die Nähe. Zunächst gewiß in den tiefen Taleinschnitten in oder unter der Antigoriodecke, also in Verampio und, wenn Preiswerk recht hat, im Tessintal etwa bei Biasca—Malvaglia oder Biasca—Bodio. Allein hier befinden wir uns sicherlich immer noch in flach überliegenden Decken. Die innersten Teile der Wurzelzonen dürften dem Erdkern noch näheren Gesteinen entsprechen. Dafür gibt es ein Anzeichen: In der Ivreazone ist bei Varallo und Biella in Sima-Gesteinen (Lherzolith, Serpentin) Awaruit ausgeschieden, d. i. Nickeleisen, ähnlich wie es in Olivingesteinen von Neuseeland und Grönland gefunden worden ist — ein Bote aus der Tiefe!

Im Januar 1922 berichteten die Herren Gust. Frischknecht, Hans Jenny und Jos. Kopp in der Zürcherischen Geolog. Ges. über die Resultate ihrer Beobachtungen im Sommer 1921 im Adulagebiet. Es seien hier in letzter Minute noch einige Notizen über diese durchgreifenden Untersuchungen gegeben.

Die Simano-D. ist ca. 4 km mächtig. Sie enthält zwei Granitstöcke, deren einer den Gipfel des Simano bildet. Sie wird in eine untere und eine obere Hälfte geteilt durch eine Einfaltung von Trias.

Die Adula-D. hat ca. 5 km Mächtigkeit. Sie besteht aus Granitgneisen, Granat-Muscovit-Chloritglimmerschiefern, Psammitgneisen und Amphiboliten. In der äußeren Form ist sie erstaunlich einfach und kompakt, im Innern aber kompliziert verfaltet. Der obere Teil bildet 15—20 liegende Stirnfalten, Jeweilen die oberen die tieferen überholend, oft nur 10 oder bis 60 m mächtig, bis 20 km breit, kopfüber gegen N tauchend in den unteren Teil, der sie nach unten eben und ohne Falten umgibt. Fast jede Schuppe stellt eine normale Schicht-

reihe dar von Orthogneis, Glimmerschiefer, dann Trias: Quarzit, Dolomitmergel und Dolomit mit Marmor. Eine ursprüngliche Verzahnung der Granitlakkolithen in die Paragesteine, mehr aber spätere Faltung und dann enorme Auswulzung, wobei das Tambo-M. als *traineau écraseur* gewirkt haben soll, erklären diesen Bau. Es gibt Schuppen, in welchen die ganze Trias auf einige Zentimeter ausgequetscht ist. Umbiegungen dieser Marmorlagen am antiklinalen oder synklinalen Ende der Schuppen mit Übergang in Rutschflächen, welche Verkehrtchenkel vertreten, beweisen die Faltung. Im Weißgrätligebiet ist die Trias zu vier und gegen Zervreila hinab zu neun Dolomitzügen verfaultet. Die Weißgrätlitzone setzt sich fort in der außerordentlich kompliziert gestalteten Mulde am Sorredapaß. Dort enthält die Triassynklinale auch noch einen Kern hochmetamorpher Bündnerschiefer. Auch noch an anderen Stellen begleiten Bündnerschieferreste die ins Adula-M. eingefaltete Trias. Diese Faltung ist also nicht älter als die gewöhnliche alpine, nur ist in der Regel im Adula-M. der Bündnerschiefer viel gründlicher ausgequetscht als an anderen Orten. Amphibolitzüge begleiten oft die Triasmarmore, sie mögen z. T. Ophiolithe der Bündnerschiefer gewesen sein, z. T. sind sie durch CM an solchen aus Triasdolomiten entstanden. Die einzelnen Lappen streichen ungleich und zeigen von W nach E viel Wechsel. Der Stirnrand des ganzen Massives streicht ENE, die einzelnen Falten im Innern desselben vorwiegend W—E, so daß sie am N-Rand gegen W ausstechen und an der mesozoischen Hülle abschneiden. Auch hier also: Erosion am Schlusse der paläozoischen Zeit, Transgression der Trias.

Das ganze Adula-M. von Val Soja bis S. Bernardino wird einheitlich als Äquivalent der D. IV genommen. Wie die D. IV im W, so greift auch hier die Adula-D. über die tieferen nördlich hinaus, und ist, wie die D. IV im Wallis, innerlich kompliziert gefaltet und von der überliegenden D. V eingedrückt und gequetscht. J. Kopp gliedert die Adula-D. in ihrer Stirnregion von oben nach unten in Valserschuppen, Fanellalappen und Zervreiler- (= „Rheinwald“-) Lappen. Simano—Campo—Tencchia wird = III = Mte. Leone genommen. Sie alle sind innerlich einfach. Das Lucomagno-M. soll dann die Antigorio-D. fortsetzen. Es wird eine große Ähnlichkeit im Faltenbau Simano—Adula mit dem Simplonprofil hervorgehoben. Den Maggialappen und die Lebendun-D. rechnen unsere jungen Forscher wie Preiswerk zu D. IV.

Aus der sich daran knüpfenden Diskussion ergaben sich noch folgende Gesichtspunkte: (R. Staub) Den Maggialappen als Querfalte und Simano gleich Antigorio genommen, käme man auf eine viel bescheidenere, weniger weit ausholende und begreiflichere Überdeckungsbreite der Querfalte, als Preiswerk sie annehmen mußte. Die ausgezeichnete Schichtung (S. 548 unteres Drittel) in den Phengitgneisen des Adulagebirges (N-Teil), welche Gesteine jetzt für Orthogesteine angesehen werden, bleibt noch immer ein ungelöstes Rätsel (Heim). Das Lucomagno-M. kann nach Ansicht Niggli nach seinen Gesteinen sehr wohl unter der Pioramulde durch, ohne weit liegenden Umschweif, mit dem Gotthard-M. verbunden werden.

Man mag hieraus ersehen, daß zwar der den unteren Stockwerken des Wallis eigene Deckenbau mit vielen seiner Besonderheiten auch hier im Tessin sich fortsetzt, während im einzelnen die Parallelisierung der Dn. E und W der Tessiner Hochwölbung noch etwas verschieden gedacht werden kann. Die nächsten Jahre werden wohl Entscheidendes lehren.

S. 552 oberer Absatz. Ein prachtvoller Fall von überhandnehmender Rückwärtserosion der Täler der S-Seite unter Amputationen an den Tälern der N-Seite der Alpen ist im NW-Teil der Adula deutlich. Die Gletscherwasser von der W-Seite des Grates von P. Valrhein über P. Cassimoi, Plattenberg und Vernockhörner gehörten ursprünglich dem Talsystem von Somvix an. Der Talweg führte von V. Scaradra direkt über den Rücken der Alp Motterascio nach N, der Talweg am W-Rande ging durch Val Carasina durch den Sattel östlich des Gipfels des Sosto, dann mit Gefälle gegen N der Greina und dem V. Somvix zu. Allein der Brennofluß schnitt mächtig rückwärts ein. Bei Alpe Bolla schnitt einer seiner Seitenzweige V. Carasina an und wendete deren Wasser in zwei Stufen mit großen Wasserfällen nach W in den Brenno und mit ihm nach S ab. Ein junges, scharf eingeschnittenes Seitental des Brenno, Val Luzzone durchschneidet V. Scaradra und lenkte seine Wasser erst in rechtem Winkel nach WSW, dann nochmals nach S ab. Durch V. Camadra hinauf griff der Brenno unter steter Verlegung der Wasserscheide hinauf und tiefte das alte rheinische Tal unter Gefälle-Umkehr nach S aus. Und neue junge Täler sind als Verzweigungen des Brenno nach oben entstanden (V. Cavallasca, V. Seiudedio). V. Carasina, der vergletscherte obere Teil samt der rechtsseitigen Terrasse von V. Scaradra, der Sattel E Sosto, der Paß von Motterascio, die Greina sind alle Trümmer der Wasserwege des alten Sammelgebietes des Somvixerrhein, angeschnitten oder ganz weggeraubt vom Tessin (Alb. Heim 1891).

S. 555 unten. Nach mündlicher Mitteilung und Vorweisung in der Sammlung des geologischen Institutes Basel durch C. Schmidt erscheint Rofnagestein auch schon im obersten Teil der Tambo-D. Von der Stirn der Tambo-D. zeigte er mir außerdem Handstücke eines weißen, verwalzten serizitisierten Porphyrschiefers, die völlig ununterscheidbar sind von Handstücken vom Fels der Burgruine Splügen. Seine Schüler Grenouillet und Weinmann glauben durch genaues Verfolgen den direkten Zusammenhang des Burghügels von Splügen mit der Stirn des Tambo-M. gefunden zu haben. Der kleine Gneisfetzen des Burghügels von Splügen ist also nach seiner Heimatgenössigkeit noch nicht endgültig einzureihen. Bei so hoch Dm Gesteinen können die Ähnlichkeiten sehr täuschen, indem auch Gleiches aus Ungleichem hervorgeht.

S. 555, siehe Nachträge S. 588.

Nachtrag zu S. 557—563 und Taf. XXVIII. Der Rofnaporphyr als tauchende Stirnklappen der Margna-D. (O. Wilhelm). In den Gebieten von Schams und Avers hat im Sommer 1920 Oskar Wilhelm (Basel) eingehende Untersuchungen gemacht, die nicht nur manche Lücken in unserer Kenntnis des Gebietes gefüllt, sondern ihn auch zu etwas anderen Vorstellungen über die tektonischen Zusammenhänge geführt haben. Für 1921 hatte ihm die geologische Kommission die Neuaufnahme von Blatt Schams übertragen. Nach mündlicher Mitteilung desselben sei vorläufig notiert:

Der im Rofnaporphyroid eingefaltete Triaszug, der von Außer-Ferrera an das Seehorn hinaufreicht (S. 558 Zeile II von oben), endigt an dessen W-Abhang bei ca. 2550 m Höhe mit geschlossener muldenförmiger gefalteter Umbiegung. Die einzelnen kristallinen Mylonitschuppen im Gebiete von Schams ruhen stets auf Überschiebungsflächen, sie bilden immer die Basis einer höheren Decke oder Schuppe. Oft sind sie ziemlich mächtig und lassen sich weit verfolgen. Die ausgedehnteste kristalline Schuppe des Schams ist diejenige des Taspinites (Bd. I S. 570). Sie erstreckt sich fast ganz zusammenhängend, nur hie und da in Linsen zerrissen, von Näsch (NE Zillis) unter Alp Taspin, Alp Neza, Alp Foppa. Sie wird stellenweise von Serpentin und grünen Schiefen (P. Curvèr) begleitet und enthält auch Rofnaporphyroid. Sie bildet die Basis der Schichtfolge, deren oberem Teil der Prättigauflisch angehört. Letzterer bildet die Gipfelregion von P. Curvèr und P. Beverin. Ein tieferer Zug von Myloniten altkristalliner Gesteine geht aus Alp Ba-

vugls um den Gipfel des P. la Tschera und zwischen Surcruns und Gurschus nach Alp Schmorras. Denselben liegt ein mächtiger Zug von mesozoischen Breccien auf.

Wilhelm fand, daß die N fallenden Einlagerungen von Trias im Rofnaporphyr nach oben nicht in ein Triasdach der Suretta-D. verschmelzen, also wenigstens teilweise nicht direkt von einem solchen abgeklemmt sind, sondern oft nach oben gegen S sich ausspitzen und in Linsenzügen in den Bündnerschiefer hinein auslaufen nach Art abgequetschter Wurzelstiele von Gewölben, die aus S stammen. Das gleiche gilt vom Rofnaporphyr selbst. Die einzelnen Lappen, in welche er durch die Triaszüge zerteilt ist, werden oben meistens nicht von Trias abschließend umhüllt, sondern das Rofnagestein durchbricht oben die Trias in dünnen Zuspitzungen. Die Rofnaporphyrmassen scheinen eher getrennte Tauchlappen zu sein, die von S nach N tauchen, deren schwebende Wurzelstiele von oben kommen, und im S abgerissen, im N ihre Stirnmassen nach unten tauchend gehäuft sind. Andere der kristallinen Mylonitzüge würden den Wurzelstielen solcher tauchenden Teillappen entsprechen, bei welchen kein Stirnkern mehr sich zu erhalten vermocht hat.

Trias wie Rofnaporphyr zeigen sich nach N mit geschlossenen Stirnen, nach S aber ausgespitzt, ausgewalzt. Was aber nach S mit scharfer Grenze oder Umbiegungsknie abschließt, wie z. B. die Trias am Surettasehorn, ist Rückfaltung. Danach würde die Stirnregion der Suretta-D. aus Überlagerung einer Anzahl von Tauchlappen zusammengesetzt, die als Falten mit Trias und Bündnerschiefer dazwischen schon weit im S begonnen und dann unter gänzlichem Auswalzen der Wurzelstiele mit ihren Porphyroidgewölbekernen in der Stirnregion angehauft worden sind. Gegenseitige Einwicklungen konnten dabei mit unterlaufen. Auf diese Weise würden wir der Notwendigkeit enthoben, für die widersinnig gestellten Triaseinfaltungen in der Rückenregion der Suretta-D. eine Rückstülpung annehmen zu müssen (Bd. 2 S. 558 Mitte und S. 572 Zeile 8—9 von oben). Dagegen fand eine teilweise Rückstülpung von tauchenden Stirnlappen des Rofnagesteines auf der Unterseite statt — eine Art wälzende Vorbewegung der Stirnlappen kopfüber.

Nach der Auffassung von Wilhelm müßte das Rofnagestein nun der Margna-D. angegliedert werden, deren drei größte kristalline Stirnlappen von unten und S nach oben und N sind: der Lappen des P. Grisch, des Surettahorns und von Andeer. Die Trennungsfuge des Rofnaporphyrtes nach unten im Lirotal gegen die Gneise und Serizitschiefer von P. Timun und P. Stella soll durchgreifend und scharf sein und nun die Bedeutung der mechanischen Berührung der kristallinen Kerne von zwei verschiedenen Decken, der Margna-D. oben und der ehemaligen Suretta-D. unten, erhalten. Da aber der P. Suretta nun der Margna-D. zufiele, müßte für den bleibenden Rest der ehemaligen Suretta-D. ein anderer Name gefunden werden. Wilhelm schlägt vor: Timun-D. nach dem höchsten Gipfel P. Timun 3201 m. Die große Bündnerschiefermasse von Avers bleibt auch bei dieser Auffassung als ein Sack zwischen der Margna-D. und der Timun-D. Die Verhältnisse des Überliegenden (gegen Schams, Splügener Kalkberge und gegen Oberhalbstein) erfahren keine andere Deutung als bisher. Nur die Margna-D. hätte einen Zuwachs nach unten erfahren.

Im November 1921 habe ich eine eingehende Besprechung der Frage über die Zugehörigkeit der Rofnaporphyrmassen zwischen O. Wilhelm und R. Staub veranlaßt, die teils in gleichem Gebiete, teils in benachbartem Spezialuntersuchungen gemacht haben. Es wurde beidseitig anerkannt, daß die neue Auffassung von O. Wilhelm manchen guten Grund für sich hat, daß sie aber auch noch auf Schwierigkeiten führt, die bei der bisherigen Auffassung (Heim-Staub) leichter zu lösen sind. Im besonderen spricht die Tatsache, daß südlich des Rofnaporphyroides in den Timungneisen gleiche rückgestülpte Verfaltungen mit Trias sich finden, nicht zugunsten einer Trennung der beiden in verschiedene Decken. Es wurde festgestellt, daß ein definitiver Entscheid bei der in allen Richtungen ungeheuren tektonischen Komplikation dieses Gebietes noch unmöglich ist, bevor die Regionen des oberen Val d'Emet, Val di Lei und S vom Surettahorn und besonders die Kontaktlinie von Rofnaporphyr und Suretta- (Timun-) Gneisen genau untersucht sein werden.

S. 559 unten. C. Schmidt: Mitteilungen über den nicht rofnaporphyrischen Teil des Surettamassives. Ich verdanke C. Schmidt noch einige mündliche Mitteilungen über die Suture zwischen Gneis und Glimmerschiefer des Suretta- (bzw. Timun-) Massives einerseits und des Rofnaporphyroids andererseits, wie er sie bei Gelegenheit seiner Untersuchungen für die Splügenbahn beobachtet hat. Im Val d'Emet und über den Passo d'Emet läßt sich diese Grenze gut verfolgen. Der Gneis, Glimmerschiefer und Amphibolschiefer (mit Glaucophan-Granat-Gesteinen), die Unterlage bildend, ist innerhalb der Suretta-D., die er in der Hauptmasse bildet, ziemlich stark gefaltet und vielfach steil gestellt. Das Rofnagestein legt sich in unebener, weniger steiler Fläche diskordant darüber. Wo Trias vorhanden ist, hält sie sich in ihrer Lagerung an das Rofnagestein, und wo sie zwischen beiden vorkommt, ist sie arg verquetscht.

„Die Vermutung liegt nahe, daß Glimmerschiefer, Gneis usw. schon herzynisch gefaltet worden seien, der Rofnaporphyr ein postherzynischer, prätriasischer Erguß, also zum Verrucano gehörig sei.“ Die angedeutete Grenzlagerung ist aber ohne weiteres verständlich, wenn der Gneis und das Rofnagestein verschiedenen Dn. angehören. Die Entscheidung, ob das Rofnagestein zur Margna-D. gehöre oder nicht, liegt in den Untersuchungen der nächsten Jahre.

S. 560 u. 561. Aversererze. Genauere Untersuchungen der Aversererze haben durch Arnold Heim im Auftrage der „Studiengenossenschaft“ 1920 stattgefunden (im Druck). In diesem Gebiete finden sich die Eisen- und Manganerze in folgenden Horizonten: Rofnaporphyr, Triasquarzit, Triasdolomit und Kalk, Liassbreccie, Liassandmergel (Basis der Bündnerschiefer). Arnold Heim stellt fest, daß die Erze schon vor der alpinen Faltung vorhanden waren: Der Siderit durchzieht den Rofnaporphyr schlierig linsig und ist zusammen mit demselben und dem Nebengestein alpin gefaltet. Lokale Umwandlung in Magnetit und Hämatit ist an Stellen starker Quetschung geknüpft und deshalb wohl tertiär Dm bewirkt worden. Die Substanzen der Fe- und Mn-Erze im Mesozoikum mögen auch aus dem Porphyry stammen, sie sind aber voralpin den Sedimenten eingelagert und harmonisch mit demselben alpin gefaltet worden. Die Hämatit-Manganlager von Starlera und Fianell sind streckenweise deutlich primär geschichtet, eingelagert zwischen Quarzit- und Serizit- (Ton-) Schiefer. Diagonalschieferung ist oft alpine Druckschieferung. Erzschieferungen und Kalkschichten gehen ineinander über. Das Erz hat sich also vorherrschend in der Triaszeit abgesetzt. Von den Erzschieferungen ausgehende sonderbare Nester und Gänge mögen auf späterer Infiltrationsverdrängung beruhen. Es wird nun vermutet: 1. Erzführung durch den Rofnaporphyr, 2. primäre sedimentäre Einlagerung (vielleicht als Limonit) in der Triaszeit, 3. eine spätmesozoische oder tertiäre RM, welche die Erzlager in ihrem jetzigen Bestand und gleichzeitig die Kalke und Triasdolomite metamorphosiert hat, 4. alpine Falten und Verquetschung mit Dm. Vergl. Taf. XXVIII.

Betreffend die Ausbeutbarkeit der Erzlager hat die neuere Untersuchung viele interessante Einzelheiten ergeben, aber das wirtschaftlich Ungenügende, das frühere Prüfungen ergeben hatten, bestätigt.

S. 563 unten, Literaturverzeichnis-Ergänzung R. Staub, Das Äquivalent der Dent Blanche-Decke in Bünden, Viertelj. N. G. Z. 1917.

S. 562 unten. Fältelung im Nephrit von Puschlav. Auch dieses wunderbar feste Gestein zeigt sich in ausgezeichneter Art dicht gefältelt und hie und da schälen sich zwischen den gefältelten Lagen ganz abgegrenzte nierenförmige Knollen verschiedener Größe heraus, die man, einzeln gesehen, für Gerölle halten könnte. Die Anwitterung an der Außenfläche muß lange gedauert haben, bis sie die feine Fältelung durch ungleichen Angriff verschiedener Schichten so schön herauspräpariert hatte (Stücke von C. Schmidt im Geolog. Institut der Universität Basel).

S. 575 nach Zeile 17 von oben, siehe Nachträge S. 588.

S. 577. Daß auch an der Maloja das Tal des S-Abhanges gewinnt auf Kosten des Tales der N-Seite der Alpen, entspricht einer ziemlich allgemeinen Erscheinung. Die Taleinbrüche der S-Seite reichen meistens weit nördlich über die tektonische Firstlinie der Alpen, die Wasserscheide ist nach N verschoben. Es mag dies darauf beruhen, daß die große Erosionsbasis, das Meer, dem S-Abhang der Alpen viel näher liegt als dem N-Fuße, und dies ist wieder die Folge orogenetischer Bewegungen: der Einsenkung des Adria-Po-Beckens.

Nachtrag zu Abschnitt D, E und F siehe Nachträge S. 588.

S. 580. A. Buxtorf berichtete bei der Versammlung der S. N. G. in Schaffhausen 1921 von den zahlreichen Bergrutschen im Bündnerschiefergebiete des Safientales. Absackungen in der Schichtrichtung an der W-Seite des Tales sind besonders häufig, sie haben jeweilen den Fluß nach rechts gedrängt, unterhalb eine Stromschnelle, oberhalb Aufschüttung einer Talstufe und hie und da einen epigenetischen Flußlauf bedingt. In den Sackungsmassen sind oft Moränenschlieren eingewickelt. Die größte Setzung ist diejenige, in deren Mitte das Dorf Tenna 1650 m liegt. Ihr Fuß am Safienrhein ist über $2\frac{1}{2}$ km breit, ihr Grundriß $2\frac{3}{4}$ km². Der obere Anrißbrand bildet bei 2100—2200 m Höhe unter dem Nollen ein wohl 1 km langes Nackentälchen. Die Bewegungen im oberen Safiental griffen an einer Stelle über den Berggrat gegen Vals und brachten Verwirrung in die Verteilung der erratischen Blöcke, indem Adulablöcke dadurch tief an die Safientalgehänge gelangten (Tarnuzzer, Jahresber. N. G. Graub. 1918, und Buxtorf, Eclogae 1922).

Ringsum das Rieingebirge greifen große langsame Absenkungen von den erodierenden Flußsohlen nach oben. Hierher gehört gegen W diejenige oberhalb Dorf Riein, mit der das Dorf sich senkt. An der N-Seite reicht über Valendas eine Abbruchnische bis nach Dutgien, und ähnliches zeigt sich SE über Carrera. Bloße „Sackungen“, d. h. langsame Absenkungen großer Stücke von Talgehängen ohne Auflösung der bewegten Massen in schnell stürzende Trümmer, sind überhaupt viel verbreiteter als man denkt. Das sedimentäre Schiefergebirge ist denselben am meisten unterworfen. Untergrabung durch Einschneiden eines Flusses ist im Hochgebirge die gewöhnlichste Ursache. Flyschgebiete, Bündnerschiefergebiete sind der häufigste Schauplatz derselben in den Schweizeralpen. Wir haben schon mancher solcher Bewegungen Erwähnung getan. Sie bleiben oft lange unbeachtet, bis ihr zeitweiser Fortgang zu Schaden an Verkehrswegen und Gebäuden führt. Dem geübten Auge verraten sie sich leicht durch die äußere Gestalt. Viele sind aus den Karten 1:50000 abzulesen. J. Oberholzer fand eine langsame Absenkung auch im Verrucanoschiefer am Crap S. Gion-Gebiete.

S. 584, siehe Nachträge S. 587 u. 849.

S. 587 Nachträge zu S. 65, 346, 584, siehe auch S. 849.

S. 588 Nachtrag zu S. 555.

Nachtrag zu S. 575.

S. 588 Nachtrag zu Abschnitt D, E und F.

S. 627 Zeile 12 von unten ist „Oberes und“ zu streichen und der Satz mit Unterem Senon zu beginnen.

S. 631 Mitte. Die kristallinen Gerölle in den Klippen (Rämsibreccie der Mythen, Buochserhorn usw.) und in den Préalpes (Ganteristzone, Nüschelpaß usw.) scheinen nach neuen Funden alle nach den Gesteinen den Kernen der unterostalpinen Dn. des Berninagebirges zu entsprechen (vgl. auch Nachtrag zu S. 715). Es wurden z. T. von R. Staub bestimmt Juliergranit, Diavolezzaporphyr, Nairporphyr, Banatit. Eine systematische Untersuchung der Gerölle in den Dogger- und Malmkonglomeraten von Rhätikon, Klippen und Préalpes wäre eine dankbare Aufgabe.

S. 656. Als „Neujahrsblatt der Naturf. Gesellschaft Zürich 1922“ ist eine Darstellung „Die Mythen von Alb. Heim“ erschienen. Diese Klippen konnten darin eingehender behandelt werden, als es der Raum in der „Geologie der Schweiz“ erlaubt hat. Zudem konnte ich die zeichnerische Darstellung meiner Beobachtungen über den Faltenbau der Mythen für das „Neujahrsblatt“ noch ergänzen.

S. 670. In der kleinen Tabelle ist in der rechtsseitigen Reihe das Wort Rhätische-D. nicht über Aroser Schuppenzone, sondern in Klammern mit der Bezeichnung inklusive hinter das Wort Aroser Schuppenzone gesetzt zu denken; oder beide Worte sollten durch eine Klammer verbunden werden, da die „Aroserschuppenzone“ die „Rhätische Decke“ umfaßt (J. Cadisch).

S. 683 Zeile 14 von unten. Die Zitation von Lorenz steht nicht am richtigen Ort, sie sollte zwischen das Wort Rhätikon und W. Seidlitz gestellt werden, da Lorenz sich im Rhätikon, nicht im Engadin betätigt hat.

S. 715 Zeile 12 von unten. Völlig den Rämsibreccien der Mythen entsprechende Konglomerate mit ostalpinen kristallinen Gesteinen haben Huber im Gebiete des Nüschelpasses und Gerber in der Ganteristzone gefunden.

S. 716 Zeile 2 von unten setze: wo zuerst Bänke bunter Nagelfluh zwischen der Kalknagelfluh einsetzen anstatt „beschränkt sich aber hier noch auf Kalknagelfluhen“, denn es gibt Nagelfluh mit roten Graniten auch schon im Burdigalien, freilich nehmen sie im Vindobonien sehr stark zu (A. Ludwig).

S. 720/21 Fig. 226, siehe Nachtrag S. 849.

S. 721. Languard-D. Die im Gange befindliche detaillierte Kartierung des ganzen Berninagebirges durch R. Staub hat im Sommer 1921 nach dessen mündlicher Mitteilung folgende Ergänzung und Korrektur ergeben:

Die im Gebiete des Puschlav sich von der Bernina-D. nach oben abtrennende D. reicht nur bis an die N-Seite von Val del Fain und endigt schon dort mit Stirn-umbiegung. Der P. Languard selbst und all das der Languard-D. weiter N zugeschriebene Gebirge ist ein unterer großer Teillappen der Campo-D., der sich ungefähr da abtrennt, wo der Teillappen von der Oberseite der Bernina-D. endigt, und der sich in der Fortsetzung des letzteren einstellt. Dieser obere vordere Deckenlappen verdient nach seiner Ausdehnung den Namen Languard-Teil-D. (= unterer Teillappen der Campo-D.). Dadurch wird nun auch die Anhäufung von Mesozoikum am P. Alv sehr verständlich. Sie entspricht der Füllung zwischen der Stirn der südlichen Teil-D. der Bernina-D. und der darüber sich nördlich vorschiebenden und absteigenden Teil-D. der überliegenden Campo-D. Wir können sagen, der Name Languard-D. und alles was ihr weiter zugehört, mag unverändert beibehalten bleiben, nur reicht die Abtrennung nicht so weit nach S zurück und findet an der Unter-

seite der Campo-D. statt, während der südlichste Teil der Languard-D. in bisherigem Sinn ein, freilich nur kurzer, oberer Lappen der Bernina-D. ist.

S. 744. P. Toissa — Tiefenkastel. Nach neueren Mitteilungen soll das direkt dem P. Toissa unterliegende Gestein doch nicht Margnaflisch, sondern Bündnerschiefer (penninischer Lias) sein. Im Gebiete von Tiefenkastel sind die Komplikationen groß und noch nicht aufgeklärt. Ott fand von oben nach unten stets 1. Flyschschiefer (z. T. Ruchbergsandstein, z. T. Tonschiefer, 2. „Tiefenkastelbreccie“ in Linsen — entweder Basiskonglomerat des penninischen Flysches oder Liasbreccie, 3. Gips und Triasdolomitreste (Val Mala) — dann aber folgen Repetitionen, 4. Schiefer (mit Belemniten?) und z. T. verkehrte Schichtfolgen, 5. Gips, Rötidolomit, Quartenschiefer, dunkle Kalke (Solis), darunter eine Überschiebungsfläche, 6. Schyn-Viamala-Schiefer (liasischer Bündnerschiefer), darin eingeklemmt, gefaltet und mit in NNE verdrehtem Streichen (Querfalte?) vielleicht als überwälzte Mulde: Rötidolomit, Quartenschiefer und Gips (unter Solis einstige Bruchstelle des Wasserstollens). Noch vieles bedarf zur Aufklärung neuer zusammenhängender Detailbeobachtungen.

S. 759 Zeile 15 von oben ist nicht ganz richtig. Die Triasvorkommnisse in der Falknis- und der Sulzfluhdecke sind allerdings sehr spärlich und gering. Am Gleckhorn gibt es etwas Falknis-trias, an der Madrisa Sulzfluhtrias, vielleicht auch noch an andern Stellen (vgl. auch Tabelle S. 728/29).

S. 763 unterer Absatz. Die Lagerungsverhältnisse, wie sie hier geschildert sind, konnten bisher erst im SE Rhätikon (Madrisa) genau konstatiert werden. Ob sie durch den ganzen Rhätikon sich so gleichbleiben, müssen erst weitere Beobachtungen zeigen (J. Cadisch).

S. 769 Zeile 17 von oben ist zu lesen: Falknis-D. meist weiß usw. Es gibt auch in der Falknis-D. einzelne Complexe roter Couches rouges, so an Rotspitz, Rotwand, rote Platten. Die weißen Couches rouges der Sulzfluhdecke gehören, ganz wie an den Mythen, stets dem höchsten Horizont der Couches rouges an.

S. 799 Zeile 9 von unten. Eine schöne Paßfläche ist Aschuel NW St. Antönien im Prättigau. Es scheint, daß C. Schröter zuerst auf deren Entstehung hingewiesen hat. Schraubach und Schanielenbach haben sich hier das Gebiet streitig gemacht. Es ist nicht ohne weiteres zu entscheiden, ob der erstere dem letzteren, oder der letztere dem ersteren Oberläufe abgeschnitten hat. Nach der allgemeinen Gestaltung möchte ich eher annehmen, daß das ausgeglichene sanfte St. Antönien (Schanielenbach)-Tal hier in älterer Phase vorhanden war und der Schraubach mit seinem gewaltigen System rückwärts verzweigter junger Schluchten das Schanielenbachgebiet angegriffen und ihm einen zugehörigen Oberlauf, der aus NW über Aschuel ging, weggefressen und umgewendet hat. Nur ein ganz genaues kritisches Verfolgen und kartieren der Terrasse von Aschuel und besonders der höheren Terrassenreste kann vielleicht entscheiden. Zurzeit scheint sich die Wasserscheide auf Aschuel eher zugunsten des sich stets tiefer rückwärts einschneidenden Schraubaches zu verschieben.

Im Prättigau ist überhaupt ein Formengegensatz zwischen Tälern und Gehängen über 1500 m, die ausgeglichene Formen mit sanfteren Böschungen, breite Talstufen und Terrassen und prägnante Wallmoränen aufweisen, einerseits vorhanden, gegenüber der tieferen Stufe, welche die wilden, furchtbar steil eingeschnittenen Töbel mit frischer, oft gefährlich beweglicher Neuformung aufweist. Schon gibt es manche Stellen, wo die jüngere Phase eintiefender Erosion auch schon in das Gebiet der älteren ausgeglicheneren heraufgreift (Abhang Schanielenbach gegen Jugglishorn, Buchenertobel gegen Kreuz, Schraubach gegen Kühnhorn, Salginatobel gegen Gyrenspitz u. a. m.). Jedenfalls aber ist im Prättigau wie auch im Schanfigg eine gewaltige Periode der Eintiefung schon vor der letzten Vergletscherung auf eine Zeit relativen ruhigen Ausgleiches nachgefolgt. Ein neuer Stillstand, dem eine ca. 800 m tiefere Erosionsbasis entspricht, bemüht sich in der gegenwärtigen Periode, dem Prättigau die Ausarbeitung eines breiten aufgeschütteten Haupttalbodens und dessen Ausgleichung zu ermöglichen. Ohne Zweifel kann ein gutes Studium der gesamten Terrassenerscheinungen im Prättigaugebiete wertvolle Einblicke in die Erosionsgeschichte liefern.

S. 800 Zeile 13 von unten. Hier sind die beiden Talepigeesen in der Sohle des Prättigau-tales erwähnt, welche J. Hug gefunden hat. F. Baier hat sodann auf unsere Anregung die ge-

nauere Untersuchung derselben in Angriff genommen (Jahresberichte der natf. Ges. Graub. 1912). Wir entnehmen seinem Berichte kurz folgende Notizen:

Die beiden Epigenesen sind dadurch entstanden, daß die Wildbachschuttkegel der Seitentäler die Landquart auf die andere Talseite drängten und dort am Gehänge etwas emporstauten, bis sie sich in den Fels eine neue Schlucht einschneidete. Epigenese bei Fideris: Schuttkegel des Arieschbaches von links zwingt die Landquart zum Ausweichungsbogen nach rechts, Länge desselben 2000 m, Aufschüttung über dem alten Talweg unterhalb Dorf Fideris ca. 120 m, oberhalb und unterhalb dem epigenetischen Talweg hat die Erosion die ursprüngliche Sohle noch nicht erreicht. Epigenese bei Lunden: Schuttkegel des Buchenertobels und Seebaches haben die Landquart ans linksseitige Felsgehänge gestaut, Länge 450 m, Aufschüttung im alten Talweg bis 50 m. Die Gefällsbrüche durch die Epigenesen sind schon ausgeglichen, die Landquart fällt von Küblis bis in den Rhein mit 14,09 ‰.

Zur Tabelle S. 801, oder oben an S. 802 und zu S. 812 Mitte. Bergsturz Clüs unter Zernetz. Die eigentliche Trennung zwischen dem aufgeschütteten Talboden des Oberengadin und den Stromschnellen gegen das Unterengadin wird heute nicht gegeben durch die Wendung gegen N bei Zernetz, sondern erst 2 km unterhalb Zernetz durch den 225 m hohen, von E vorspringenden und einengenden Hügel von Clüs (Fig. 240). Er ist eine große Abrutschung aus der Nische zwischen Sursassa und Sivü, deren Anbruchsrand bei 1950—2160 m Höhe liegt; Volumen des Abgesunkenen ca. 40 000 000 m³.

S. 803 und folgende (auch schon S. 456 usw.) Gipfflur. Das treffliche Wort „Gipfflur“ ist von A. Penck geprägt und wohl erstmals in seiner Arbeit „Die Gipfflur der Alpen“ (Sitzungsber. d. preuß. Ak. d. W. 27. März 1919) verwendet worden. Die Erscheinung selbst, die damit bezeichnet wird, war schon vorher oberflächlich bekannt, vielfach behandelt und verschieden zu erklären versucht worden. Penck bespricht diese verschiedenen Versuche und legt seine in die Wege leitenden Gedanken darüber dar, indessen ohne zu einem Abschluß zu gelangen. Ein prachtvolles Forschungsthema ist damit aufgeworfen. Mir scheint, daß ein Abschluß erst auf Grundlage eines für viele Gebirge noch ganz fehlenden großen Tatsachenmaterials über den Tiefgang und Hochgang des tektonischen Baues, die orographische Gestaltung und die zugehörigen Massendefekte erzielt werden kann. Mit bloß „morphologischer Betrachtung“ können die Fragen der „Gipfflur“ nicht gelöst werden.

S. 805 unten. Gipfflur. Schon S. 66/67 haben wir dieser Erscheinung gedacht, indessen noch ohne ihren obigen Namen zu kennen.

Die durchgreifendste und großartigste Wirkung des Abtrages und der isostatischen Einsenkung zeigt sich in der Ausgleichung der Gipfelhöhen von den Zentralalpen (oder, wenn wir solche nicht herausnehmen wollen, von den W-Alpen) gegen die Ostalpen hin beiderseits der Querflexurzone: Bodensee—P. Tremoggia. Östlich wie westlich dieser Rheinlinie treffen wir da trotz beidseitig starkem und stetigem Axialfallen nach E mit ganz wenigen, mehr lokal bedingten Übergriffen (Tödi, Bernina) und Erniedrigungen (leicht verwitterbares Bündnerschiefergebirge) die Gipfflur von 3000 bis 3400 m. Damit ist eine Höhendifferenz der tektonischen Anlage ausgeglichen, welche gleich ist der Mächtigkeit einer ganzen Anzahl von Stockwerken im alpinen Aufbau, zusammen wohl 10—30 000 m. Die W-Alpen sollten die E-Alpen um die Mächtigkeit der oberostalpinen und unterostalpinen Decken, dann im nördlichen Strich dazu noch um die helvetischen Decken und den autochthon helvetischen Sedimentmantel, im südlichen Strich um die ge-

gehäuften penninischen Sedimente und die ganzen penninischen Decken überragen. Anstatt dessen: vom Gotthard bis ins Ötztalergebirge mit unbedeutenden Schwankungen die gleiche Gipfflur! (Vergl. Alb. Heim, „Die Gipfflur“, Vierteljahrsschr. N. G. Zürich 1922).

S. 820 Zeile 7 v. unten. Porro hält diese Gesteine S des Tessin nicht für Carbon.

S. 829 Fig. 243. Dr. Rob. Schwinner (Graz), dem ich eine große Zahl wertvoller Korrekturnotizen verdanke, macht mich darauf aufmerksam, daß durch die Zusammendrückung des Profiles einige Irrtümer entstanden sind. Der Hauptdolomit ist gewöhnlich da am mächtigsten, wo das Rhät vollständig ist. Hierlazfazies kommt nicht unter Rhät vor, oder ist wenigstens noch nie mit Rät-fossilien gefunden worden. Fig. 244 ist diesbezüglich richtiger.

S. 832 Zeile 18 von unten. Statt *Wortheimia Escheri* setzen *Turbo solitarius*, Benecke.

S. 842. Im Gebiet der Terrasse Gentilino—Montagnola SW Lugano liegt unter „Erde mit Blöcken“ (Moräne) ca. 3 m Sand (oberer Rand des Waldes unter den Reben). Darunter bei ca. 380 m fand Direktor Bottani im Grunde seiner „Grotta“ über 1 m Lignit aus flach gequetschten Stämmen. Wahrscheinlich entspricht das Vorkommen den interglazialen Schieferkohlen. Nähere Untersuchung fehlt noch.

S. 848 Mitte. Die beiden Quertäler sind oberhalb des Luganersee mit Alluvion gefüllte Talböden. Im westlichen, dem Piano d'Agno (Vedeggiotal) haben alle 4 in einem Querprofil angeordneten Bohrungen für Grundwasserfassungen unter ca. 12 m grobem Sand mit Kies ca. 11—12 m Ton, darunter feinen, glimmerreichen Sand bis 45 m Tiefe, dann tonigen Sand gefunden. Aus dem feinen Sand stieg das Wasser mit Überdruck auf und floß ca. $\frac{1}{2}$ m über Bodenoberfläche frei aus. Diese Steighöhe ist auch bei der unerhörten, bis Ende 1921 gesteigerten Trockenzeit nicht mehr als um $\frac{1}{2}$ m gesunken. Die Wasserversorgung von Lugano pumpt dieses vorzügliche untere Grundwasser, sobald die Bergquellen vom Monte Tamaro nicht mehr reichen, welcher Fall alljährlich in der Trockenzeit eintritt. Im östlichen Quertal ist ein Bohrversuch nur ca. 120 m vom Gehängefuß des Mte. Bré im Alluvionsboden des Cassarate gemacht worden. Dort folgte unter Humus 4 m grober Kies und Sand, dann ein Tonlager von 25 cm, dann bis 23 m Tiefe reingewaschener Sand mit feinem Kies, darunter wurde noch bis in 29,25 m Tiefe durch Ton (Seeschlamm) gebohrt. (Notizen von Dir. Bottani, Lugano.)

Die beiden Seequertäler zeigen nun aber südlich der Stücke, die noch heute Seen sind, eine Aufschüttung anderer Art. Hier sind es nicht geschlemmte Flußsande und Kiese mit zuverlässigen Grundwassern, sondern unregelmäßige Gemische von Moränen mit fluvioglazialen Lagen. Die Wasserführung ist nicht zusammenhängend, und der Erfolg einer Bohrung auf Grundwasser von nicht voraussehenden Zufälligkeiten abhängig.

S. 849. Nachtrag zu S. 65, 346, 584, 587.

S. 849. Korrektur zu Fig. 226.

S. 869 Zeile 13 von unten. Bei einigen der neueren, in den „Beiträgen“ erschienenen geologischen Spezialkarten alpiner Gebiete sind neben der Farbenskala noch in bestimmtem vertikalem Maßstabe die stratigraphischen Profile der verschiedenen in diesen Kartengebieten vorkommenden Decken gezeichnet. Es wird dadurch auf den ersten Blick die stratigraphische Verschiedenheit der Decken sichtbar. Ich verweise im besonderen auf Spezialkarte Nr. 55 Meiringen—Engelberg und Nr. 84 Urirostock, beide von P. Arbenz, sowie auf die Skala zu den Vierwaldstätterseeprofilen Nr. 66 b.

S. 873 Nachtrag. Die neuen Erforscher der Adula, Kopp, Frischknecht und Jenny finden, daß die Stirnränder der höheren Decken der Tessinerkulmination in Form einer Einbuchtung gegen S ausweichen, die Tessinerkulmination somit schon bestanden habe (ältere Phase) vor dem Andrang der oberen penninischen Dn.

S. 883 Zeile 8 von oben. Dicht am E-Ende der autochthonen Zentralmassivschwelle ist diese Querflexur am schärfsten ausgesprochen und erledigt sich mit der geringsten Breite. Dies ist der Fall zwischen Alvier—Gonzen—Fläscherberg—Calanda einerseits und Dreischwestern—Falknis—Hoch-

wang (Chur) andererseits. In dieser Zone kommt axiales Fallen gegen E von 30 bis 60° vor. Weiter südlich, hinter der stauenden Schwelle zurück, verteilt sich das östliche Axialfallen auf eine viel breitere Querzone, die von V. Somvix—V. Blenio im W bis Oberhalbstein im E sich ausdehnt, dafür aber gewöhnlich zwischen 10 und 30° bleibt. Es handelt sich hier eben nicht mehr um das enge unmittelbare Anschmiegen der Decken um das E-Ende der autochthonen Schwelle selbst, sondern um den axialen Abfall von der hinter der Schwelle durch Anstauung entstandenen allgemeinen Erhebung, dem „bombement tessinois“ (Fig. 172).

S. 883 Mitte. Radioaktivität. Es wäre mein Wunsch gewesen, am Schlusse unserer Betrachtungen noch einen kurzen Abschnitt über die Radioaktivität der schweizerischen Alpengesteine und der aus ihren Messungen sich ergebenden Einblicke und Ausblicke zu bieten. Welch ein Triumph wäre es gewesen, in Jahreszahlen die Altersunterschiede festzustellen vom herzynisch gequetschten Orthoaugengneis, dem Syenit, Granit und Quarzporphyr des Aarmassives oder dem Banatit der Bernina, diese gegenüber den Ophiolithen im Bündnerschiefer und dem Granit des Bergellermassives — ein wunderbares Altersschema für die Geschichte der Alpen!

Hans Hirschi hatte mit seiner „Anregung zu absoluten Altersbestimmungen radioaktiver Gesteine der Schweiz“ (Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich 1919), die „Albert Heim-Festschrift“ geschmückt, und seither in derselben Zeitschrift 1920 einen ersten und zweiten Teil „Radioaktivität einiger Schweizergesteine“ und in „Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen“ 1921 den dritten Teil dazu veröffentlicht.

Als die radioaktivsten Gesteine der Schweiz haben sich bis jetzt erwiesen die Titanit- und Orthit-reichen Syenite der P. Giuf Alkalisyenit-Zone und die Orthit-Biotit-Kontaktgesteine am Bergellermassiv. Das verlockende Feld ist aber sehr schwierig zu bebauen. Die radioaktiven Mineralien sind gewöhnlich zu kleine Körnchen im Gestein. Die Methoden zur Bestimmung des absoluten Alters müssen noch von vielen Unsicherheiten und darin steckenden Hypothesen gereinigt und die Meßmethoden noch verfeinert und gegen Fehlerquellen gesichert werden. Die bisherigen Untersuchungen geben grundlegende Erfahrungen, Ausgangspunkte und Richtlinien, aber noch nicht die ersehnte und erhoffte Altersskala des alpinen Werdeganges. Obschon ich selbst schon an dem Versuche scheiterte in die neue Materie gründlich einzudringen, bleibt mir doch die zuversichtliche Hoffnung auf deren endlichen Erfolg.

S. 883 Mitte und 886 Zeile 12—5 von unten. Es ist vielfach die Behauptung formuliert worden, daß jede große Dislokationsphase mit Intrusion basischer Eruptiva beginne und mit sauren Intrusionen ausklinge. Die Intrusionen sollen in Antiklinalen hineingehen und den Faltungszonen folgen. Und weil dies „überall“ so zutrefte, so müsse darin ein ursächlicher Zusammenhang stecken. In den Geosynklinalen sei jetzt Schwereüberschuß, in den aus solchen gewordenen Gebirgen Schweredefekt. Darin sollen sich die Magmafuktuationen, die die Ursache der Gebirgsbildung seien, zeigen. Wenn man dieses Schema durchaus auf die Alpen zwingen will, so gelangt man zu einem älteren hercynischen „Zyklus“ (vorkarbonische Intrusion der zu Amphiboliten gewordenen Gesteine, ältere hercynische Faltung, Intrusion der carbonischen Granite und Porphyre) und einem jüngeren alpinen, welches letzterer sein würde: Mesozoische Intrusion der Ophiolithe, tertiäre Auffaltung der Alpen, jungtertiäre Intrusion des Bergeller-M. und der übrigen „periadriatischen Intrusiva“. Aber ein mechanischer Zusammenhang der Faltung und Intrusion ist nicht zu finden. Ich habe noch nie eine Stelle in den Alpen gesehen und noch niemand konnte jemand eine solche unzweideutig geltend machen, wo eine Intrusion gleichzeitig in eine durch Dislokation in Ausbildung begriffene Fuge oder Lücke eingedrungen wäre. Die Ophiolithe sind älter als die Faltung und von derselben arg

mitgenommen worden. Der Bergellergranit ist jünger als der Abschluß der dortigen Faltung und hat die Falten durchschmolzen. Es geht auch nicht an, ihn als gleichsam aufgesogen von der alpinen Firstantiklinale zu betrachten, indem weder er noch die mitlaufenden Intrusionen sich an diese halten, sondern auch direkt die Wurzelstiele anstatt den Gewölbekern aufschmelzen. Gewiß wird eine starke antiklinale Aufwölbung eine Erleichterung für einen späteren Durchbruch bilden. Diese postalpinen Intrusionen sind übrigens z. T. nicht granitisch, sondern basisch (Diorite usw. von Biella—Traversella usw.). Ganz irrtümlich ist es, den Schweredefekt der Alpen davon ableiten zu wollen, daß unter denselben nun Sal—Magma, statt wie früher Sima—Magma liege. Der Schweredefekt unter den Alpen ist naturnotwendig durch den Tiefgang der Faltung entstanden, dem er in seiner Verteilung und seinem Betrage vollständig entspricht. Wenn eine Art Zyklus: basische Eruptionen — Zusammenschub — saure Intrusionen, wirklich besteht, so muß demselben ein uns noch unbekannter Zusammenhang als Ursache zu Grunde liegen. In der Geschichte der Alpen hebt sich die Dislokation einer über 20 km dicken Rinde um einige 100 km zusammengeschoben zu einem über 50 km¹) dicken Paket liegender Falten scharf und unvermischt heraus zwischen vorgängigen und nachfolgenden Intrusionen und Eruptionen. Diese letzteren sind im Vergleich mit der Dislokation unbedeutende und belanglose, mehr zufällige und nirgends gleichzeitige Massenbewegungen. Sie haben nur vor oder nach der Dislokation etwas Material geliefert und umgewandelt, sind aber der Entstehung des Gebirges gegenüber machtlos und passiv geblieben. Auch wenn die Ophiolithintrusionen im Mesozoikum der Auftakt und die Adamello-, Bergeller- usw. Granit-Intrusion der Schlußtakt der ganzen Symphonie der Alpentürmung bedeuten, so bleiben doch die Alpen ein Dislokationsgebirge, nicht ein Eruptivgebirge. Ausdrücklich ist gegenüber W. Penck und anderen noch zu betonen, daß an eine Expansion durch verborgene Tiefenintrusionen in den Alpen selbst nicht zu denken ist, weil der Schichtenbau auf der ganzen Breite, auch da, wo darunter die dilatierenden Intrusionen sein müßten, nur intensive Zusammenstauungen geschlossen das Profil überdecken.

Wenn ich mir zum Schlusse doch noch eine deduktive Betrachtung erlauben soll, so sage ich vor allem: Es ist undenkbar, daß Intrusion von flüssigem Magma die Erdrinde seitlich zu Gebirgsfalten aufzustauen vermöge. Lange vorher würden die hochgespannten Gase an einzelnen Stellen sich Auswege schaffen und auch für das Magma Vulkane als Ventile öffnen, womit sofort die Kraft zu seitlicher Dilatation wieder gebrochen wäre. Wohl aber ist es einleuchtend, daß eine horizontale Zusammenstauung, wie sie in den Alpen gewirkt und die Erdrinde vermehrfacht hat, das Magma **wegdrücken und ihm jeden Eintritt verschließen muß**. Starke Horizontaldislokation und Intrusion gehen nicht nur nicht zusammen, sondern schließen einander zeitlich und örtlich

¹) Die Faltungstiefe haben wir hier aus den geologischen Profilen so bescheiden als möglich angenommen. Sie kann noch bedeutend tiefer sein. Niethammer berechnet aus den schweizerischen Schweremessungen die Tiefe der Ausgleichungs- oder Kompensationsfläche unter den Alpen auf ca. 113 km. Dies wird wahrscheinlich auch nur wenig mehr sein als die unterste Grenze wirklich faltender Bewegungen.

aus. Die Dislokationsbewegung ist tausendmal gewaltiger, als die mächtigsten Intrusionen und Eruptionen. Die Größenordnung der Massenbewegungen schon zeigt, daß die Intrusion der Dislokation weit untergeordnet ist. Die Dislokationsstauung, die dem Magma den Austritt verschließt, ist wohl die Ursache dafür, daß der Paroxysmus der Gebirgsfaltung von gleichzeitigen Intrusionen und Eruptionen frei bleibt, und daß solche nur der Hauptfaltung vorangehen oder nachfolgen können. Es kann uns deshalb nicht mehr wundern, daß bisher ohne Erfolg nach Beweisen für das irrtümlich angenommene Zusammengehen von Faltung und Intrusion gesucht worden ist! Die Alpen erweisen sich als ein reines Dislokationsgebirge, das Intrusionen während seiner Auftüftung nicht zuließ. Die Intrusiva, alte wie junge, sind ohne ursächliche Bedeutung für die Entstehung unseres großen Kettengebirges, und zeitlich von derselben getrennt.

Letzte Nachträge zu Band II.

S. 201 zwischen Zeile 4 und 5 von oben zusetzen: Am P. Cavel SE-Seite finden sich prachtvolle rosarote Quarzporphyr-Serizitschiefer.

S. 287. Korallenkalke mit *Diceras* kommen reichlich und schön entwickelt vor im Autochthonen der Tödigruppe und auch in der Axen-D. am Glärnisch und in der Mürtshendecke.

S. 288 Zeile 22 von oben lies 1918 statt 1818.

S. 343. Es wurde versäumt, auf die wertvolle Untersuchung von J. Früh „Zur Kenntnis der gesteinbildenden Algen der Schweizeralpen, mit besonderer Berücksichtigung des Säntisgebirges“ Abhandl. Schweiz. Pal. Ges. 1890, hinzuweisen. Die eocänen marinen Kalkalgen, die fast ausschließlich zu *Lithothamnium nummuliticum* Gümbel gehören, hat er in ihrer riffbildenden Ausbreitung verfolgt, und sie in biologischer Hinsicht mit den recenten Kalkalgen verglichen.

S. 412. Im Frühling 1922 ist eine Dissertation erschienen: Hans Meyer, Geologische Untersuchungen im Gebiet der Wageten- und Risetten-Ketten (Kt. Glarus). Entgegen unserer Darstellung hängt Meyer die Wageten- an die Mürtshendecke. Seine Argumente scheinen uns ganz unzulänglich zu sein, so daß wir an unserer Darstellung nichts zu ändern haben. Auch die Umdeutung der Bergstürze Oberholzers in Moränen auf der Nordseite der Kette wird sich kaum bestätigen.

S. 499 u. 571. R. Staub ist durch seine letzten Untersuchungen zu der Überzeugung gekommen, daß die Ophiolite von Oberhalbstein und der Aroser Schuppenzone alle aus dem obersten Teillappen der Margna-D. (das ist der P. Platta-Teildecke) stammen, daß die unterostalpinen Decken keine Ophiolite mehr enthalten, wohl aber durch die Aptychenkalke und Radiolarite charakterisiert sind.

S. 545. Verglichen auch A. Spitz in Verhandlg. k. k. geol. R.-Anst. 1919, S. 317—325.

S. 771. Verglichen darüber, neuestens erschienen: H. P. Cornelius, Geol. Aufnahmen in der Allgäuer und Voralberger Klippenzone, Verh. Geol. Staatsanstalt Wien 1921 Nr. 11, 12 und unsere Taf. XXXV.

S. 886. R. A. Sonder (Vierteljahrsschrift der Nat. Ges. Zürich 1922: „Über die Ursachen der Erdkontraktion“) meint, die thermische Abkühlung genüge nicht für den Zusammenschub der Rinde, und sucht deshalb nach weiteren Ursachen der zunehmenden Schrumpfung. Dies scheint uns sehr berechtigt und gut zu sein! Sonder macht die Umwandlung der Elemente geltend. Näher liegend scheinen mir andere chemische und physikalische Verdichtungen zu sein, wie Umwandlung der ältesten mergeligen Sedimente in Silikate (kristalline Schiefer Rm) unter Abgabe von CO_2 , Umwandlung von Eisensilikaten in Eisensilizium unter Abgabe von O_2 , Übergang komplizierter Verbindungen in dichter sich lagernde elementare Legierungen, und anderes mehr. Wenn auch die Wärmeabgabe für sich allein nicht genügen sollte, fehlt es nicht an andern Kontraktionsursachen, und die Kontraktionstheorie bleibt bestehen.



Druckfehler-Verzeichnis zu Band I.

a) Korrektur sinnstörender Druckfehler.

- S. 6 Zeile 1 von unten lies 1822 statt 1882.
S. 27 Zeile 17 von unten lies Gletschergarten statt Gletschergraben.
S. 32 Zeile 3 u. 4 von unten lies I₁ und I₂ statt Ia und Ib.
S. 91 Zeile 3 von oben lies feuille XVI statt feuille XI.
S. 245 Zeile 6 von oben lies 1660 statt 660.
S. 247 über der Mitte lies Tessin- und Tocegletscher größte Vergletscherung 6400 km² statt 4900 und in der Summe dann 65 260 km².
S. 256/57 Taf. XI ist das von Hug gefundene Deckenschottervorkommnis (S. 290 Zeile 10—13) zwischen Biberbrugg und Aegerisee noch nicht eingetragen, weil erst später gefunden.
S. 287 Mitte Baarburg-Oberfläche lies 687 m statt 637.
S. 377 Zeile 14 von unten lies Sie statt Er.
S. 438 Z. 15 von oben lies 13—18 km statt 30—35 km.
S. 440 Z. 16 von unten ist zu streichen.

b) Korrektur von Druckfehlern ohne Sinnstörung.

- S. 7 Zeile 1 von oben lies Isidor Bachmann statt J. Bachmann, desgleichen bei allen weiten Citationen von Bachmann.
S. 7 Zeile 3 von oben lies Brongniart statt Brognart.
S. 15 Zeile 15 von unten lies Buxtorf statt Buxdorf.
S. 15 Zeile 10 von unten setze: , zwischen Margerie und Machazek.
S. 16 Zeile 21 von unten, ferner ebenso S. 481, 482, 488, 511, 516, 519 usw. lies Brachiopoden statt Brachyopoden.
S. 46 Zeile 12 von unten lies Wenigersee statt Menigersee.
S. 80 Zeile 26 von oben lies Le Lieu statt Le Lien.
S. 80 Zeile 34 von oben lies Epautaires statt Epantaires.
S. 87 Zeile 11 von oben lies Belmont statt Bermont.
S. 93 Zeile 18 von unten lies Lana statt Laua.
S. 113 Zeile 7 von unten lies Bordeauxstufe statt Bordeaustufe.
S. 122 Zeile 14 von unten lies Epauthaires statt Epantheires.
S. 160 Fig. 25, die Einzelfigur links unten ist irrümlicherweise mit a bezeichnet, sie ist aber d = Mactra triangula.
S. 182 Zeile 9 von unten lies Heitersberg statt Heiterberg.
S. 186 Zeile 15 von oben lies (Taf. IV S. 48) statt 44.
S. 189 Zeile 11 von unten vgl. auch Nachtrag zu S. 399—415.
S. 194 Zeile 10 von unten lies Schotters statt hcSotters.

- S. 204 Zeile 10 von unten lies la Pontaise statt la Ponthaise.
 S. 205 Zeile 8 von oben }
 S. 237 Zeile 2 von unten } lies Pays de Gex statt Pay de Gex,
 S. 235 Zeile 11 von oben lies Val de Bagnes statt Val de Bagne.
 S. 235 Zeile 28 von oben lies S Chancy statt St. Chancy.
 S. 237 Mitte rechts lies Niremout statt Miremout.
 S. 267 Zeile 19 von oben lies Nuolen statt Muolen.
 S. 308 Was in der Figur mit N, N₁, N₂ bezeichnet ist, ist gleichbedeutend mit Ni, Ni₁, Ni₂ in der Erklärung auf S. 309.
 S. 323 Zeile 2 von unten lies Ein statt En.
 S. 331 Zeile 12 von oben lies arktische statt arkische.
 S. 331 Zeile 16 von oben lies Eiszeiten statt Eiszeiten.
 S. 334 Fig. 54 lies Dryastone statt Dyrastone.
 S. 337 Zeile 11 von unten lies Mousterien statt Monsterien.
 S. 339 Zeile 2 von unten lies 1874 statt 1873.
 S. 348 Zeile 4 von unten ließ Venoge statt Venoye.
 S. 372 Zeile 10 von oben ließ Leisten statt Leiten.
 S. 375 Zeile 20 von oben lies uns statt un.
 S. 404 Zeile 21 von unten lies bis statt dis.
 S. 407 Zeile 15 von unten lies fällt statt fällt.
 S. 495 Zeile 8 von unten und S. 531 Zeile 16 von oben ließ pisolithisch statt pisolitisch.
 S. 497 Zeile 3 und 5 von oben lies paläolithisch statt paläolithisch.
 S. 497 Zeile 22 von oben lies Ornatenton statt Ornathenton.
 S. 511 Zeile 20 von unten lies Gastropoden statt Gastropen.
 S. 533 Zeile 9 von oben lies Nattheimer statt Natheimer.
 S. 542 Spalte 3 Zeile 18 von oben lies praescabriusculus statt prae-scabriusculus.

Druckfehler-Verzeichnis zu Band II.

a) Korrektur sinnstörender Druckfehler.

- S. 20 Zeile 15 von unten sind die Worte „den SE-Rand der“ zu streichen und durch die zu ersetzen.
 S. 35 Zeile 10 von unten sind die Worte „oberen“ und „unteren“ zu vertauschen.
 S. 61 Zeile 15 von unten lies Taf. XXVI, XXVII und Fig. 182 statt Taf. XVII.
 S. 72 Z. 2 von unten lies N-Fluß Gebiet statt Flußgebiet.
 S. 73 Zeile 16 von oben lies F. Becke statt F. Beck.
 S. 105 Zeile 5 von oben lies Rhombendodecaeder statt Rhomboeder.
 S. 128/29 Taf. VI. In der Region NE Truns am E-Ende des Aar-M. ist ein Teil des hier noch zum Verrucano genommenen Gebirges der Zone IV des Aar-M. und dem Tavetscher-Zwischen-M. anzugliedern, die hier im Streichen gegen NNE

sich wendend, die letzteren das Rheintal überquerend, als Kernteile in die parautochthonen und helvetischen Dn.-Wurzeln hineinragen (Fig. 249).

- S. 186 Zeile 4 von oben lies konsequent statt subsequent.
- S. 213 Zeile 8 von oben lies 2. 15—20 cm statt m.
- S. 217 Zeile 8 von unten lies W (-Ende) statt E.
- S. 220/21 Taf. XII im Hintergrund des Miagegletschertales ist das S. 221 erwähnte Granitfenster unter den Schiefen einzutragen vergessen worden.
- S. 222 Zeile 11 von unten lies Nordostzipfel statt Nordostgipfel.
- S. 251 Zeile 9 von oben lies von Eocän und Oligocän statt Mittel-eocäns (Priabonien).
- S. 325 Mitte lies P. Beck statt F. Beck.
- S. 364 Zeile 9 von unten lies Taf. XVII C statt Taf. XXIV.
- S. 384/85 Taf. XVIII Profil I. Der Gipfel Sexmor und der nächst südliche sollten statt als Dogger als Lias violett bezeichnet sein. Nur der Gipfel des Rottor ist Dogger; auch der im Profil am N-Rand der Magereu angegebene Doggerkeil unter dem Lias sollte noch Lias (auf Trias) sein.
- S. 384/85 Taf. XVIII Prof. 2, Etselstock, oberstes Gipfelchen soll Lias sein.
- S. 398 Zeile 12 von oben lies Glärnisch-Guppen statt Glärnisch-Gruppen.
- S. 404 Zeile 9 von unten lies axialem Westfallen statt akialem Ostfallen.
- S. 406 Zeile 13 von oben lies S. 387 statt 388.
- S. 407 Zeile 14 von unten lies orographisch statt orographischen.
- S. 460 Zeile 16 von oben lies 23. 6. 1714 statt 24. 9. 1714.
- S. 486 Zeile 7/8 von unten lies klastisch statt klassisch.
- S. 491 Zeile 22 von oben lies Taf. XXI statt XIX.
- S. 515 Zeile 1 von unten lies ihre statt seine.
- S. 535 Zeile 12 von unten das Komma (,) nach dem Wort Graphitblättchen streichen.
- S. 536 Zeile 1 von oben lies Granat, Feldspäten statt Granatfeldspäten.
- S. 545 Zeile 15 von oben lies c statt d.
- S. 564 Zeile 6 von unten lies Westlich dem Berninapaf entlang statt am Poschiavosee.
- S. 569 Zeile 9 von oben: das Komma sollte nach dem Wort „dazwischen“ statt nach dem Wort „Kreide“ gesetzt sein.
- S. 631 Zeile 12 von unten lies bezeichnenden statt bezeichneten.
- S. 633 Zeile 6 von unten lies postcarbonischen statt praecarbonischen.
- S. 658 Zeile 12 von unten lies Gewölbe statt Mulde.
- S. 665 Zeile 9 von unten lies W statt E.
- S. 675 Zeile 11 von unten lies 1584 statt 1854.
- S. 690 Zeile 2 von unten lies unterostalpinen statt ostalpinen.
- S. 708 Zeile 8 von unten lies Granatbiotitschiefer statt Granitbiotitschiefer.
- S. 720/21 Fig. 225 lies Errdecke statt Erzdecke, rechts daneben lies Mesozoikum der Errd. statt der Berninad.
- S. 736 Zeile 8 von unten lies den statt der.
- S. 739 Zeile 4 von unten lies östlich statt westlich.

S. 787 Zeile 17—18 von oben. Das Komma (,) ist hinter dem Worte Linthgebiete wegzunehmen und hinter das Wort Überschiebung zu setzen.

S. 792 unterste Zeile lies Languard-D.; Aequivalent . . .

S. 811 Zeile 5 von unten lies serpentinisierende für serpentinisierte. Es ist die Bewegungsform, nicht die petrographische Beschaffenheit gemeint.

S. 816/17 Tabelle, mittlere helvetische Decken lies Bächistock-D. für Brächalp-D., ferner Parautochthon lies Kapfenberg (bei Weesen) für Kapfberg (der E. oberhalb Amden liegt).

S. 825 Zeile 14 von oben lies Langensee statt Comersee. Am Comersee gibt es keine Porphyre mehr.

S. 837 Zeile 3 und 6 von unten lies Hornstein für Hornfels. Es entspricht dem Sprachgebrauch, Hornfels mehr für Cm-Gesteine zu nehmen.

S. 847 Zeile 20 von oben. Das Komma (,) vor und soll weg, und und nochmals eingesetzt werden zwischen Colla und bildet . . .

S. 848 Zeile 26 von unten lies Glacialschutt statt Glacialschnitt.

b) Korrektur von Druckfehlern ohne Sinnstörung.

S. 15 Zeile 6 von oben lies Golliez statt Gollier.

S. 34, 35, 38, 60, 61, 63, 65, 212 usw. lies Ophiolith statt Ophiolit.

S. 73 Zeile 6 von unten lies Tilisuna statt Dilisuna.

S. 78/9 Taf. II Fig. 38: Von der oberen Reihe der Sterne sind die drei ersten und der fünfte falsch gestellt, sie gehören senkrecht hinab und sollen den oberen Rand des Gesteinsstückes bezeichnen.

S. 102 Zeile 15 von oben und S. 204 lies Cipollin statt Cippolin.

S. 109 Zeile 12 von unten, S. 112 Zeile 7 von unten und S. 221 Zeile 16 von unten lies Anorthit statt Anortit.

S. 109 Zeile 20 von unten lies Tridymit statt Trydimit.

S. 110 Zeile 10 von unten lies Euphodit statt Euphotit.

S. 130, 262, 264, 362 usw. lies Suess statt Süss.

S. 131 Zeile 22 von oben und S. 236 lies Pinit statt Pinnit.

S. 137 Zeile 9 von unten lies Tremolit statt Tremolith.

S. 149 Zeile 11 von unten lies Citrin statt Cithrin.

S. 154 Zeile 14 von oben lies Bartonien statt Barthonien.

S. 170 Zeile 4 von oben. Mit Konrad Escher ist hier gemeint Hans Conrad Escher v. d. Linth, der Vater von Arnold Escher.

S. 191 Zeile 13 von unten lies Amphibolit statt Amphibolith.

S. 196 Zeile 24 von unten lies Malakolith statt Malakkolith.

S. 224/25 Taf. XIII Prof. 1: Die alte Schreibweise Aig. de Peuteret ist in den neueren Karten verlassen und ersetzt durch Aig. de Pétéret.

S. 236 Zeile 12 von oben lies Xenotim statt Xenotin.

S. 237 Zeile 16 von oben lies Peneplain statt Penneplain.

S. 255 Zeile 5 von oben lies Auffaltung statt Anffaltung.

S. 277 Zeile 10 von oben lies Setherfurka statt Seterfurka.

S. 278 Zeile 4 von unten lies Tour Saillièrè statt Tour Salière.

- S. 278 Zeile 17 von unten lies Aeg. Boucaulti statt Boncaulti.
 S. 281—321 ist sehr oft gesetzt Brachyopoden für Brachiopoden.
 S. 285 Zeile 1 von unten lies Humphriesianum statt Humphriesi.
 S. 307 Zeile 7 rechts in der Tabelle lies tardefurcatus statt tradefurcatus.
 S. 312 Fig. 81 ist verkehrt gesetzt, der jetzige Oberrand ist unten!
 S. 328 Zeile 6 von oben lies glauconitisch statt klaukonitisch.
 S. 347 Zeile 13 von unten lies Nemopterix statt Nemopherix.
 S. 348 ca. Mitte lies 20 cm statt 20 m.
 S. 357 Zeile 6 von unten lies teilweise statt teiweise.
 S. 392 mehrmals lies Magereu statt Mageren.
 S. 397 Zeile 16 von unten lies Verrucanos Leitlinie statt Verrucans
 Leitlinie.
 S. 407 Zeile 18 von unten lies Urirotstock statt Urinotstock.
 S. 408 Zeile 10 von oben lies Wiggis- statt Mürtschen-
 S. 411 Fig. 140 lies Fluhbrig statt Flubrig.
 S. 427 Zeile 14 von oben lies Bartonien statt Barthonien.
 S. 427 Zeile 22 von unten lies Niesenflyschmasse statt Nierenflyschmasse.
 S. 460 Zeile 19 von oben lies (Tagesangaben unbestimmt) 1749 statt
 am 23. 6. (Tagesangaben nicht übereinstimmend).
 S. 483 Zeile 5 von oben Adula statt Andula.
 S. 497 Zeile 2 von unten lies Aktinolith statt Aktinolit.
 S. 498 Zeile 7 von oben lies Quarz statt Qarz.
 S. 498—532, 558—587 und 632—653 usw. lies stets Ophiolith statt Ophiolit.
 S. 499 Zeile 7 von unten lies Bündnerschiefer statt Bünderschiefer.
 S. 501 Zeile 20 von oben lies Riebeckit statt Ribikit.
 S. 510 Fig. 167 lies Griespaß statt Giespaß.
 S. 516 Zeile 8 von unten lies Staurolith statt Staurolit.
 S. 536 Zeile 10, 14, 18 von unten und S. 540 Zeile 13 u. 18 von unten lies
 Euphotid statt Euphodit.
 S. 536 Zeile 20 von unten lies porphyroblastisch statt prophyroblastisch.
 S. 542 Zeile 2 von oben lies Misox statt Missox.
 S. 545 Zeile 24 von oben lies Rimella statt Rimolla.
 S. 563 Zeile 19 von unten Nr. 4 vor dem Titel fällt weg.
 S. 565 Zeile 2 von unten lies Mikroperthit statt Mikropertit.
 S. 568 Zeile 11 von unten lies (Trümpy) statt (Tümpy).
 S. 586 Zeile 16 von oben setzen: (Bündnerschiefer).
 S. 588 Zeile 2 von oben lies helvetisch statt helvelisch.
 S. 594/95 Tabelle, Spalte Fossilien Muschelkalk lies Crurathula statt Crurathula.
 S. 621 Zeile 4 von unten lies Staszycii statt Staszicii.
 S. 635 Zeile 18 von oben lies Coprolithen statt Coproliten.
 S. 656 Mithen. Die Schreibweise wird verschieden genommen. Phonetisch
 richtig wäre Einzahl: Die Mite, Mehrzahl: die Miten. Die offizielle Schreibweise
 der Behörden ist seit Jahrhunderten: die Mythen. Die von uns hier benutzte ist
 dem eidgen. topograph. Atlas 1:25000 Blatt 260 entnommen. Das Wort wird

abgeleitet von einem altindogermanischen Stamme Mi, später auch Meta, was spitz hervorragend, als Ziel gesteckter Pfahl bedeutet.

- S. 680 Zeile 15 von unten lies gebogenen statt gobogenen.
 S. 701 Zeile 6 von unten lies Sedimentdecke statt Sedimentsdecke.
 S. 707 Zeile 3 u. 4 von unten und S. 708 Zeile 5 von oben lies Mikroperthit statt Mikropertit.
 S. 707 Zeile 11 von unten lies Aegirin statt Aigirin.
 S. 734/35 Taf. XXXIIB Titel lies Dolomiten statt Dolomiden.
 S. 744 Zeile 22 von unten lies faziell statt faziel.
 S. 747 Zeile 5 von oben ebenso " " "
 S. 751 Zeile 5 von unten lies Ladinien statt Ladien.
 S. 819 Zeile 16 von oben lies Bonarelli statt Bonardelli.
 S. 821 Zeile 14 von unten lies Veltheimianum statt Oeltheimianum.
 S. 825 Zeile 18 von oben lies Gozzano statt Cozzano.
 S. 825 Zeile 16 von unten lies Aethophyllum statt Ethophyllum.
 S. 830 Zeile 6 von unten lies Archelaus statt archelaeus.
 S. 831 Zeile 15 von unten lies Ichthyol statt Ichtyol.
 S. 831 Zeile 21 von unten lies Sapropelit statt Sappropelit.
 S. 832 Zeile 19 von unten lies Worthenia statt Wortheimia.
 S. 835 Zeile 22 von unten lies Monte Domero statt Domaro.
 S. 835 Zeile 6 von unten lies A. raricostatus und oxynotus statt Endung um.
 S. 835 Zeile 2 von unten lies Amaltheus statt Amalthäus.
 S. 840 Zeile 20 von oben lies Retzia statt Rhetzia.
 S. 842 Zeile 8 von oben lies von statt vor.
 S. 844/45 Taf. XXXIV lies Mte. Generoso statt Generosa.
 S. 847 Zeile 12 von oben lies Gozzano statt Gazzano.
 S. 850 Zeile 16 von oben lies pygmatistisch statt pygmatisch.

Register zum ersten Band.

(Molasseland, Diluvium und Juragebirge.)

Der Buchstabe f hinter einer Seitenzahl bedeutet: „und nächstfolgende Seite oder Seiten“.

1. Autorenverzeichnis zu Bd. I.

Es sind hier alle Citationen von Personen registriert. Durch fettgedruckte Seitenzahl sind diejenigen Nennungen hervorgehoben, mit welchen größere oder besonders wichtige Mitteilungen über den Autor oder seine Beobachtungen und Ergebnisse verbunden sind. Der Name des Verfassers Albert Heim ist weggelassen, weil seine Nennungen im Text sich inhaltlich doch nicht herauschälen lassen von seiner Auffassung, die auch die ganze übrige Darstellung durchdringt, und weil sie oft nur in Fürwörtern enthalten sind.

- Aeberhardt** 12 f., 239, 241, 260 f., 265, 269 f.
292 f., 303 f., 317, 386 f., 507.
Aeppli, A. 12, 20, 189, 191, 255, 265, 268,
380, 399, 410.
Agassiz 7, 10 f., 16, 124, 134, 154, 158, 199,
491.
Alberti, F. v. 451 f.,
Albrecht, H. 211.
Altmann 11.
Amann, J. 335.
Amrein-Troller, W. 207, 337.
Amsler, A. 15, 164, 544, 575, 595, 596, 603,
605, 628.
Antenen 239, 242, 303, 439.
Arbenz, P. 20, 202, 207, 324, 366, 439.
Argand, E. 19 f., 184, 188, 600.
- Bachem** 92.
Bachmann, Isidor 7 f., 17, 19, 113, 152, 316, 553.
Bächler, E. 336 f., 439, II 902.
Bärtschi, 345.
Ball, J. 361.
Baltzer 12 f., 19 f., 43, 49, 56, 165, 192, 204,
207, 209, 229, 243 f., 251 f., 255, 261, 263 ff.,
301 ff., 317 f., 326, 345, 357, 439.
Barbot de Marny 100.
Baumann, E. 426.
Baumberger, E. 16, 45 f., 64, 101, 103, 107 f.,
112, 164, 167 f., 172—176, 181, 437, 509
bis 518, Tab. 520/21, 529, 532, 542 f., 608,
651, 695, II 892.
Beaumont, E. de 6, 556.
Bautrand 25.
- Bayle** 546.
Beck, B. 26, 49, 56, 217.
Beck, P. 20.
Becker, Fr. 27.
Beckh, G. L. 544.
Benecke, E. W. 461, 554, 556.
Benoit 238, 241.
Bernhardi 11.
Bernoulli, Chr. 6, 455, 456.
Bertrand, M. 17, 22, 616, 638.
Biedermann 16, 152.
Bienz, O. 222.
Bischof, G. 6.
Bleicher 540, 556.
Blösch, Ed. 13, 15, 20, 184, 274 f., 299, 391,
443 f., 447, 554, 557, 559, 561, 572, 574.
Blümcke 14.
Blum 58.
Blumenthal, M. 20.
Blumer, E. 20, 93, 185 f., 528.
Bodmer 403.
Bolley 89.
Bonney 361.
Bosshard, A. 24.
Bourgeat 481, 496.
Bourlot 557.
Bourrit 24.
Boussac 17.
Brändlin, E. 15, 451, 480, 554, 557, 572 ff.
Braun, G. 568, 571.
Brockmann-Jerosch 16, 313, 320 ff., 326, 333 f.
340.
Brongniart 7, 480, 538.
Brombach, F. 445, 451.

- Brückner, Ed. 12 f., 191, **198**, 224, 235, 238, **243**
257, 265, 268, 270, 280, 284 f., 289, 301,
313, 321, 324, 343 f., 353, 361, 405 f., 410,
571, 645, 658.
- Brun 209.
- Brunhes, W. 13, 209.
- Brunner, C. 163, 185.
- Bubnoff, S. v. 554, 557, 560, 564 f.
- Buch, L. v. 3, 6, 162, 482, 522.
- Buckland 6, 12.
- Bürgi 26.
- Bärkli-Ziegler, A. 432.
- Buman, R. de 522.
- Burckhardt, C. 20, 181, 185 f.
- Buser 536.
- Buxtorf, A. 15, 17, 20, 27, 77, 115 f., 166,
185, 249, 414 f., 451, 454, 461, 477 f., 480,
506, 515, 542—546, 553, 556, **560** f., 563,
565 f., 571 f., Prof. 580/81, Prof. 582/83,
585, **588** f., 591, **595**, 600, **602—605**, 611,
631, 634 ff., **636**, 647, 651, 687, 695.
- Caesar, Julius 548.
- Camenzind 226.
- Campiche, G. 16, 509, 515, 519 f.
- Capeller 11.
- Cartier, R. 16, 529, 536.
- Cayeux 497.
- Celliers, J. 589.
- Chantre 238.
- Charpentier, J. de 10, 11, 203, 211 f., 238,
462, 544.
- Choffat, P. 15 f., 479, 485.
- Christen 11.
- Cloos, H. 15.
- Collet, L. W. 20, 428.
- Coquand 512, 518.
- Cossmann 135.
- Coulon, de 12.
- Coxe 24.
- Culmann 433, 700 f.
- Cuvier 536.
- Dana 9.
- Davis, W. 13, 372, 677.
- Décosterd, L. 35.
- Deecke 167, 494.
- Deffner 540.
- Deicke, J. C. 12, 58, **314**.
- Delafond 288.
- Delébeque 192, 241.
- Delhaes, W. 589.
- Delkeskamp 24.
- Denzler 26.
- Depéret 17, 95, 98 f., 123, 143, 288, 528.
- Desor 8 f., 11, 16, 19 f., 199, 245, 509, 512, 692
- Dilenius 178 f.
- Disler, C. 445 ff., 451, 455, 457 f.
- Douvillé, H. 17.
- Douxami 17, 64, **111**, 120, 437.
- Drygalski, E. v. 310, 369 f.
- Dubois, Aug. 337, 480, 504, 522, 637, 686.
- Ducarla 25.
- Ducré 456.
- Duden 89.
- Dufour 25.
- Dumont 97, 100.
- Duparc 21.
- Ebel, J. G. 3, 5, 24, 162.
- Eck 556.
- Egli, P. 691.
- Elber 620.
- Engelhardt 556.
- Epper 429.
- Erni, A. 15, 17, 20, 61, 235, 275, **477** f., 480,
495, **502**.
- Escher v. d. Linth, A. **7—10**, 12, 19 f., 24, 39,
56, 82, 105, 143, 163, 185, 199, 202, 218,
248, 265, 270, 281, **283**, 301, **311**, 313, 316,
320, **322**, 361, 412, 418, 420, 435, 463, 487,
591, 613, 700 f.
- Escher v. d. Linth, H. C. 3, 4, 24, 25, 96, 163,
185.
- Escher-Hcß, C. 43, 46, 49, 56, 103.
- Eschmann, J. 26.
- Esmark 11.
- Etallon, A. 479, 553.
- Exchaquet 23, 25.
- Falkner 13, 103 f., 204, 261, 263, 267, 290, 437
- Falsan 238.
- Fank, A. 105, 134.
- Favre, Alph. 12, 17, 20, 58, **209** f., 235, 245,
303 ff., 361, 396, 412, 437.
- Favre, E. 19 f.
- Favre, Jules 12, 15, **480**, 489, 492, 499, **507**
509, 514, 518, 544, 546 f., Prof. 584/85, 594
609, 618, **656** f.
- Fellenberg, E. v. 19, **34**, 207, 231, 318.
- Ferrier, Alexis 696.
- Fischer-Siegwart 335 f.
- Fleury, E. 536.
- Foerste, A. 662.
- Foerster 547.
- Forbes 11.

- Fordham, H. G. 34.
 Forel, F. A. 14, 192, 303, **305**, 342, 362, **373**,
 399, 412, 426, **428 ff.**, 682 f., **698**.
 Fournet 693.
 Fournier, E. 691 f., 698.
 Fraas, O. 534.
 Frech, 512.
 Frei, Roman 12, 20, 61, 176, 179, 184, 191,
 209, **215** u. Taf. X, 255 f., 268 f., 273 f., 276,
 279 f., **285—290**, 293, 326 f., 407, 409 ff.
 Freudenberg, W. 556.
 Frey, A. P. 221.
 Frey, H. 43, 49, 56, 214, 222.
 Frey, Osk. 12 f., 225, 229, 265, 295, 357, 385,
 439.
 Fritsch, v. 19, 34 f.
 Fromherz 556.
 Früh, Jak. 12 f., 16, 43, 45 f., **49, 56 ff.**, 61, 64,
 72, 78, 204 f., 207, 211, 218, **261 f.**, 267,
320, 322 f., 332 f., 426, 434, 547.

Ganz, E. 521.
 Gams, H. 315, 323.
 Garwood 13.
 Gastaldi 12, 242, 361.
 Gaub 494, 495.
 Gaudin 536.
 Gauthier 682.
 Geer, de 270, 344.
 Geikie, J. 243.
 Geinitz, E. 310.
 Gerber, Ed. **112, 113**, 167 f., 173 f., 178, 230,
 235, 301, 303, II 901.
 Gerlach, H. 18 f.
 Gessner, Conr. **3—4**.
 Gerth, H. 585, 589.
 Gilliéron, V. 12, 15, 17, 19, 58, 176, 181, 232,
 234, **236**, 269 f., 283, 303, **305**, 379, **398**,
 434, 463, 608.
 Ginsberg 85.
 Girard, R. de 91, 179, 522.
 Glenck, K. Chr. Fr. 462, 470.
 Gogarten, E. 189, 371, 399, 403, 405.
 Golliez 152.
 Gosselet 592.
 Gousse 642.
 Gränicher 433.
 Graf 27.
 Greppin, E. 15 f., 19, 479, 506, 553, **555**, 556,
 Prof. 582/83, 589, 590, 599.
 Greppin, J. B. 15, 66, 450, 461, 477, 480, 536,
544 f., 553, 608, 641, 692.
 Gressly, A. 14, **15**, 477, 481, 536, 539, 545.

 Grubenmann, U. 20, 495.
 Gruithuisen 11.
 Gruner, G. S. 3, 4, 11, 212, 435.
 Gumbel 101, 104.
 Günz 193, 198, 309.
 Guinand 642.
 Gutzwiller, A. 12 f., 15, 19, 43, 46, **47**, 49, 58,
 64, 72, 103, 153, 158, **168**, 171, 176, 179,
 181, 185, **221**, 265, 267, **274**, 276, **279 f.**,
 283, 290, 295, 314, 317 f., 320, 326 f., 331,
 437, 529, 538, 542 f., 553, 556.
 Guyot, A. 12, 199, 212, 232, 238.
 Gyger, H. C. 23.

Haas 16.
 Hässig 88.
 Häusler, R. 338, 494.
 Hall, J. 6.
 Haller, Albr. v. 462.
 Harpe, Ph. de la 16, 536.
 Hartmann, A. 436, 438, 499, 687, 703.
 Haug 481, Tab. 486/87, 512, 519 f.
 Hébert 17.
 Heer, Osw. 8, 10, 12, **16**, 48, 95 ff., 100, 105,
 108 f., **134—137**, 141, **155 f.**, **162**, **310 f.**, 316,
331—336, 437, 461, **486 f.**, 503, 544, 546.
 Heggli 87.
 Heierli, J. 330, 336, 338 f., 341.
 Heim, Arn. 16 f., 20, **185—187**, 202, 315, 322,
 326, 369, 436—438, 511, Tab. 520/21, **523**,
 526 f., 542 f., 652/53.
 Hellmund-(Bodenburg), Hermine 13, 261, **264**, 311.
 Hellweg 433.
 Herboldt 267.
 Herrliberger 11.
 Hess 14, 370.
 Hescheler 328.
 Hettner 658.
 Hinden 531.
 Hirschi, H. 92.
 Hirzel 58.
 Hisely 608.
 Hörnlmann, J. 430.
 Hofer 28.
 Horne 374.
 Hovelacque 494.
 Huber, E. 438.
 Huene, v. 15, 554, 557, 560 f., 564.
 Hug, O. 16.
 Hug, J. 12 f., 20, 184, 191, 251, 253 f., Taf. XI a,
261, 263, 265, 267, 269 f., **275 f.**, 282, 288,
 290, 292, **295—297**, 299—301, 303, 305,

- 307, 322, 325 f., 344, 380, 384—386, 388 f.,
394, 396 f., 411, 418.
Hugi, F. J. 11, 483, 536.
Humbert 152.
Humboldt, Alex. v. 6, 480.
Hummel, Carl 152, 546, 553, 611,
Hutton, James 6.
- Ischer 19.
Imfeld, X. 24, 26 f.
- Jaccard, Aug. 15 f., 19, 91, 241, 479, 509, 515,
518 f., 522—528, 546, Profile: 582/83 und
584/85, 614, 616, 683, 692.
Jacob, Charles 17, 519—521.
Jeannet, A. 20, 191, 313, 338, 411, 480, Tab.
486/87, Profil 490/91, Tab. 502/03, Tab.
506/07, 542 f., 547.
Jenny, Fr. 439, 678.
Jerosch, Marie 20, 334, 613.
Johnstrup 307.
Joukowsky, E. 480, 492, 499, 509, 514, 518,
Profil 584/85.
- K**äch 239.
Kaufmann, F. J. 12, 17 ff., 19, 40, 43, 46, 49,
56, 72, 78, 95, 98, 101, 103—108, 141, 168,
178 f., 181, 185, 189, 553.
Keferstein 48, 96.
Kehlhofer, E. 451, 480.
Keller, Ferd. 12, 202.
Keller, Heinr. 24.
Keller, R. 135.
Kemmerling 677.
Kilian, W. 184, 494, 512, 519 f., Tab. 520/21.
Kissling, E. 12, 78, 81, 95, 101, 112.
Klaiss u. Ziegler 89.
Koby 16, 450, 456, 498, 506, 508 f., 533, 553.
Koechlin-Schlumberger, J. 544.
Köhler 613.
Köhli, Alex. 462.
Köhnlein 313.
Künzli, E. 451, 696.
Kuhn, B. Fr. 11.
- Lagotala 624.
Landis 85.
Landsmann 89.
Lang, Franz 15, 19 f., 329, 433, 456, 463.
Lang, K. N. 3, 4, 105.
Langenbeck 557.
Langhans 11.
Lapparant, de 17, 95, 99 f., 512.
- Lartet 58.
Laspeyres 556.
Lautensach 244 f., 369, 372 f.
Lauterbach 683.
Lee, Gabr. W. 505.
Lehmann, J. G. 25.
Lepsius, R. 310, 556.
Letsch 21, 78, 81 f., 463.
Leuthard, Fr. 15, 451, 461, 529.
Leuzinger, R. 26.
Locard, A. 156, 547.
Lorenz, Th. 20.
Loriol, P. de 16, 19 f., 496, 509, 515, 519, 553.
Luc, de 5.
Ludwig, A. 103 f., 106, 267, 290, 437.
Lugeon, M. 19 f., 22, 34, 140, 152, 188, 323,
348, 365, 380, 398, 592.
Lyell 361.
- M**accalloch 6.
Machacek, Fr. 15, 239, 241, 662, 677, 684.
Magnin 692, 698.
Maillard, G. 16, 109, 156, 479, 508, 544, 547.
Malo, M. 528.
Mandy, J. T. 589.
Maréchal 691.
Margerie, E. de 15, 548, 551, 580, 583, 613,
626, 638 f., 658, 662, 677.
Martel, E. A. 691.
Martin 12, 110, 114, 164, 316, 658.
Martonne, de 373.
Mathey 477, 536.
Maurer 615.
Mayer, C. (= Mayer-Eymar) 16, 39, 95 f., 97 f.,
103 f., 124, 134, 158—161, 283.
Meili 26 f.
Meister 34.
Meister, J. 205, 295, 317 f.
Merian, Peter 7, 14, 191, 95 f., 160, 239, 451,
455, 462 f., 465, 477, 529, 533, 550, 554,
557 f., 591, 700.
Merk 338.
Merklein 317.
Messikommer 12, 311.
Mettler 200/01, 250/51.
Meyer, Herm. v. 16, 143, 152, 154, 491, 536,
546.
Meyer, Joh. Rud. 23—25.
Michel, G. 380.
Micheli du Crest 24.
Michell, John 3, 4.
Miller, K. 158, 160.
Mindel 193, 198, 309.

- Möbus 244.
 Mösch, C. 8f., 15f., 19, 445, 450f., 463, 480,
 501, 553, 574, 591.
 Morlot 12, 316.
 Mortillet, G. de 242, 361.
 Moser, R. 21, 432.
 Mousson 12, 435.
 Müller, Alb. 15, 19, 239, 445, 447, 451, 529,
 533, 550, 553f., 572, Profil 582/83, 591, 597.
 Müller, C. 315.
 Müller, J. E. 23, 25.
 Müller-Wegmann, J. 24.
 Müllhaupt 25.
 Münster, Seb. 23.
 Mühlberg, Fr. 12—16, 21, 58, 64, 70, 91, 114,
 164, 184, 198, 225, 239, 255, 265, 269, 270,
 274—276, 295, 299, 301, 312f., 320, 327,
 333, 335, 343, 359, 385, 389, 434, 445, 448,
 450f., 451, 459f., 462f., 465, 477, 479, 536,
 544, 548, 553f., 561, 563f., 566, 574ff.,
 Profil 580/81, Prof. 582/83, 587, 589—592,
 596ff., 600, 603, 611, 619f., 634, 641, 650f.,
 657, 674, 685ff., 692, 700ff., 704.
 Mühlberg, M. 15, 480.
 Murchison 8, 361.
- Naegeli 335.
 Nathorst 332—334, 336.
 Necker 163, 303f., 314.
 Negri 19, 93.
 Nehring 328, 331, 338.
 Neuweiler 16, 310, 313, 315, 331ff., 341.
 Nicolet 12, 546.
 Niggli, P. 15, 20, 113, 443f.
 Noë, de La 626.
 Nüesch, J. 330, 338.
 Nußbaum 12f., 235, 242, 254, 269, 270, 274,
 301, 303, 385, 396, 402, 439.
- Oberholzer, J. 20, 267, 322—324.
 Ogérien 517f.
 Omboni 244f., 361.
 Oppel 486.
 Oppliger 16, 165, 494.
 d'Orbigny 516f.
 Osten-Sacken, v. 494.
 Osterwald 18.
- Pagnard 536.
 Pallas 3, 4.
 Pannekoek 20.
 Pareto 97, 100.
- Pasquier, Du 12f., 20, 238, 239, 243, 265,
 268f., 271, 273—276, 280, 282, 295, 345,
 379, 389, 397, 439.
 Peach 374.
 Penck, A. 10, 12f., 184, 191, 198, 219, 224,
 235, 243, 255f., 257, 263, 265, 270, 273ff.,
 280, 288, 290, 301, 305ff., 317, 321, 334,
 341, 343f., 361, 363, 369, 373, 405, 410.
 Perraudin, P. 11, 211.
 Perron 26.
 Petermann 368.
 Petrarca 3.
 Pfaff, Fr. 445.
 Pfister, Martha 437 u. II 841.
 Pfyffer, F. L. 23—25.
 Philippi, E. 192, 451.
 Piccard 683.
 Pictet, F. J. 16, 21, 152, 509, 512, 515, 519,
 529, 536.
 Piperoff 20.
 Platen, Aug. v. 24.
 Platz, H. 463.
 Platz, Ph. 445, 451.
 Playfair 6, 11.
 Plinius 548.
 Pourtalès 12.
 Preiswerk, H. 20, 451, 461, 480, 556.
 Ptolomaeus 548.
- Quenstedt 482, 487.
 Quereau 20, 49, 56.
 Quiquerez, A. 529, 533, 541, 544.
- Rabowsky 20.
 Ramsay, A. C. 13, 361.
 Randegger 26, 28.
 Reber 536.
 Regelmann 556f.
 Reinach, A. v. 152.
 Rendu 11.
 Renevier, E. 16, 19ff., 91, 95, 99f., 109, 165,
 168, 179, 214, 245, 311, 398, 492, 509, 512,
 516, 518, 519f.
 Rengger 14.
 Richter 370.
 Rittener, Th. 15, 20, 242, 480, 509, 518, 519ff.,
 Tab. 520/21, 544, Profil 584/85, 607, 624, 642.
 Rogers 9.
 Roll, v. 544.
 Rolle, F. 19.
 Rollier, L. 3, 12, 14f., 17, 20, 27, 45, 64, 68,
 77ff., 80, 95, 99ff., 111f., 116, 121f., 166ff.,
 172f., 181, 239, 241, 326, 451, 477, 479,

- 480 f., Tab. 486/87, 488, 491 f., 499, Tab 502/03, 503—509, 519, 524, 529, 533, 542 ff., 553, Prof. 582/83, 588, 594, 609, 618 f., 633, 641, 649, 657, 685, 687, 689, 691.
- Romer 191.
- Rothpletz 599.
- Rouville 100.
- Roux 509, 519.
- Rüttimeyer, L. 12, 16, 17, 143, 203, 243, 245, 328, 337, 345, 372, 403, 412, 491, 529, 536, 538, 546, 667.
- Sacco** 12, 17, 243, 306.
- Sandberger 16.
- Sarasin, Charles 3, 20 f.
- Sarasin, Fr. 337, 340, 691.
- Sarasin, P. 337, 340.
- Saussure, H. B. de 3, 5, 11, 24, 39, 199, 235.
- Sayn, G. 17.
- Schaad, E. 15, 64, 68—72, 115, 561, 642.
- Schaay, J. H. 91.
- Schalch, F. 15, 17, 19, 58, 103, 116 f., 167, 280, 451, 455, 456, 462 f., 478—480, 501 f., 506, 531, 542 ff., 553 f., 577 f., Prof. 580/81.
- Schardt, H. 15, 17, 19 f., 22, 27, 91, 109, 165, 188, 192, 214, 233, 239, 241, 303, 305, 348, 357, 386, 399, 403, 433 f., 479, 480, 504, 509, 514, 517 f., Tab. 520/21, 522—525, 528, 544, 546, Prof. 582/83, **Profil 584/85, 585 f.**, 588, 592, 594, 606—609, 614, 618, 620, 637, 651, 677, 681, 682, 683, 686, 692, 696.
- Scheuchzer, Joh. Jak. 3 f., 10, 23, 34 f., 85, 435.
- Scheuermann 25.
- Schill 19.
- Schimper 9.
- Schinz, H. 16.
- Schlee 658 f., 662, 677, 678.
- Schmid, (Baar) 427.
- Schmid, Franz 436.
- Schmid, D. A. 436.
- Schmidle 167, 185, 191, 288.
- Schmidt, C. (Basel) 20 f., 49, 56 f., 79, 93, 121, 436, 447, 450 f., 461 f., 466, 477, 480, 525 f., 530, 541, 544, 546, 574, 592.
- Schneider 434.
- Schnetzler 437.
- Schöll 26.
- Schröter, C. 16, 332 f., 426, 547.
- Schubiger, B. 313.
- Schüle 21.
- Schultheß & Cie. 89.
- Schumacher 557.
- Schwab 210.
- Schwarz 556.
- Seckendorf, v. 463.
- Seeber 116.
- Simon, S. 24, 26 f., 436.
- Smith, W. 3, 6.
- Sordelli 243, 245.
- Spelterini 615.
- Speyr, v. 88.
- Spreafico 19, 93.
- Sprecher, Chr. 625.
- Staub, (Lehrer) 87.
- Staub, Walter 323 f.
- Steenstrup 307.
- Stehlin, H. G. 16, 110, 122 f., 141, 144 f., 327 f., 438, 529, 536 ff., 542 ff., 547.
- Steinmann, G. 13, 49, 56, 64, 93, 274, 299, 552, 554, 556, 589, 599, 608 f.
- Stella 243.
- Stempflin 35.
- Steno, Nic. 3 f.
- Stephani, M. 459.
- Stierlin 463.
- Stiny, J. 368.
- Stoffert, A. 463.
- Stoll, O. 331.
- Stoppani 19, 93, 244 f.
- Strabo 548.
- Strübin, K. 15, 239, 451, 455, 480.
- Studer, Bernh. 3, 7—10, 12, 18, 25, 39, 46, 48, 56, 58, 72 f., 95 ff., 107, 163, 168, 181, 185, 242, 361, 412, 463, 544, 546, 574, 666.
- Studer, Gottl. 24, 34.
- Studer, G. (jüng.) 24.
- Studer, Th. 16, 112, 124, 144, 321, 328, 330, 337 f.
- Stumpf, Joh. 23, 85.
- Stumpf, W. 428.
- Stutz, U. 494, 553.
- Suess, E. 17 f., 22, 100, 599, 613.
- Sulzberger 338.
- Taramelli** 12, 19, 93, 95, 243, 306, 399, 411.
- Tarnuzzer, Chr. 20, 206.
- Theobald 12, 18 f., 19.
- Thurberg 456.
- Thurmann, Jul. 14 f., 456, 463, 516, 544, 553, 626.
- Tobler, A. 17, 20, 57, 95, 118 f., 445, 451, 480, 554 f.
- Tolwinski, K. 20.
- Trautweiler 498.
- Traverso 245.

- Treadwell, F. P. 701 f.
 Tribolet, G. de 519.
 Tribolet, M. de 250.
 Trösch, A. 588 f.
 Trutmann 226.
 Tschudi, Aeg. 13, 23, 224.
 Tschudi 242, 274, 299.
 Tsytovitsch, X. de 503, 505.
 Tyndall 11, 13, 361.
- Verloop, J. H. 451, 461 ff., 473, 475, 477.
 Venetz, Ign. 10—12, 238.
 Vézian 241.
 Villiers, de 589.
 Vögeli 462, 464, 474.
 Vogelgesang 553, 579.
 Vogt 12.
 Volta 24.
 Vosseler, P. 704.
- Waagen, W. 477, 479.
 Walkmeister 252.
 Walsler 209, 395.
- Walter, Heinr. 391.
 Weber, Carl 334.
 Weber, Fr. 20.
 Weber, Jul. 204, 354, 384.
 Wehrli, L. 20 f., 317 f., 423, 459.
 Weiß 25.
 Wepf 338.
 Werner 6.
 Wettstein, Alex. 12, 16, 118, 190, 211, 265, 268, 270, 426, 434.
 Wervecke, L. v. 550, 552, 554, 556.
 Widmer 34.
 Wild, J. 12, 26.
 Wilmer 192.
 Wolf, Rud. 3.
 Würtemberger, L. 389.
 Würtemberger, Th. 135, 142.
 Wurster 28.
- Ziegler, J. M. 7, 26, 28.
 Zittel, K. v. 3.
 Zollinger, E. 316, 394.
 Zschokke, (Basel) 335.
 Zweifel-Weber, B. 461.

2. Verzeichnis geographischer Namen zu Bd. I.

Es sind nur die wichtigeren Namen und auch diese nur da aufgenommen, wo die Örtlichkeit nicht nur beiläufig oder in einer Reihe aufgezählt wird, sondern sich über dieselbe ausdrücklich Mitteilungen finden, oder wo sie typische Vertreter einer ganzen Reihe bezeichnen. Verweise auf die „Nachträge“ in Band II sind in wichtigen Fällen beige setzt.

- Aarburg 600, 668 f., 674.
 Aarwangen 67 (Juranagelfluh), 114, 131, 141, 165 (Gewölbe).
 Abtwil 48 (Nägelfluh).
 Achenberg 569.
 Ajoie (Elsgau, Pruntrut) 549 f. u. II 911.
 Albis 44, 272, 382 f.
 Alptal 187.
 Altdorf (am Randen) 116.
 Altstetten (im Rheintal) 176.
 Amin (Mt. d') 235 (errat.), 586 (Profil), 628, 637.
 Andelfingen 251 (Moräne), 322 (Löß), 326 (senkrechter Bänder-ton).
 Arboldswil 553.
 Arniberg 225.
 Areuse 671.
 Aubert (Mt.) 628.
- Baar (Tropfsteinhöhle) 427.
 Baarburg 289.
 Bäch 74, 107.
 Bachtel 189.
- Baden 296 (Tiefrinne), 453 (Trias), 674, 675, Taf. XXV (Quertal), 700 (Thermen).
 Balerna 245.
 Bâretschwil 268.
 Basel 277 f., 300, 301, 470 f., 557 (Erdbeben).
 Beggingen 453, 464, 501.
 Belpberg 113, 165.
 Benken (Ct. Zürich) 75, 125.
 Benkenpaß 460.
 Bern 204, 209, 251, 255.
 Bernegg 175.
 Bex 236.
 Biberbrugg 176.
 Biel 234 (errat.).
 Bielersee 403, 429, 608 (Hauterivientaschen), 686 (Felsstürze).
 Bilten 102 (Oligocän), 176 (Antiklinale).
 Birs, Birstal 340, 555, 668, 670 f., 671.
 Bischofsberg 289.
 Bischofszell 283.
 Blickensdorf 269.
 Bois de Biolley (Areuse) 686.

- Bökten 572 (Bergschlipf).
 Bollingen 73.
 Bonaduz 252 (Erdpfeiler).
 Born 164, 600, 629, 671, 674.
 Bötzbberg 569, 576, 592.
 Bougy 314.
 Breggia 306.
 Bremgarten 227.
 Brennet Verwerfung 558, 561.
 Brenets (les) 618.
 Bretzwil 455.
 Breuleux (les) 681.
 Brévine (la) 681, 690.
 Brugg 115, 166, 389, 576.
 Brüttelen 112.
 Bucheggberg 165.
 Buchs (bei Regensberg) 75.
 Buix 450, II 243 u. 908.
 Burgdorf 385, 387.
 Bürenberg 165.
 Bürgerstock 187.
- Capolago** 306.
 Cavaglia 207.
 Cergues (St.) 517, 614, 623 f.
 Cham 263.
 Chamblon 629, 697.
 Champagnole 639.
 Chasseral 628, 632, 637.
 Chasseron 235, 628.
 Châtillens 35 (Meteorit).
 Chaumont 234, 618, 628.
 Chaux-de-Fonds (la) 235, 618, 656 f., 681.
 Chiasso 94 (Nagelfluh), 306 (Ceppo).
 Clos du Doubs 605 (Profil), 629.
 Cornol 456.
 Cottencher (Grotte de) 691.
 Creux du Van 685.
 Croix (Ste.) 67, 235, 519, 624.
- Degersheim** 48.
 Delsberg, Delsbergertal 66, 540 f., 633, II 913.
 Dent de Vaulion 617, 628.
 Diegten 561, 566.
 Dielsdorf 369, 628.
 Diesse (Montagne de) 214.
 Dinkelberg 551, 557, 569.
 Dôle 614, 675.
 Dottenberg 628.
 Döttingen 293.
 Dünnerntal 540, 671.
 Dürnten 312.
- Ebnat** 176.
 Ebneberg 572.
 Egelsee 307.
 Egerkingen 534, 635.
 Eglisau 288.
 Ehrendingen 459.
 Einsiedeln 387.
 Elgg 89.
 Elsgau (Ajoie) Pruntrut 66, 553, II 911.
 Emmengebiet 385.
 Emdingen 575.
 Engelberg 324.
 Entreroches 612, 676.
 Erlenbach 214, 223.
 Estavayer 418.
 Etzel 175.
- Fällanden** 214.
 Fallätsche am Albis 126.
 Farisberg 587, 628 f., 632.
 Faucille 505.
 Feldbach 48.
 Flims 323 und II 399 f.
 Flühli 176.
 Fulachtal 384.
 Flurlingen 317.
 Frauenfeld 267.
 Freibergen (Franches Montagnes) 585, 618, 629, 638, 681.
 Fricktal 67, 497 f., 572 f.
 Frohburg (Olten) 685.
- Gäbris** 171.
 St. Gallen 62 f., 104 f., 384, II 893.
 Gänsbrunnen 235, 619, 636.
 Gasterntal 367.
 Gebenstorferhorn 183 Fig. 30, 283.
 Geißberg 569.
 Gelmersee 201, 378.
 Gelterkinden 571.
 Gempenplateau 569.
 Gerzensee 113.
 Gex 164.
 Giebelegg 173, 174, 175.
 Gislifluß 628.
 Glatt-Tal 277, 292, 381, 397.
 Gletschergarten Luzern 207.
 Goggeyen 186.
 Goldau 346, 423 f.
 Gondiswil 439, II 901.
 Gorges de l'Arcuse 504.
 Gotthard-Paßhöhe 201.
 Graitery 588 f., 629.

Grauholz b. Bern 214, 235.
 Grenchenberg 588.
 Grenzacherhorn 555 f., 556.
 Greppen 173.
 Grimsel 201.
 Grotte de Cotencher 337.
 Guggisberg 113.
 Günsberg 504.
 Güntenstall 382.
 Gurnigel 236.
 Gurten 235.

Habsburg 677.
 Hageneck 112.
 Hauenstein 502.
 — Basistunnel 563, 576.
 — Paß 567, 628.
 Herdern 89.
 Herznach 506, II 909.
 Hiltenberg 288.
 Hinterstock (Hasletal) 207.
 Hirzel 251, 255, 408.
 Hochham 171.
 Hohentannen 289.
 Hoheronen 87, 108 (Kohlen), 129 (Greit Pflanzen),
 175 (Hauptantiklinale).
 Hohe Winde 633.
 Höhgau 71, 125, 550, 579.
 Hohlenstein 289.
 Höll 427 (Tropfsteinhöhle).
 Horgen 85, 189 f., 404, 406, 433.
 Hörnli 171.
 Hüllestein (Nagelfluh) 48.
 Hundschüpfen 269.
 Hurden 267.

Ibach 268.
 Jansberg 112 f., 165.
 Ihfluh 576.
 Illiez (Val d') 437 f., II 348.
 Jolimont (errat.) 235.
 Irchel 283.
 Juchlistock 201.
 Jura Berner 67, 70 (Juranagelfluh).
 — Basler 70 (Juranagelfluh).
 — Aargauer 71 (Juranagelfluh).

Kaiseraugst 465 (NaCl).
 Kaiserstuhl 288.
 Kaisterberg 569.
 Kandern (Schwarzwald) 555 f.
 Kanderschlucht (Berneroberland) 316.
 Käpfnach 85 (Bergwerk).

Katzensee 385.
 Kesslerloch b. Thäingen 329, 338 f.
 Kiemen 171.
 Kilchzimmer (bei Langenbruck) 477.
 Koblenz 293, NaCl: 465, 469, 474 f.
 Kienberg 569.
 Klettgau 293, (Taf. XII), 300, 384, 389, 569.
 Kreuzliberg 283.
 Köhlfirst 283 f. (Taf. XII).
 Kronberg 171.
 Küttigen 541.

La Chaux-de-Fonds 125, 235, 618, 656, 681.
 Lägern 165, 183, 459, 549, 550, 580, Taf.
 XXII, 597, **Taf. XXV**, 628, 650 f., 654, 675,
 700 (Thermen).
 Längenberg 113, 165, 209.
 Langenbruck 477, 567.
 Langental 165.
 Laufenburg 391 f., 443.
 Lausanne 74, 87, 109 f.
 Lauterbrunnental 367.
 Lemensee 187, 234, 349, 377, 400 f., 426, 430 f.
 Lenk 207.
 Lichtensteig 48.
 Liesberg 493, 506.
 Linth 348.
 Littau 268.
 Locle(le) 546, 657.
 Lohn 116, 205, 541.
 Lons-le-Saumier 639.
 Lorzettal 289, (disloc. Deckensch.), 252 (Quellen),
 408 (Profil), 427 (Höll).
 Lützelau (Vierwaldstättersee) 422.
 Luzern 74 (Sandst.), 85 (Kohlen), 204 (Gletscher-
 schliffe), 207 f. (Gletschergarten), 296 (Tief-
 rinne), 346 f. (Reussablenkungen).

Maloja od. Maloggia 206.
 Marbach 175.
 Mattstock 186.
 Meggen 171, 173.
 Melchsee 378.
 Mellingen 115, 214, 225, 227, 333.
 Mendrisio 306.
 Menzingen 255.
 Montchaibeux 685, 687.
 Monthey 214, 233 f., 437.
 Montoz 629, 632.
 Mormont 165, 525, 526, 534, 676.
 Moron 629.
 Morschach 214, 225.
 Mörschwil 314.

- Moudon 236.
 Moutier 669, 671.
 Mouthe 615.
 Mümliswil 503, 587 f., 669 f., 671.
 Muttenz 477.
 Napf 44, 171, Taf. VII, 189, 235, 354.
 Nasen (Vierwaldst. See) 375.
 Neue Welt b. Basel 461.
 Neunbrunnen 594.
 Niederweningen 329.
 Niklausen (St.) 173.
 Noirmont 638.
 Nozeroy 639.
 Oberalbis 189.
 Oberdorf bei Solothurn 121, 234.
 Oensingen 587, 669, 671.
 Olten 234, 329, 669, 671, 674.
 Opfikon 292.
 Ornans 639.
 Ostermündingen 74, 113.
 Othmarsingen 115.
 Ouchy 102.
 Paradies 270.
 Passwang 629, 630, 672.
 Paudex 84, 87.
 Perte du Rhône 519, 520.
 Petersinsel 235.
 Pfaffeyen 270.
 Pfäffikon 267.
 Pfungen 270.
 Pilatus 187, Taf. VII u. Bd. II.
 Pierre des Marmettes 211.
 Pierrc Pertuis 672.
 Plasselb 270.
 Ponts (les) 690.
 Presta (la) Val de Travers 522.
 Pruntrut 66, 449 f. (Steinkohlenfrage), 549 f., II 911.
 Rafrüti (Meteorit) 34.
 Raimeux Taf. XXIII, 631.
 Ralligen 46, 74.
 Randen 116, 125, 506, 569, 578 f.
 Rangiers (les) 619.
 Reculet 505.
 Regensburg 165, Taf. XXV.
 Reuchenette 507.
 Reuss 346 f., 428 f.
 Rheinfall 389 f.
 Rheinfelden 444 (Bohrloch), 446, 558 (Verwerfg.).
 Rheintal 186, -graben 549, 555 f.
 Rheinsberg 283.
 Richisau 254.
 Richterswil 189.
 Rickenbacher Mühle 114, 131.
 Rickenpass 386.
 Rickentunnel 92 (Grubengas), 180 (Antiklinale)
 Rigi 44, 123, 171, 226, 346, 350, 412, 422 f.
 Rigihochnfluh 187.
 Risoux (Mt.) 638.
 Rohrdorf 307.
 Rooterberg 107.
 Rossberg 44, 171, 423 f.
 Ruf (Schännis) 85, 88.
 Russey (le) 681.
 Rütli—Tann 267.
 Salève 165, 548, 614.
 Sälschlössli (Olten) 677.
 Sankt Jakob a. d. Birs 331.
 Säntis 176, Taf. VI.
 Sargans 369.
 la Sarraz 165.
 Sattel 386.
 Schaffhausen Taf. XII, 296, 389 f., 578.
 Schambelen 487.
 Schanfigg 252.
 Schindellegi 260, 268, 381 f.
 Schleithelm 453.
 Schnebelhorn 189.
 Schöllenschlucht 368.
 Schönenwerd 628.
 Schrotzburg 283.
 Schwäbische Alb 72, 550.
 Schweizerhall 465 (NaCl) 466.
 Schweizersbild 338.
 Schwendi Appenzell 254.
 Schwerzenbach 333.
 Seebach 292.
 Seeboden (am Rigi) 226.
 Seeland 304, II 895.
 Seelisberg 214, 225.
 Sempach 189.
 Sensetal 387.
 Serrière (la) 697.
 Sierre 323.
 Sihlsprung 190, 252, 289, 408.
 Sihltal 381, 382, 408 f.
 Sils (Domleschg) 267.
 Sinestra (Val) 252.
 Sirmach 263.
 Solothurn 165 (Juravorfalte), 205 (Gletscher-
 schliffe), 214 (Blockschwamm), 234 (errat), 258,
 296, 304, 486 (Schiltkrötenbank), 629, Taf.
 XXIII, Prof. 6.

- Sonceboz 235, 629.
 Speer 44, 123, 171, 176.
 Stäfa 189.
 Staffelegg 595, 605.
 Stammheimerberg 283, Taf. XII.
 Steinerberg 204, 214.
 Steinhof (bei Herzogenbuchsee) 214.
 Stockberg 171.
 Suchet (Mont) 618.
 Sulpice (St.) 696 f. (la Doux) Taf. XXIX.
 Summiswald 329.
 Sursee 255.

Tendre (Mont) 628.
 Tenniken 115, 566.
 Thäingen 217, 338 f. (Kesslerloch), 578.
 Thunersee 187, 401 f.
 Thürnen 571.
 Tiergartenhügel 207.
 Tiersteinberg 557, 569.
 Titterten 563.
 Tösstock 354.
 Tösstal 360.
 Tourbillon (Sitten) 236.
 Travers (Val de) 519, 522, **523**, 671.
 Türlerseer 419.

Ueberlingersee (Bodensee) 167.
 Uetliberg (Uto) b. Zürich 190, 272 f., **276 f.**
 (Profil), 278, 283, 287, 382, Taf. XVI, 434.
 Ursanne (St.) 508.
 Useigne 252.
 Uznach 175, **312** u. II 897.

Valangin 513. 514.
 Vallorbe 519, 615 f., 676.

 Vaulruz 74.
 Velleratkette 604 (Profil), Taf. XXIII, 7.
 Verrières (les) Taf. XXIX, 690.
 Viamala 203, **369.**
 Villers-le-Lac 508.
 Vitznauerstock 187.

Wädenswil 289.
 Walensee 203.
 Wangen (Gasterland) **313.**
 Wartenschuh 176.
 Wehra(-bruch) 555, 558.
 Weissenstein 456, 504, 584, Taf. XXIII, 7, 628,
 632, 635 f., 654.
 Wettingen 165.
 Wetzikon **311.**
 Wiechs 116.
 Wiedlisbach 234.
 Wigoltingen 263.
 Wildegg 628.
 Wildhaus 315.
 Wildkirchli **336.**
 Wohlen 227.
 Würenlos 115.
 Wynau 165.

Zeiningen 559.
 Zell 315.
 Zollikofen 235.
 Zug 73, 175, 432.
 Zullwil 455.
 Zürich 75 (Molasse); — 203 (Gletscherschliffe);
 — 278 (Talbildg.); — **382** (Karte); — 433
 (Seeuferbrüche), Taf. XIa.

3. Sachverzeichnis zu Bd. I.

Sachen, die am leichtesten nach dem Inhaltsverzeichnis, eventuell auch den näheren Inhaltsangaben unter Titeln im Text, gefunden werden und dort genannt sind, werden hier nicht wiederholt. Man suche also zuerst im Inhaltsverzeichnis! Dagegen sind Andeutungen zum Auffinden der Dinge gegeben, die aus den Abschnittstiteln nicht unmittelbar ersichtlich sind. Namenlisten von Fossilien sind hier nicht alphabetisch zergliedert gegeben. Von Fossilien sind nur die wichtigsten und im besonderen diejenigen, welche nicht nur genannt, sondern von näheren Mitteilungen begleitet oder abgebildet sind, aufgeführt. Auf Fossilisten ist unter F, Fossilien, Flora, Fauna, nach Stratigraphie oder Örtlichkeit mit Seitenzahl verwiesen. Betreffend stratigraphische Tabellen wird auf das Verzeichnis der Tabellen abgestellt. Auch die Sachen sind nicht bei jeder beiläufigen Nennung registriert, sondern nur wo sie behandelt werden.

- Aaredurchbruch d. d. Jura 576.**
Aaregranite errat. 233 f.
Aargauerschichten 104.
Aatalschotter 293.
Aarwangermolasse 114, 131, 141, 543.

Ablenkung von Talwegen durch Erosion, Dis-
lokation, Gletscher 359, Taf. XV, 380.
Abscherung d. Jura im Salztou 601 f.
Abtrag nach Tertiär in den Alpen 325; — im Jura-
gebirge 652—659; — im Molasseland 351—355.

- Abtragsschätzungen 429, II 905.
 Acer 138.
 Addagletscher 245.
 Adulagneis errat. 217.
 Albisschichten 98, 104, 126.
 Alsacien 114, 131, 545.
 Alter der Molassedislokation 195.
 Altmoräne diskord. auf Hochterrasse 273.
 Altmoränen 255.
 Andrias Scheuchzeri 154.
 Antracotherien 123.
 Antiklinalen der Molasse 168 f.
 „Appenzeller Granit“ (Nagelfluh) 47, 104.
 Aquitanien 114, 130; — Flora 139 f.; — Fauna 147 f., 157.
 Aquitanzone der Ostschweiz 107.
 Argovien 489 f., 494.
 Äsar 263.
 Asphalt 518; — in V. de Travers 522 f.; — strat. 523; — Lagerung 524; — Qualit. und Ausbeute 524; — Ausbreitung 525 f.; — Imprägnation 527; — Kluffüllung 528; — Syngenetisch 528.
 „Aufgerissene“ Gewölbe 665.
 Aufschüttung der Täler seit großer Interglazialzeit 297.
 Austernagelfluh 67.
 Austernmolasse 67.
 Avicula contorta 477 f.
 Azilien in Birstalhöhlen 340.

Bändertone 251.
 „Beiträge“ 19.
 Baryt 501.
 Bergseen 377.
 Bergstürze i. w. S. (inkl. Rutschungen, Uferabbrüche usw.); — interglazial 323; — postglazial 324; — Goldau 423 f.; — Estavayer 418; — Türlensee 419; — Kellenholz Hirzel 421; — Lützelau (Vierwaldstättersee) 422; — Thürnen 572; — Bökten 572; — Ennetbühl 423; — Schuttrutschungen 419; — fraglich tektonischer Art im Juragebirge 687.
 Bernersandsteine 74.
 Bernerschichten 104.
 Berriasien 513.
 Brandungszone oder -Kette (= Lomont—Rangiers—Wiesenberg—Lägern oder Mont Terrikette) 597; — Rangierskette Taf. XXIII Profil 6—9; — Länge 627; — Profilwechsel 634, 640, II 912.

 Brüche im Tafeljura s. Verwerfungen.
 Brüche im Kettenjura 586 f., 592 f., 611, II 911.

 Bryozoenkalke 494.
 Bogenform der Falten 552, 633, 649.
 Bohnerzformation; — Literatur 529; — Lagerung 530; — Analysen 531; — terrestrisches Eocän 535; — Fossilien 536 f.; — Süßwasserkalke 538; — Entstehung 539; — Zusammenhäufung 540.
 Bohrloch Rheinhelden 446; — Buix 450, II 243, 908.
 Bohrungen auf NaCl 463 f.
 Bonebed 477 f., 498, 503.
 Buntsandstein bei Basel 461.
 Buxtorfs Erklärung der Randseen (Kritik) 414.

Calcaire roux 515.
 Cardium commune 160 f.
 Cenomantransgression 521.
 Cerithienkalk 121, 131.
 Chasseronkette 628.
 Chemische Kalke (Jura) 493.
 Cinnamomum Scheuchzeri 136.
 Cölestin 501.
 Confluenzstufen 368.
 Convexität der Gehänge 370.
 Coprolithen 500.
 Cyatulamergel 119.
 Cyrenenmergel 119, 131.

Dalle nacrée 488 f., Tabelle 502/03, Taf. XIX, 494.
 Dauer der Eiszeiten 344.
 Deckenschotter 272, 280 f.; — Vorkommnisse 283; — Alter 284; — Fossilien 284; — dislociert 288; — Höhe und Mächtigkeit 286 f.; — im Tafeljura 569.
 Delémontien (aquitan) 112, 131, 545.
 Delta 428; — subaquatische Deltarinnen 430.
 Delta des Ceppo 306.
 Deltaschotter 266 f., 302, 396, 400 f.
 Denudation s. Abtrag.
 Diffluenzsporne 357 f., 368 f. (Lägern, Sargans).
 Diluviale Akkumulation und Erosion 277 f., 395 f., 397; — im Glattal 277; — bei Zürich 278.
 Diluvium, Tabelle 344 f.; — Lagerungsstörungen 167, 185, 268 f., 325, II 896.
 Dinotheriumsande 543, 545.
 Diskordanzaufschiebung, in der Molasse 174; — am N-Rand der Alpen Taf. VI u. VII 185 bis 189.
 Dislokation d. Molasse Taf. V—VII; — Alter 182 f.
 Dogger, Tabelle 502; — Crêt de Chalame 503; — bei Muttetz 504; — am Weissenstein 504; — in der Gorge de l'Aureuse 504; — Faucille

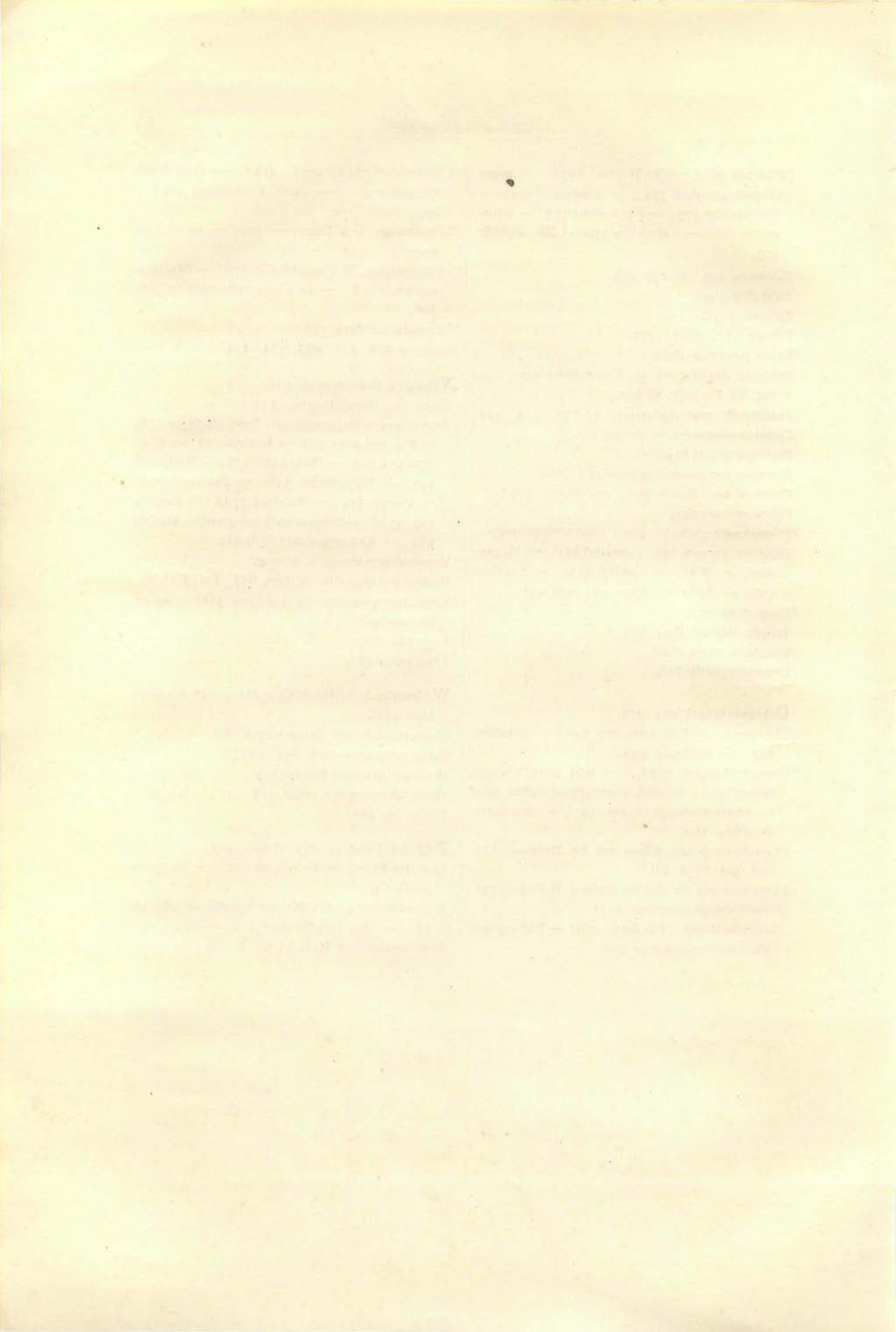
- 505, Reculet 505; — Randen 506; — Herznach 506; — Liesberg 506.
 Drumlin durch Akkumulation 261 f., II 895.
 Dünen 323.
 Durchtalung, im Molasseland 345, 353 f., 403 f., 415, 435; — im Tafeljura 565, 577; — im Kettenjura 567, 662, 670, 680.
 Dryasflora 333 f. (Fundorte) Fig. 54.
 Dysodil 121.
Ebnaterschichten 72.
 Echinodermenkalke im Jura 494.
 „Eclogae geologicae Helvetiae“ 21.
 Einseitigkeit der Dislokationsbewegung 648.
 Einsenkung der Alpen 193 f., 402, 410, 412, 413.
 Eisenoolithe 497, 503—507, II 908.
 Eiszeiten, ihre Zahl 275. II. 899, 903.
 Elephas primigenius 328 (Fig.).
 Elephas antiquus 328 (Fig.).
 Encrinus liliiformis 458, 547.
 Epigenesen v. Talwegen Taf. XV; — Sihl bei Schindellegi 381 f.; — Burgdorf 387; — Einsiedlermoor 387; — Sense 388; — Laufenburg 391 f.; — Rheinfall 389 f.; — Aare-mündung 393; — in den Alpen 394 f.
 Erdbeben Basel 557.
 Erdpfeiler 252.
 Erosionslandschaften, in Molasse 354 f. Taf. XVI; — in Diluvium 301, 389; — im Jura II 914.
 Erosionskessel (Riesentöpfe) 205 f., 209.
 Erosionsterrassen im Fels 358, 405.
 Erratikum 197.
 Erratische Blöcke 209; — ihr Verschwinden und Erhalten 210; — Blockschwärme 214; — Bedeutsame Blockfunde 216—242.
 Esker (Erosionsdrumlin) 263.
Fächerfalten 639 f.
 Faltenbündel (inneres und äußeres) d. Jura 638.
 Faltenformen, Reihen 581; — Beispiele 584; — Kofferfalten 585; — liegend 591.
 Faltung, Folge von Schichtung 580 f.; — zweiter Ordnung 583; — disharmonisch 583; — mit Überschiebung 592 f.; — Bogenform 633, 649; — Höhenlage 639; — Überliegen 640, 647; — postsarmatisch, prädiluvial 645.
 Farisbergkette 628 usw.
 Fasergips (Lägern) 460.
 Fauna des Diluvium 327; — in Niederterrasse 302; — im Löss 321; — Elefanten 328 f.; — alt und jungglazial 328; — jungglaziale Fauna 329; — Keßlerloch 320, 330; — Mollusken 331; — Insekten 331 f.; — Schweizersbild 320.
 Fauna der Molasse 143—162; — deformierte Fossilien 134; — Verzeichnis der Säugetiere von H. G. Stehlin 145—149; — Übrige Tiere der Molasse (Marine Mollusk.) 160; — Land- und Süßwasserschnecken 157 f.; — einzelner Lokalitäten 103—120.
 Fauna des Eocän, Wirbeltiere des Bohnerzes 536 f.; — des Jura, Ammoniten 482; — Schiltkrötenbank Solothurn 486, 490; — allgemeiner Charakter 480—496.
 Felskoulissen 304.
 Felsriegel 304 f.
 Ferretto 306.
 Flexurgraben 586.
 Flexurhorste 586.
 Flora des Diluvium 332 f.; — der Molasse 135—143; — Charakter 137; — Fundorte 139 f.; — Leitpflanzen 138; — des Jura 486.
 Flußerosion, Felsterrassen 406 Fig. 67.
 Flußformung 356, 360.
 Flußschotter 266 f.
 Flußverschiebungen 381; — Glattal 381; — Sihltal 381; — Rappischtal 382; — St. Gallen 384; — Bichelsee 384; — Töß 384; — Klettgau 384 usw., s. Epigenesen.
 Fluvio-glaziale Schotter 265—306; Geschichte der Erkenntnis 270; — Altersfolge nach Lagerung 271; — Übergangskegel 271 f.
 Foraminiferengesteine des Jura 494.
 Friedhöfe in Moränen 252.
St. Gallerschichten 104.
 Gargasien 520.
 Gastergranit errat. 230.
 Gefälle der Schotterterrassen 303, Taf. XIIIa, II 897.
 Gehängelehme 301; — am Uetliberg 434.
 Gewölbe, fächerförmig 581; — aufrecht 581; — liegend 582; — mit Scheitelbruch 587.
 Gießsand 75.
 Gips, in Molasse 91; — im Jura (Purbeck) 501; — in Trias, Ehrendingen 460; — Benkenpaß 460.
 Glazialgesimse 371.
 Glazialton 266, 270, 681 (im Jurageb.).
 Glansayes-Zone 520.
 Gletschererosion 13; — entgegenstehende Formen 368, 374 f., 378 f.
 Gletschergarten in Luzern 207 f.
 Gletscherschliffe 362; — obere Grenzen 200; — an Diffluenzspornen 357, 369; — in der Viamalaslucht 369; — neu auf der Oberseite von Moränenblöcken 440.
 Gletscherseen 269.

- Gletschertöpfe 205 f., 209.
 Grenchenberg, Tunnelprofil 589.
 Grindelwaldnermarmor errat. 230.
 Grotte de Cotencher 337.
 Grundmoränen 248–252.
- Habkerngranit** errat. 230.
 Haifischzähne 159.
 Hauensteinbasistunnel, Profil 595, 603.
 Hauptantiklinale der Molasse 175, 177, 178.
 Hauterivien 516.
 Hebung der Molasse 182.
 Helizitenmergel (obere Mol.) 78, 126.
 Helix, insignis 157; — Ramondi 157; — Re-
 nevieri 157; — rugulosa 158.
 Hirzelmoräne 255.
 Hochterrassenschotter 272 f., 291 f., 298.
 Hohe Winde-Scharung 633.
 Hohlkehlen (glaziale) 371.
 Höhlen, Birstal 340; — Drachenloch II 902;
 Freudental 338; — Höll 427; — Keßlerloch
 338 f.; — Schweizersbild 338 f.; Wildkirchli
 336; — im Jura 337, 691.
 Höll bei Baar, Tropfsteinhöhle 427.
 Hombergkette 563 f.
 Hydrobienkalk 121.
- Innenrand des Kettenjura** 627.
 Insektenmergel 499.
 Inselberge 363.
 Interglaziale Quellentuffe 317 f.
 Interglaziale Talbildung 276, 279; — Talprofile,
 Taf. XII u. XIII.
 Interglaziales Profil am Strättliger-Hügel (Kander-
 Schlucht) 316; — Schotter II 895.
 Julier-Albula-Granit, errat. 217.
 Jungmoränen 255 f., Taf. XI a.
 Jura des Juragebirges, Literatur 479; — ver-
 glichen mit den Alpen 483; — allgem.
 Charakter 480 f.
 Juragebirge — Kettenjura 548; — Tafeljura
 549 f.; — tekt. orogr. Karte v. de Margerie
 551; — einseitiger Bau 552.
 Juragletscher 241.
 Juranagelfluh 64 f., 114, 126; — Geröllein-
 drücke 69; — Ausbreitung 70 f.
- Kalisalzfrage** 447, 547.
 Kalkoolithe 495.
 Kalknagelfluh 46 f., 65 f.
 Kames 265.
 Karlsruh-Schotter 303.
 Karten (topogr.) 23–27.
- Kesslerloch (Höhle) 329, 338; — Inventar 338 f.;
 — Tierbilder 339; — Rentierzeichnung 339 f.
 Keuperpflanzen von „neue Welt“ 461.
 Kimmeridgien 491.
 Klippen in Brandungszone Kettenjura 597.
 Klusen 669 f.; — Halbklusen 671 f.; — Aus-
 bildungsreihe 673; — durch Synklinalen 674.
 Knauermolasse 75, 113.
 Kohlen — s. Molassekohlen u. s. Schieferkohlen;
 — Steinkohlen 448 f.; — Triaskohlen 455 f.
 und Tabelle S. 456.; — Nachträge 436, 439.
 Korallenkalke 481, 493.
 Kritik v. Brückner und R. Frei betr. Decken-
 schotter und Rückklüftung 405–411.
- Lägern, östlicher Ausläufer 165; — Triaskern
 459; — Profil Taf. XXII 2; — Profilserie
 Taf. XXV, 597; — Zusammenschub 651; —
 Limmatdurchbruch 675; — Thermen aus dem
 Kern 700.
 Länge der Falten 627 f.
 Lehme (Tone) 301 f.
 Leitblöcke (errat.) 212; — Julier-Albula-Granite
 217; — Ophicalcit 217; — Taspinit 217; —
 Rofnaporphyr 217; — Adulagneis 217;
 —² Quarzporphyr Somvix 217; — Puntai-
 glasgranit 217; — Verrucano 218; — See-
 laffe 218; — Phonolith 218; — Melaphyr
 222; — Tavegannazgestein 222; — Wind-
 gällendorphyr 225; — Reußgranite 225; —
 Gasterngranit 230; — Habkerngranit 230; —
 Bunter Marmor 230; — Grimselgranit 230;
 — Montblancgranite 234; — Smaragditgabbro
 235; — Eklogit 235; — Arollagneis 235; —
 Arkesine 235; — Valorsineconglomerat 235.
 Lias — Hauenstein 502; — Randen 501; —
 Schambelen 487.
 Liegende Falten mit Umbiegungen 596.
 Lignite (Schieferkohlen) 310 f.
 Löß, Ausbreitung 319; — diluvialer 320; —
 postglazialer 322; — Fossilien des Löß 321;
 — Lößentstehung 321.
 Lötschbergtunnel — Einbruch 367.
 Luzernerschichten 105.
- Mächtigkeit des Diluviums** 325.
 Maetra triangula 160 f.
 Malm, Tabelle 506/507; — Fazieswechsel 489,
 490; — bei Reuchenette 507; — Ste. Ur-
 sanne 508; — bei Villers-le-Lac 508 usw.
 Mammutfunde 329.
 St. Margrethener Sandsteine 73.
 Marnes d'Arzier 513 f.

- Marnes du Furcil 488.
 Mastodon angustidens 132.
 Mehrteiligkeit der Eiszeit 310.
 „Mémoires de la Société paléontologique suisse“ 22.
 Melania Escheri 157.
 Melanienkalk 119.
 Melaphyr errat. 222 f.
 Mesozoicum im Juragebirge, Literatur 451; — Profile Taf. XVIII.
 Meteoriten, Rafrüti 34; — Châtillens 35; — übrige 34–36.
 Molasse, das Wort 39; — Entstehung 39 f.; — bei Biel 437; — von Val d'Illicz 437 f.
 Molassefazies im Juragebirge 545.
 Molasse-Fossilien 129–162; — in Süßwasser- molasse 41; — in St. Gallerschichten 104 f.; — im Sarmatien St. Galler-Zone 104; — in Seelaffe 161; — in Rivaz-Monod 110; — in Muschelsandstein 115; — in Randengrob- kalk 116; — in Burdigalien 124; — in Vindobonien 126; — in Sarmatien 127; — Erhaltung der Fossilien 133; — Pflanzen s. Flora; — Tiere s. Fauna; — Säugetiere 145 f.
 Molasse-Gesteine, Nagelfluh 43–72, s. Nagel- flu; — Sandsteine 72 f.; — Seelaffe 106; — Helizitenmergel 78; — Zementsteine 78; — Süßwasserkalke 79; — Kohlen 81 f.; Gips 91; — Petrolimprägnat. 91, 436, 438; — Grubengas 92.
 Molasse-Kohlen, Beschaffenheit 81; — allochthon 82; — autochthon 83; — Flöze und Bergwerke 84 f.; — Käpfnach 85; — Paudex 87; — Hoheronen 87, 108; — Rufi (Schännis) 88, 108; — Elgg 89; — Herdern 89.
 Molasse-Stratigraphie 95 f.; — stratigr. Profile 103–120; — rote Molasse 123; — stratigr. Tabelle 130; — Ausbreitung der Stufen: Stampien 121, Aquitanien 122, Burdigalien 123, Vindobonien 125, Sarmatien 126, Ver- schiebung der Meere 128.
 Molassetektonik, nördliche Randlinie der alpinen Aufrichtung 175; — Verlauf der Antiklinalen u. Synklinalen 175 f.; — Querstörungen 176; — im Juragebirge: Faltung der Molasse 642; — höchste Reste 643; — eingewickelt 644.
 Montblancgranite errat. 234.
 Montozkette 629.
 Moränen 248–261.
 Moränen auf Molasseplateau 305.
 Moränen aus Molasse 361.
 Moränenlandschaften 254.
 Moronkette 629.
 Mühlbergs Klippenhypothesen 598.
 Mümliswilerklus 587.
 Muschelsandsteine 75; — Fundorte 76 f.; — Ausbeutestellen 115; — Seelaffe 106.
 Nagelfluh, subalpine 43 f.; — angebohrte Ge- rölle 45; — bunte und Kalknagelfluh 46; — „Appenzeller Granit“ 47, 104; — Herkunft der Gerölle 48–58; — Deformation der Gerölle 59 f.; — örtliche u. zeitliche Ver- teilung 65, 109; — der Jura-region, s. Jura- nagelfluh; — am Alpen-Südrand 93, II 841.
 Neocomien 516.
 Neolithicum 340.
 Niederterrassenschotter 299; — Ausbreitung und Beschaffenheit 300; — Teilfelder, Rückzugs- phasen 301; — Städtebilder 301.
 Nordrandschwelle des Kettenjura 603.
 Oberflächengliederung durch Fluß u. Gletscher 356–379; — Flußerosionsformen 360; — Täler der Randseen 361, 373; — der Gletschererosion entgegenstehende Formen 374 f.
 Oberfläche vor der zweiten Eiszeit 286.
 Oehningerschichten 104, 116 f., 154 f.; — in le Locle 546.
 Oensingerklus 587.
 Ostrea crassissima 160 f.
 Panoramen, Gebirgsansichten 24–28.
 Paßwangkette 630, 672.
 Petroleum in Molasse 91, 436, 438.
 Pierre de Neuchâtel 517.
 Plateauförmige Faltenzonen 635.
 Plateauschotter 303 f.; II 895.
 Portlandien 492.
 Präglaziale Oberfläche 284 f.; — rückläufig 286.
 Puntaiglasgranit errat. 217 f.
 Purbeckien 492.
 Pyritfossilien (Kleinheit) 500.
 Quarzsand des Rhät. 478.
 Quellen, auf Grundmoränen 252; — aus Decken- schotter 290; — aus Hochterrassenschotter 292; — aus Rinnenschotter 296; — aus Niederterrassen 302; — aus eingedeckten alten Talwegen 388; — Kellenholz Hirzel 421.
 Quellen im Juragebirge 692; — in Quertälern 693; — in Längstälern 694; — aus Bergstürzen 695; — in Tunnels 696.
 Querkämme im Jura 676.
 Quertäler, präexistent 346, 567, 669; — von Limmat, Reuß u. Aare 675.

- Querverschiebungen 613; — Salève 614; —
 St. Claude 614; — Dôle 614, 623, 675; —
 Mouthe 615; — Vallorbe-Pontarlier 615, 676;
 — Mt. Suchet 618; — les Brenets 618; —
 La Chaux-de-Fonds 618, Les Rangiers 619,
 Gänsbrunnen 619.
- Ramondikalke** 123.
- Randen 116, 125, 506, 569, 578 f.
- Randengrobkalk 67, 77, 116, 125.
- Randenostbruch 550.
- Randflexur der Alpen 409 f.
- Randseen oder Talseen 399 f.
- Randseen und Gletschererosion 361.
- Rangiers-Kette (Brandungskette) 627, 634, 640,
 II 912.
- Rauracien 489; — in St. Ursanne 508.
- Reihenfolge der Kettenaufstauung 646.
- Reliefkunst 24—28.
- Relikte von Pflanzen u. Tieren der Eiszeiten 335.
- Rentier-Abbildung aus Kesslerloch 339.
- Requiениenkalk 518.
- Reußgranite errat. 225 f.
- Rheinflall 389 f.
- Rheintalgraben 549, 555, 557; — Randflexur 550.
- Rheintalöß 322.
- Rhodanien 519.
- Rhonegletscher im Jura 239 f., II 894.
- Rhonetallöß 323.
- Rhynchonella varians 488.
- Riesentöpfe, s. Erosionskessel.
- Riegel 364 f., II 939.
- Rivaz — Monod (Aquitane) 110.
- Rofnaporphyr errat. 217.
- Rootseeschichten 104.
- Rotomagien 520.
- Rückfaltung 599; — am Weißenstein 636.
- Rückläufigkeit, der Molasse 190; — der Fels-
 erosionsterrassen 190; — des Deckenschotters
 191; — in Sihl u. Lorzetal 408.
- Rückwärtserosion 679.
- Rückzugsmoränen 255; — Stadien derselben
 257 f.; — Tabelle 258.
- Rugulosa-Kalke 122.
- Rundhöcker 199 f., 362.
- Rundhöckerlandschaften 201, 362.
- Sarmatien** 99 f., 126, 130 u. a. m.
- Sarmatische Aufschüttungsfläche 568.
- Schieferkohlen 310; — Alter u. Entstehung 311;
 — Wetzikon 311; — Dürnten 312; — Uz-
 nach 312, II 897; — Wangen 313; —
 Mörschwil 314; — Gondiswil II 901.
- Schindellegi 260.
- Schlihsandmoräne 252.
- Schneckenmergel (Helizitenmergel) der Molasse 78.
- Schneelinie gegen Ende Diluvium 341.
- Schotter, von Vorstoß, Stillstand und Rückzug
 272; — der übertiefsten Talrinnen 295; — der
 größten Vergletscherung 299; — unter Moränen
 305; — interglaziale 298, 316, II 895.
- Schraubensteine 106.
- Schuppung 607.
- Schuttfüllung der Täler 192.
- Schuttrutschung 419; — Kellenholz 420 f.
- Schwarzwald 443; — Gneis 443 f.
- Schweiz. geolog. Gesellschaft 21.
- Schweiz. geolog. Landesanstalt (= schweiz. geolog.
 Kommission) 18.
- Schweiz. geotechnische Kommission 21.
- Schweiz. Kohlenkommission 21.
- Seeabsätze 428 f. und II 905.
- Seelaffe 75, 106, 161, errat. 218.
- Seelandschotter 304 (Vorkommnisse) II 895.
- Seen im Juragebirge, auf Oxford 681; — auf
 Glazialton 681; — in Mulden 681; — Lac
 des Brenets 682; — Lac de Joux 682, 690;
 — Lac des Rousses 683; — Lac des Taillières 683.
- Seeniveaux vor Würmzeit 316 f.
- Septarienton 119.
- Société paléontologique Suisse 21.
- Solothurnersee (Juraseen) 396.
- Städtei. Niederterrassen 301, i. Epigenesen 389 u. a. m.
- Staffeleggpaß, Profil 595, 605.
- Steinalgenkalke 494, 966.
- Steineggfalte 563.
- Steinsalz, Liste der Bohrungen 464; — Bohr-
 profile 465 f.; — Längsprofil der Salzlager im
 Rheintal 472.
- Stufenmündung 372.
- Spathkalke 498.
- Spongitenschichten (Jura) 494.
- Subalpine Molasse, Schichtung 174.
- Süßwasserkalke der Molasse 79.
- Synklinalen der Molasse 168 f.
- Tafeljura**, Bau 554; — Flexur am Rheintal-
 graben 555; — Dinkelbergscholle 557; — ferner
 s. Verwerfung.
- Talaufschüttung oberhalb Seen 302 367, 399.
- Talbildung am Übergang von Ketten- zu Plateau-
 jura 567.
- Täler, quer und längs im Juragebirge 662—681;
 — deren Gefälle 667 f., tektonische Ursachen?
 677, Präexistenz der Talwege 678; — Rück-
 wärtserosion 679; — Rang der Talarten 680;
 — Trockentäler 681.

- Talformen 363; — ihr Wechsel 367 f.; — gegen Gletschererosion 374; — Inngebiet 374; — Rheingebiet 375; — Linthgebiet 375; — Reußgebiet 375; — Aaregebiet 376; — Rhonegebiet 377.
- Talrinnen mit Schotter 295.
- Talstufen 304 f.
- Taltorsi 383 f.
- Taltrog 367, 369 f., 371.
- Tapes helvetica 160 f.
- Tektonik der Molasse am Vierwaldstättersee 172, Taf. VI, Prof. IV, II 892.
- Tenniker-Muschelagglomerat 67, 77, 115, 125.
- Terrainbewegungen s. Bergstürze.
- Tessingletscher 244.
- Thermen der innersten Jurakette 703.
- Thermen von Baden 700; — Theorie 702 f.
- Tocegletscher 244.
- Transversalverschiebungen s. Querverschiebungen.
- Trias im Juragebirge, Literatur 451; — Magnesium, — Blei, — Kohlen 455; — Bonebed 456; — Anhydrit, Gips und Salz 456.
- Trogschluß 372.
- Tropfsteinhöhle Baar 427.
- Turritella turris 160 f.
- Twannbergkette 628.
- Ü**bergangskegel 265, 271.
- Überliegen der Falten im Jura 640; — Ursachen 647; — Richtung 599.
- Überschiebungen 592 f.; — sind nicht Verwerfungen 592; — sind übertriebene Falten 593; — Überschiebungsklappen 597; — Auslaufen derselben 597.
- Überschiebung der Alpen auf die Molasse 185 f. und Taf. VI u. VII.
- Überschiebung in der subalpinen Molasse 172 f.
- Überschwemmungslehme 301 f.
- Übertiefte Rinnen, Fundorte 296; — Füllung mit Hochterrassenschotter 298.
- Übertiefung 361 f., 402 f., 412 f.; — nicht durch Gletscher 403; — durch Einsenkung 412 f.
- Uferabbrüche 433.
- Uferterrassen, am Genfersee 305; — an übrigen Seen 316, 317.
- Umbiegungen, Molassegewölbe 179; — Molassemulden 179 f.; — an Überschiebungen im Jura 596.
- Urgonien im Jura 518.
- Ütliberg 276, 278, 283, 382, 434.
- V**alangien (Faziesprofil) 513.
- Verrucano (Sernifit) errat. 222.
- Verwerfungen im Juragebirge, Tafeljura 555—578; — Eigenschaften 559; — Gräben 558; — Kändern 555, 558; — Wehra 555, 558; — Maisprach 557; — Rheinfeldern 558; — Zeiningen 559; — Voregg 574; — Mandach 574 f.; — Randen 167, 578 f.; — Sarmatien-Transgression darüber 560; — Kettenjura 611 f., II 912.
- Verwitterungsabtrag s. Abtrag.
- Verwitterungsprofile im Jura 658, Taf. XXVII.
- Verwitterungsstufen, im Tafeljura 568 f.; — im Molasseland 350.
- Virgation 628.
- Vraconnien 520.
- W**allmoränen, in Alpentälern 254; — im Molasseland 254 f.
- Wasserscheide des Juragebirges 680.
- Weissensteinkette 628, 631, 635 f.
- Wildegg Arkesine-Blöcke 235.
- Windgällenporphyr errat. 225.
- Wisigfalte 563.
- Z**ahl der Eiszeiten 275, II 899, 903.
- Zahl der Falten im Kettenjura 627; — im Querprofil 641.
- Zeitbestimmung, der Molassedislokation 182 bis 184; — der Juradislokation 641—647.
- Zementsteine der Molasse 78; — des Jura 496.



Register zum zweiten Band.

(Die Schweizeralpen.)

1. Autorenverzeichnis zu Bd. II.

(Vgl. die auch hier gültige Bemerkung über dem Autorenverzeichnis zum ersten Band.)

- Aberhalden** 18.
Adams 96, 108, **118f.**
Adrian, H. 17, 292, 298f., 311, 313, 331, 346, 349, 428, **440—443.**
Aeppli, A. 890.
Agassiz 4, 87, 88, 347f., 595, 691.
Ahrens, H. 413.
Airaghi 819.
Althaus, H. 438.
Altmann 148.
Ampferer, A. 54, 677, **683—687**, 693, 758, 763, 784, 786f., 866, 887—889.
Amsler, A. 891f., 908f.
Anderson 915.
Andreae 909.
Arbenz, P. 17, 25, 48, 50, 94, 151, **153**, 166f., 264, 272f., **275f.**, 278, 280, 283—286, 289, 292, 319f., 329, Prof. 336/37, **337**, 391, 411, 416f., **421**, **423f.**, 426f., Prof. 432/33, **433f.**, 438, Prof. 440/41, 443, 583, 638, 679, 683, 689, 694, 738, 757, 871, **873**, 888ff., 903, 918, 924f., 932, 939.
Argand, E. **15f.**, **21**, 29, 33f., 37, 40, **42—47**, **49—52**, 61, 64, 70f., 82, 94, 103, 108, 114, 180, **181**, 192, Prof. 224/25, 227, **230f.**, 235, 262, 462, **477f.**, **483—486**, **499—503**, **506f.**, 509, 511—514, 517, 520, **526—539**, Taf. 540/41, 541, 544—547, 549, 554, 556, Prof. 560/61, 591, 637, 668f., 697, 718, 749, 775, 849, 856, 869, **871—874**, 880f., 889f., 896, 950f., 953f.
Arndt 57f.
Auerbach 108.

Babbaye 26.
Bachmann, Isidor 13, 151, 358, 435, 636.
Bächler, E. 902.
Baier, F. 961.
Bailey 915.
Ball 60, 750, 916.
Baltzer **6**, 10, 16f., 73, **99**, 108, **126f.**, 131, 135, **138**, 140, 146, 147, 150f., 160, 164, 170, 189, 190, 198, 345f., 402, 404, 438, Prof. 440/41, 889f., 905, 928.

Baretti 545.
Bassani 819.
Baumberger, E. 292, 298, 301, Prof. 432/33, 892, 901.
Baumhauer 493.
Baur 73, 108.
Beaumont, E. de 3, 4, **55.**
Bèche, De la 5.
Beder, R. **268f.**, 750.
Beck, P. 17, 292, 298, 301, 304, 325, 332f., 346, 357, 359, 419f., **426ff.**, 434, 440, Prof. 440/41, 505, 585, 606, 614, 617ff., 626, **647**, 896, 948.
Becke, F. 73, 101, 108, 112, 118, 697.
Becker, Fr. 460.
Becker, G. F. 96, 108, 119.
Bemmelen, van 108.
Bener, P. J. Fig. 180.
Bergeat 108.
Bernet 351, 443, 461f.
Berthier 247.
Bertrand, Léon 17.
Bertrand, Marc. 4, **11—16**, 39, **116**, 226, 252, 262, 425, 496, 591, 605, 636f., 639f., 785.
Besson 189.
Billwiller 242.
Bischoff 476.
Bistram, A. v. 817, 819, 822, 833, 844.
Blaas 682.
Blösch, E. 709, 723.
Blumental **178**, 325, **383f.**, 394, 889.
Blumer, E. 17, 64, 273f., 315, 361, **364f.**, **412**, 819, 836.
Bodmer, A. 67, 473, 558.
Bodmer-Beder 97, **146**, 758, 775.
Böse 494, 682.
Böhm, J. 292, 317.
Bommer 656.
Bonard 232.
Bonarelli, G. 819.
Bonney 57, 126, 162, 500.
Boßhard, Alb. 188.
Boßhard, E. 814.
Bottani 963.

- Boussac, Jean 323 f., 329—333, Prof. 336/37, 337, 339, 343 ff., 348, 355, 357, 359 f., 427, 496, 505, 629.
- Brauchli, R. 512, 594, 638, 669, 683 f., 738, 745, Taf. XXXIII A, 750—754, 757, 888 f.
- Brockmann, H. 842.
- Brögger 108.
- Brongniart, Ad. 593.
- Bronn 594.
- Brückner 435, 473, 842, 910.
- Brun 536.
- Brunner v. Wattenwyl, C. 591 f., 624, 626.
- Bubnoff, Serge v. 850.
- Buch, L. v. 3, 4, 494, 594, 681, 819, 824.
- Buck, Pater Damian 948.
- Buckland 592, 621.
- Bullinger, J. J. 675.
- Buman 472.
- Burckhardt, C. 303, 308, 314, 374, 408, 412, 428, 873.
- Buß, E. 401.
- Buxtorf, A. 17, 25, 48, 94, 171 f., 206, 263, 265, 272, 292, 296, 308, 317, 325, 334 f., Prof. 336/37, 341, 351 f., 355, 404/407, 417—420, 424, 427 ff., Prof. 432/33, 433, 438, Prof. 440/41, 447, 472, 555, 581, 592, Tab. 594/95, 655, 890, 894, 903, 910, 912 bis 915, 924 f., 928 f., 959.
- Cadisch, Joos Tab. 592/93, 594, 631, 638, 669 ff., 678, 683 ff., 691, 695 f., Tab. 728/29, 738, 744 ff., 748 f., 758, 761 f., 773, 784, 786—788, 791 f., 809—811, 888 ff., 916, 960 f.
- Chaix, André, 591, 640.
- Calloni 842.
- Capeller 148.
- Charpentier, J. de 476, 495.
- Chavannes, Syl. 594.
- Christ, Peter 488, 592 (Tab.), Tab. 594/95, 597 f., 603—607, 613 ff., 622, 625, 654 f., 658.
- Coaz 776.
- Cognoz, Denis 244.
- Colladon 476.
- Collet, L. W. 59, 173, Prof. 224/25, 232, 249, 252, 278 f., 454 ff., 461—463, 465, 918, 924 f., 932, 943 f., 945.
- Colomb 624.
- Coquand 617.
- Cornelius H. P. 16 f., 62, 114, 501 f., 541 f., 544, 563 f., 568, 638, 680, 683 f., 691, 695, 703 f., 706, 709 f., 720, 724, Tab. 728/29, 767, 850, 864 f., 867, 888 f., 966.
- Curioni 819, 824, 828.
- Dacqué, E. 54.
- Dalmer 682.
- Daly 886.
- Dana 6, 26.
- Daubrée 74, 108, 119.
- Davison 886.
- Deecke 32, 819.
- Deicke 893.
- Desor 4, 595.
- Diener, C. 494, 682, 687, 709.
- Dölter 108.
- Döltzer 108.
- Dolomieu 250.
- Dorlodot, de 108.
- Douvillé, H. 332, 343, 359, 605, 628.
- Douxami 345.
- Dreher, K. 489.
- Duparc 108, 219 f., Prof. 224/25, 226, 232, 249, 345, 485, 487.
- Dutton 54.
- Dyhrenfurth 17, 541, 678 f., 683, 713, 723 f., 726, Tab. 728/29, 732—738, 773, 776, 779, 786 f., 792, 866, 889, 916.
- Ebel 148, 189, 494, 681.
- Escher v. d. L., Arn. 4 f., 7, 9, 11—13, 64 f., 73, 94, 99, 101, 126, 137, 141, 151, 153, 160, 163 f., 166, 170, 205 f., 262, 268 f., 273, 275 f., 281, 287 f., 297 f., 303, 307, 317, 318, 324, 340, 355 f., 358 f., 361, 367, 379, 390, 392 f., 395, 404, 408, 474 f., 495, 512, 526, 540, 547, 551, 558, 563, 594, 601, 626, 636, 652, 656, 657 f., 663, 665, 681 f., 692 f., 706, 715, 737, 744, 751, 757, 765 f., 776, 786 f., 819, 824, 827, 833, 873, 889, 897, 907, 934, 937.
- Escher, B. G. 125 f., 160, 163, 254, 819—824, 827 f., Taf. 830/31.
- Escher, Frank, 683, 773, 776 f., 779, 781.
- Escher v. d. L., H. Conr., 163 f., 170, 190, 287, 393, 494, 636, 681, 890.
- Elber, R. 912.
- Emerson, B. K. 108.
- Erdmannsdorfer 108.
- Eugster, H. Tab. 592/93, 594, 638, 669, 678, 683 f., Tab. 728/29, 736, 738 f., 740 f., 757, 780, 888 f.
- Fallot, Paul 621, 624.
- Favre, Alph. 6, 11, 219 f., Profil 224/25, 227, 232, 236, 240, 246, 249, 250, 254, 275, 311, 359, 454, 455, 590, 593 f., Tab. 594/95, 605, 636, 652 f., 675, 819, 822.

- Favre, E. 468, 590, 621.
 Fehlmann, H. 243, 487, 488—491, 892, 901, 908 f.
 Fellenberg, E. v. 126 f., 137 f., 140, 148, 150, 161 f., 179, 181, 298, 337, Prof. 440/41, 819, 824, 826, 928.
 Ficheur 915.
 Fischer, O. 126 f., 136 f., 147, 162.
 Fischer-Ooster 505, 600.
 Fisher 96, 108.
 Forel, F. A. 476.
 Fournet 232, 237 f.
 Fournier, A. 17.
 Franchi 496, 545.
 Frauenfelder, Alb. 817, 819, 824, 828—832, 835 f., 838, 842, 844—847.
 Frech 594, 821.
 Freuler, Gabriel 947.
 Freudenberg 57 f.
 Frey, Fr. 683, 738, 742, 889.
 Frischknecht, Gust. 954.
 Fritsch, K. v. 126, 190, 198, 208.
 Früh, J., 371, 911, 966.
 Fuchs Th. 358.
 Fumacalli 821.
 Furlani, Martha 685.
- Gagnebin, E. 290, 301, 305, 319, 454, 468 f., 600, 609.
 Gams, H. 233, 239, 244.
 Ganz, E. 292, 307 f., 310.
 Gargantini, Piatti 826.
 Gartmann 815.
 Gastaldi 494, 545.
 Gay, Hilaire 675.
 Geikie, A. 96, 108.
 Gerber, Ed. 17, 151, 274, 292, 438—440, 442, 505, 591, 600, 604, 606, 609, 613 f., 617 ff., 624, 645, 901, 948, 960.
 Gerlach, H. 15, 219 f., Prof. 224/25, 232, 236, 238, 249, 477 f., 481, 483 f., 488, 506 f., 511, 515, 526, 534, 536, 949.
 Geßner 815.
 Geyer 606.
 Gilliéron 11, 285, 290 f., 296, 306, 311, 351, Prof. 440/41, 468—473, 590, 594, Tab. 594/95, 616 f., 646, 657, 674.
 Giordano 536, 540.
 Girard, R. de 472, 633.
 Glaser 808, 896.
 Gockel 204.
 Goldschmid, H. 438.
 Goldschmidt, V. M. 108.
- Golliez, H. 15, 17, 232, 238, 425, 595.
 Gosselet, J. 108.
 Gramann 682, 773, 775—778, 782.
 Gregor, Mac 915.
 Grenouillet 956.
 Grossouvre, A. de 626.
 Grubenmann, U. 73 f., 101, 103, 108, 110 f., 114, 126 f., 134, 190, 192, 197 f., 201, 241, 483 ff., 500, 536, 566, 683 f., 707, 719 f., 773, 776—781, 789, 794 f., 850, 890, 916.
 Gruner 148 f.
 Gsell, R. 399 f.
 Guébbard, Adr. 32, 55, 116, 687.
 Gumbel, W. 11, 13, 65, 358, 494 f., 636, 682, 816, 821, 824.
 Günzler 424, 896.
 Gutzwiller, E. 108, 484, 889, 893, 909.
- Haas, H. 600.
 Hall, James 4, 26, 108.
 Hammer, W. 679, 684 f., 693, 732 f., 779, 784, 786 f., 791 f., 888 f.
 Haniel 889.
 Harada, T. 819, 823 f.
 Harker 96, 108.
 Harpe, Ph. de la 153, 324, 350 f.
 Hartmann, A. 892.
 Hartmann, P. Placidus 232, 235 ff., 246, 254.
 Hartung 399 f.
 Haug, E. 8, 15 ff., 26, 40, 95, 108, 348, 507, 591, 608, 616, 636 f., 653.
 Hauer, v. 95, 819.
 Hauswirth, W. 298, 405 f.
 Hébert 626.
 Heer, Osw. 65, 240, 244 f., 270, 324, 326 f., 346 f., 495, 602, 819, 890, 893.
 Heim, Arn. 11, 17, 25 f., 29, 33, 48—50, 73, 81 f., 93 f., 104, 106, 108, 133, 151, 160, 164, 173, 203, 211, 213, 248, 251, 259—472, Profil 476/77, 480, 503 ff., 526, Taf. 568/69, 569, 584—587, 589, 592, 641, 665, 873, 889, 892 f., 946, 958.
 Helbling 222, 683 f., 753.
 Helgers 438.
 Hennig, Edw. 850, 868.
 Henny, Gerh. 476, 547, 591, 649, 954.
 Heritsch 31, 665, 679, 684 f., 787, 866.
 Herschel, John 26.
 Heß 473.
 Heydweiller, Erna 479, 482, 501, 547 ff., 552 f.
 Hezner, Laura, 103, 108, 111, 126, 142, 190, 195 f., 198, 484, 562, 719 f., 781, 795, 831.
 Hill 108.

- Hirschi, Hans 39, 480f., 720, 789, 917, 964.
 Hirzel-Escher, W. 656.
 Hise, van 73, 92, 96, 108.
 Hoeck, Henry 17, 564, 592 (Tab.), 599, 637, 663, 665, 683f., 694, 738, 748, 750.
 Hoffmann, Fried. 824.
 Hofmann, G. 656.
 Holst, van 102, 108, 190, 196, 200, **212**, 214, 497, 499.
 Hool, Th. 436.
 Horne, J. 108, 915.
 Horwitz, L. 473, 600, **603f.**, **607f.**, **611—615**, 905.
 Huber, Hans 646, 946, 960.
 Hug, J. 381, 905, 961.
 Hug, O. 592, 600, 607.
 Hugi, E. 11, 17, 58, 126f., **130f.**, 133, 165, Prof. 440/41, 592, Tab. 592/93, Tab. 594/95, 633, 654, 865, **917—923**, 926, 929, 932.
 Hugi, Fr. Jos. 166, 170, 189.
 Humboldt 3.
 Husemann 814.
 Huttenlocher, Heinr. 918, 920, **922ff.**, 928, 932.
- Imfeld, X. 219, 539, Taf. 540/41.
 Ischer 461, 465, 505.
 Issel 108, 545.
- Jaccard, Fr. 17, Profil 476/77, 590f. (Tab.), 594 (Tab.), 618, 637.
 Jacob, C. 292, **306f.**, 313f., 621, 624.
 Jacot 813.
 Jeannet, Alph. 17, 62, 103, 281, 286, 288, 355, 414, 466, Profil 476/77, 486, 518f., **589—656**, 663f., 667, 675, 695f., 709, 722, Tab. 728/29, **897—901**, 903, 911, 945.
 Jenny, Fr. 909.
 Jenny, Hans 954.
 Jérémime, E. 232, 238f., 942.
 Jerosch, Marie 104, 361, **368f.**
 Jurine 220.
 Joukowsky 232.
- Käch 819.
 Kälin, Pater Meinrad 656.
 Kaiser, J. A. 474.
 Kalkowsky 500.
 Kaufmann, F. J. **11**, 298f., 301, **317f.**, **323ff.**, 332—340, 345, 351f., 355, 357, 359, 417 bis 419, **426ff.**, 592, 597, 636, **656ff.**, 661, 663, 870.
 Kayser, Em. 55, 73.
 Keller, W. A. 176, **328**.
- Keller, W. T. 910, 912.
 Kelterborn, P. 817, **819—822**, 823, 825.
 Kenngott 148, 204.
 Kick 108, 119f.
 Kilian, W. 8, 17, 225, 254, 257, 303, 484, 505, 507, 531, 593f., 600, 608, 611, 619, 622, 628, 652, 668.
 Killias, Ed. 814.
 King, L. V. 108.
 Klemm 57, 192, 196, 480.
 Klucker, Chr. 62, 812.
 Kober, Leop. 17, 95, 684f., 694, **697**.
 Koch, G. A. 496, 682, 757f., 785.
 Koch, R. 910.
 Köberle, Otto 946.
 Königsberger, Joh. 58, 108, 126f., 132, **135f.**, 140f., 145, 148, 163, 190, 192, 197, 204, 495, 930, 933.
 Kohen, E. 108.
 Kopp, Jos. 954f.
 Krebs, Justus 438, **440**, 924f.
 Krige, Leo J. **101**, 107f., 190, 196, 214, 486, **497f.**
 Kunkler 893.
- Lamanon 819, 824.
 Lapworth 74, 108, 915.
 Lardy 189—**191**, 495, 594, 595, 605.
 Lautensack 524—526.
 Lavizzari 189.
 Lehner, E. 910, 912, 914.
 Leonhard 11.
 Leonhardi, Georg 811.
 Lepsius 57f., 61, 192.
 Leupold, W. Tab. 592/93, 594, 638, 669, 683f., Tab. 728/29, 736, 738, Taf. 738/39, **740f.**, **745**, 750, 753, 757, 777, 780, 888f.
 Leuthard 894.
 Liniger, H. 910—914.
 Lister 343.
 Lorenz Th. 381f., 495, 683, 687, 695, 758, 760, 795, 960.
 Loriol, P. de **355**, **616f.**
 Lory, Charles 8, 39, **125**, 220, 254, 484, 495, 505, 507.
 Lossen 9, 73, 108, 119.
 Lotze, R. 58, 126f., 131—**133**, 148, 926.
 Loys, Fr. de 59, 252, 454, Prof. 476/77.
 Ludwig, A. 380, 891—894, 960.
 Lugeon, M. **14—17**, 20, 29, 31, 33, **43f.**, 48, 59, 62, 102, 108, 125f., 150f., 160, 166f., **171f.**, **178—181**, 227, 232, **237ff.**, 241, 245f., 249—**252**, **261f.**, 267, 275, 278f., 284, **289f.**

- 292, 295, **305**, 317—**319**, 325, Prof. 336/37, 340, 345 f., 350, 357, 359, 408, 426, 428, 430, Prof. 440/41, **442—455**, 459, **461—465**, 467 f., **476**, Prof. 476/77, **503**, 506 f., **526** bis **529**, 531, 548, 563, 588—595, 598, **602**, **610** f., 617, 621, 624, 626, **636** f., 639 f., 643, **649** f., 653 f., 668, 670, 683, 696 f., 758, 890, 903, 915, 918, 928, 942, 945, 948.
Lurani, Francesco 812.
- Magnan** 6.
Märki 148.
Maillard, G. 636, 653.
Manesse 108.
Mariani 819.
Markwalder 561.
Mauve, C. Prof. 476/77.
Mayer-Eymar 298, 301, 324 f., 332, **354** f., 362, 414, **841**, 898.
Mechel 189.
Meili, C. 361.
Merian, P. 269, 819.
Messerschmid 52.
Meyer, Herm. 17, 59, 497, 557, 563 f., 567, **570**, 637, 669, 683 f., 691, Tab. 728/29.
Meyer, Joh. Profil 224/25, 232, 235, **236**, 238 f., 254.
Meyrat 299, 624.
Michel-Lévy 220, 232, 238, 257, 819, 824.
Milch 96, **103**, 108, 144, **268** ff.
Mösch, C. 164, 332, 361, 424.
Mojsisovics 496, 687, 758, 829.
Mollet, H. 332 f., Prof. 336/37, 340, **419**, 429.
Morgenthaler, H. 132, **133**, 162, 165, **166**, 918, **924—932**.
Mousson, Alb. 314, 317, 594 f., 730, 819, 824.
Mrazec 108, 219 f., Prof. 224/25, 226, 232, 249.
Mühlberg, F. 896, 898 f., 903.
Müller, Alb. 164.
Müller, F. 918, 924.
Müller, Hugo 656.
Murchison 73, 357.
Mylius, Hugo 27, 31, 683, 685, 687, 758, 761, 866.
- Nägeli**, Hans 526.
Narutowicz 258.
Nauer, J. 656.
Naumann 170.
Necker 250.
Negri 817, 819, 821, **824** f., 828.
Nicholson 108, **118** f.
Niggli, Paul 73, 96, **102** f., **107** f., 126, 190, 193, 199—202, 205, **207**, 209 f., 214, 271, 483, 520, **865**, 889, 918, 935, 938, **940** f., 955.
- Niethammer 52, 422, Profil 432/33, Prof. 440/41, 592, Taf. 594/95, 654, 656 f., 661, 663, 665.
Nipkow, H. 905—907.
Noé 496.
Nolthenius 913.
Novarese 64, 103, 500, 545.
Nußbaum, F. 895 f., 904.
Nußberger, G. 775, 781, 795, **814—816**.
- Oberholzer**, J. 17, 94, **169**, **178**, **252** f., 270, 272 f., 277, 281, 287, **303**, 325, 347, 354, 356, 358, 372, 379, 381, **383—413**, 474 f., 665, 889, 945 f., 959.
Ooster, W. A. 295, 505, 592, 595, 613, 621.
Oppenheim Tab. 592/93, 614.
Osann 587.
Ott, Emil 683, 738, **743** f., 889, 961.
Oulianoff, M. N. 239 f., 918, 942 f., 945.
- Pallas** 3.
Pannekoek 422.
Paréjas 918, 924, 941 f.
Parker, R. L. 781.
Parona 545, 819, 834.
Pasquier, Du 895.
Paulcke **151**, 383, 495, 564, 683, 687, 691, 786 f., 791 f., 866, 889.
Pawlow 108.
Peach 108, 915.
Penck, A. **51**, 456, 473, 526, 819, 842, 895, 901, 904, 962.
Penck, W. 886 f., 965.
Pfaff, F. 31, 73, 687.
Pfister, Martha 64, 819, 839, **841**, 892.
Philippi 594, 599.
Phillips 73, 108.
Photoglob, Zürich Taf. XXXII.
Pictet, F. J. 4, 624.
Pini 189.
Piperoff, Chr. 384.
Pirsson 108.
Planta-Reichenau, A. v. 814 f.
Plattner 795.
Ploeg, van der **151**, 167, 274, 282.
Pompeckj 607.
Porro 889.
Preiswerk, H. 17, 59, 60, 73, 103, 108, 114, 190, 477, **480** f., 483 f., 486, 492, 495, 497 bis 501, 507, 509, **511—513**, **514**, 517, 522, 526, 598, 610, 874, 949, **950**, **952—955**.
Prévost, Const. 5 f.

- Quenstedt, F. A. 594 f., 632.
 Quereau E. C. II, 13, 358, 411, 461, 592 (Tab.),
 Tab. 594/95, 636, 663.
- Rabowski, F.** 17, 59, Profil 224/25, 227, Profil
 440/41, 527, 564, 590 f., Tab. 592/93, 594
 bis 595, 597, 611, 616—618, 620, 623, 628,
 629, 637 f., 644, 647 f., 651 ff., 669, 671, 696.
 Radeff 545.
 Ramsay 5.
 Rath, G. vom 189, 681.
 Razoumowsky 626.
 Read 915.
 Reades, M. 54.
 Reinhard, M. 918, 924, 943—945.
 Reich, H. 819.
Renewier 14, 151, 153, Prof. 224/25, 232, 237 f.,
 240, 242, 244 f., 247, 249 f., 252, 254, 272,
 275, 279, 284, 289, 295, 304, 308, 310 f.,
 313 f., 316, 324 f., 330, Prof. 336/37, 337,
 349 f., 359, 448—449, 452 f., 461—465, 476,
 Profil 476/77, 505, 507, 589, 591, 595, 600 f.,
 604, 628 f., 657.
 Renz, C. 819, 834—836, 839.
 Reossi, E. 817, 819.
 Reusch, H. 86, 96, 108.
 Révil, J. 505, 593 f., 600, 608.
 Reyer 54.
 Richter 186 f.
 Richthofen, F. v. 13, 496, 681, 757, 829.
 Riecke 108, 117.
 Rinne, Fr. 96, 108, 119 f.
 Ritter, E. 8, 17, 226, 228, 232, 252, 254, 345,
 485, 487.
 Ritz, Raph. 148.
 Riva 820.
 Rogers 5.
 Rolle, Fr. 189, 477, 482, 500, 547, 551.
 Rollier, L. 31, 310, 317, 325, 327, 353 f., 358,
 362, 414, 600, 616 f., 623, 636, 836, 946.
 Romer 473, 896.
 Rohr, C. 918, 924, 931 f.
 Roothaan 59, 482—485, 500 f., 520, 547—550,
 555, 579.
 Rosenbusch 9, 74, 96, 101 f., 108.
 Roessinger 350, 461, 465, 467, 505, 626.
 Rothpletz, A. 17, 27, 31, 57, 74, 163, 271,
 317, 325, 348, 356, 382, 399 f., 402 f., 461,
 494 f., 665, 679, 683 f., 687, 753, 758, 761,
 779, 866, 888.
 Rüttschi, A. 558 f.
 Rüttimeyer, L. 65, 189, 216, 324, 332, 345,
 357, 428, 636.
- Rutishauser, W. F. 361, 364, 369, 371.
 Rytz 901.
- Sacco, Fr.** 31, 41, 76, 819.
 Salomon, W. 61, 495, 779, 889, 894.
 Sandberg 57 f.
 Sander, B. 73, 96, 108, 685, 697, 850.
 Sarasin, Ch. 279, 292, 295, 299, 301, 305,
 348, 350, 359, 461 f., 465 f., 468, Prof. 476/77,
 505, 623, 650, 653 f., 716.
 Sauer, A. 58, 108, 126, 127, 131 f., 135, 926.
 Saussure de, 3, 170, 189, 191, 216, 235, 237—240,
 626.
 Savi 268.
 Scabell, W. 918, 924, 930—932.
 Schäfer 500.
 Schalch, Ferd. 911.
Schardt, H. II, 13, 14—17, 45, 222, 224, Prof.
 224/25, 227, 232, 275, 311, 359, 451 f., 454 f.,
 461, 466, 468, 470, 472, Prof. 476/77, 483,
 505 f., Prof. 512/13, 525 f., 548, 563, 590 f.,
 Tab. 592/93, 594, Tab. 594/95, 610, 616 f.,
 619, 636 f., 643, 668, 758, 890, 904, 913.
 Schaudinn 343.
 Schenk 892.
 Scherrer, A. 814 f.
 Scheuchzer, J. J. 3, 148, 189, 347, 675.
 Schider 48, 304, 319, 333, 341, 352, 355, 419 f.,
 428, Profil 440/41, 487.
 Schieferdecker 600.
 Schiller, W. 17, 564, 683 f., 728, Tab. 728/29,
 792 889.
 Schlagintweit, O. 564, 683 f., 889.
 Schmidt, A. R. 785.
 Schmidt, C. II, 16 f., 103, 108, 126 f., 135,
 150, 162, 164, 190, 194, 198, 232, 236, 239,
 243, 271, 274 f., 345 f., 477, 479, 483, 491 f.,
 495, 497, 498, 500, 507, 511, 522, 558,
 587 f., 592, 599, 657, 665, 683, 795, 817,
 819, 821 f., 890, 908, 949, 956, 958 f.
 Schmidt, K. 108.
 Schmidt, W. 600, 697.
 Schneider, Arn. 108, 190, 194.
 Schöndelmayer, Ch. 623.
 Schröter, C. 961.
 Schröter, L. 711.
 Schulze 889.
 Schumacher 600.
 Schwinner 685, 687, 963.
 Scorby 108.
 Sederholm 108, 850.
 Seeber, H. 167, 272, 274, 278, 284, 286, 289,
 295, 424.

- Seemann, F. 697.
 Sella Taf. 540/41.
 Seidlitz, W. v. 17, 94, 359, 495, 564, Tab. 592/93, 594, 638, 669, 683f., 687, Tab. 728/29, 758f., 761, 763, 765f., 785f., 960.
 Seitz, O. 819, 843f.
 Sharpe 96, 108.
 Sigg 150.
 Simmler 490.
 Sinnige 108.
 Smit Sibinga 615, 657.
 Sismonda 819, 824.
 Sorby 73, 96, 108.
 Sordelli, A. 819.
 Sordelli, F. 821.
 Spezia 108.
 Spitz, Albr. 17, 31, 60, 541, 547, 678f., 683, 685, 704, 713, 723f., 726, Tab. 728/29, 732-738, 752f., 757, 773, 776, 779, 786f., 866, 889.
 Spreafico 817, 819, 821, 824, 828.
 Sprecher, F. W. 384/85, 396/97.
 Spring 108.
 Stache 780.
 Stabile 819.
 Stähelin, P. 910.
 Stapff, F. M. 126, 190, 198, 202, 205.
 Stark, M. 697.
 Staub, Rud. 16f., 29, 31, 34-37, 42, 43, 45, 48, 52, 59-63, 76, 91, 95, 103, 108, 111, 114f., 272, 359, 477, 486, 494, 500f., 503f., 534, 539, 541-547, 550, 553-557, 562 bis 575, 577, 587f., Tab. 592/93, 631, 638, 668f., 671, 678, 680f., 683ff., 689-696, 699-726, Taf. 712/13, Tab. 728/29, 736f., 748f., 773, 775, 782, 784, 786-788, 791f., 811-813, 850ff., 854-856, 861, 869, 871, 873f., 876, 881, 888f., 916, 954f., 958, 960.
 Staub-Wagapoff, S. 62, 720.
 Staub, W. 126, 132, 135, 137, 148, 151, 153, 160, 167, 169f., 207, 263, 271f., 280, 283, 284, 289, 337f., 345, 349, 385, 387, 391, 399ff., Prof. 432/33.
 Stauffer, H. 290, 299, 438f.
 Stehlin, H. G. 892.
 Steinmann, G. 11, 13, 15f., 31, 60, 62, 73, 94, 108, 359, 495f., 500f., 541, 563f., 567, 590f., 599, 602, 626, 632, 637f., 643, 652, 665, 669f., 682f., 691, 695f., 728, 738, 761, 786f., 817, 819, 839, 916.
 Stella, A. 477, 485, 496, 522, 545.
 Steno, Nic. 3.
 Stille 416.
 Stockalper 476.
 Stoppani, Abbé 600, 604, 817, 819.
 Studer, Bernh. 3-6, 11, 27, 31, 57, 61, 64f., 126, 135, 151, 156, 170, 189, 205, 236, 239, 245, 269, 275, 290, 304, 307, 317, 323f., 345, 351, 355, 357f., 449, 472, 494f., 512, 540, 547, 551, 558, 563, 590, 593f., 617, 626, 630, 633f., 652, 681f., 685, 691f., 737, 766, 773, 786, 789, 819, 823f., 827, 889, 893, 916.
 Studer (Lieutn.) 362/63.
 Studer, Samuel 170.
 Studer, Th. 901.
 Stumpf 490.
 Stutz, U. 11, 151, 153, 276, 594, Tab. 594/95, 597, 658.
 Sueß, Ed. 6, 12, 15, 17f., 26, 28, 33, 36, 39f., 47, 55, 61, 262, 359, 362, 507, 683, 685, 694, 697, 709, 868.
 Sulzer 148.
 Swiderski, B. v. 126, 139, 152, 178, 181, 274, 278, 922.
 Tamann 108, 119.
 Taramelli, 507, 817, 819, 822, 824f., 828, 839, 844.
 Tarnuzzer, Chr. 61, 203, 399, 683f., 706, 757f., 766, 775, 795, 796, 807f., 812-814, 889, 959.
 Teall 96, 108.
 Teller 20, 780.
 Termier, P. 8, 15, 17, 22, 43, 108, 254, 484, 496, 505f., 531, 547, 563, 683f., 688, 698, 786f., 864.
 Theobald, G. 13, 20, 57, 60f., 126, 141, 268, 271, 383, 394, 399, 477, 484, 495f., 540, 557, 562f., 680f., 700, 709f., 713, 721, 723f., 738, 741, 751, 757, 761, 765f., 773, 775-778, 782, 786f., 795, 889, 933, 934, 936f.
 Thurmann 5.
 Turnau, Victor 435.
 Tobler, A. 11, 17, 25, 151, 272, 276, 282f., 289, 292, 303, 306f., 313, 406, 422, Prof. 432/33, 592, Tab. 592/93, Tab. 594/95, 615, 655-658, 661, 663, 909, 915.
 Tolwinski, K. 17, 144, 151f., 263, 272, 274, 276, 280, 297, 328, 346f., 384/85, 385, 387, 889, 945f.
 Thörnebohm 108, 915.
 Tschan 299.
 Tschudi, v. 276.
 Trauth, F. 600, 608, 697.
 Treadwell, W. 814.

- Tresca 108, 119.
 Tribolet, M. de 594.
 Trüsch 17, 284, 286, 428, 438.
 Trümpy, Dan. 17, 29, 31, 43, 45, 48, 60, 94, 288, 381, 383, 495, 497, 503, 505, 541, 564, 568, Tab. 592/93, 594, 638, 665, 669f., 683f., 691, 694, 704, 715f., 723f., Tab. 728/29, 736, 738, 758, 765—770, 888f.
 Truninger, E. 126f., 130, 166, 171f., 181, 272, 298, 312, Prof. 440/41, 447, 928.
 Uhlig, V. 15—17, 360, 685, 694, 697f.
 Vacek 9, 30f., 608.
 Valkenburg, van 806.
 Vallot 228.
 Vilanova 593.
 Volger, O. 204.
 Wäber, A. 148.
 Wähner 678.
 Waibel, Alfr. (= R.) 910, 912.
 Waindziok, P. 190, 197.
 Walkmeister 583.
 Weber, Fr. 62/63, 108, 126f., 137, 140, 141, 177, 208f., 394, 819, 917f., 932, 934—938, 948.
 Weber, Jul. 901.
 Weber (Schwyz) 656.
 Wegener 886.
 Wegmann 896, 949.
 Wehrli, Leo 108, 126f., 146, 174, 241f., 341, 425, 449, 491, 578/79, 633.
 Wehrli (Kilchberg) 182/83, 720/21, 774.
 Weinschenk 57f., 192, 493.
 Weinmann 956.
 Welter, Otto 17, 59, 495, 557, 563f., 567f., 570, 638, 669, 683f., Tab. 728/29.
 Werenfels, A. 952.
 Wettstein, Alex. 87f., 347f.
 Wettstein, H. 887.
 Wiedenmayer, Karl 913.
 Wilckens 17f., 58f., 520, 547f., 550, 564, 683.
 Wild 633.
 Wilhelm, Osk. Tab. 728/29, 889, 956f.
 Willi, Andr. 148.
 Willis, Baley 27, 31, 866.
 Wisser, Dav. 150, 204, 776.
 Wissmann, H. L. 594f.
 Wittenbach, v. 675.
 Wolf, Rud. 890.
 Wolff 886.
 Woyno, T. J. 108, 485, 720.
 Wülfig 108, 481.
 Wyß, K. 930.
 Zaccagna 108, 220, 494.
 Zeiller, R. 163, 244, 593.
 Zeiß 298.
 Zirkel 96.
 Zöpplitz, K. 568, 683—685, 691, 695, 709, 723f., Tab. 728/29, 889.
 Züst, O. 720, 781, 789, 795.
 Zyndel, F. 16f., 359, 497, 541, 544, 563f., 638, 683f., 694, 695, 707, Tab. 728/29, 736f., 741, 753, 786f., 888f.

2. Ortsnamenverzeichnis zu Bd. II.

(Vgl. die auch hier gültige Bemerkung über dem Ortsnamenverzeichnis zum ersten Band.)

- Aaretal 183, 430, 674, 675, 939.
 Adelboden 290, 462.
 Adula 477, 522, 547f., 950f., 963.
 Aela, Piz d' 730, 742.
 Aequa Fraggia, Lago di 556f.
 Aermighorn 311, 313, 441, Taf. XX, 7.
 Aguagliouls 705, 711.
 Aiguilles Rouges 232f., 250, 919.
 Aiguille de la Za 534.
 Albignagletscher 576.
 Albrishorn 584.
 Albrunpaß 521.
 Albula 706 u. a. m.
 Aletschhorn 128, 136, 139.
 Alperschellhorn 570.
 Altdorf 346, 432.
 Altein 745.
 Altels 172.
 Altmann (Säntis) 303, 362, Taf. XVIIIB, 371.
 Alv, Piz 709f., 960.
 Alvier 301, 379.
 Amden 317, 355, 373, 375.
 Andeer-Pignieu 557.
 Andermatt 102, 111, Taf. IX, 183.
 Anniviers, Val d' 486.
 Antigoriotal (Val Antigorio) 478f., 511.
 Antönien, St. 759, 961.
 Arbignion 239f., 244f.
 Arblasch, Piz d' 571.
 Ardez (Steinsberg) 712, 787, 790ff.
 Areuetal 553.
 Arlas, Piz d' 711.
 Arogno 824, 845.
 Arolla 534f.
 Arosa 60, 738, 745, 750, 810.
 Arosler Weißhorn 751.

- Arpille 232, 942.
 Arrami, Alpe di (Gorduno) 484.
 Arve 638 f.
 Arvel 624, 645.
 Arzo 834, 838.
 Aubrig 48, 410, 412.
 Augstmatthorn 426.
 Aul, Piz 580.
 Aveneyre, Pointe d' 614, 645.
 Avers 561 f., 569 f., 582, 956 f.
 Axenmättli (Urnersee) 407 f.
Badus, Piz 192.
 Bagnes, Val de 485, 529 f.
 Balerna 842.
 Balmhorn 172, 440.
 Bannalp bei Engelberg 294.
 Basodino 511.
 Bauen 422.
 Bedretto 211 f., 515.
 Bedrettal (Val Bedretto) 196, 508, 517.
 Belledonne 32.
 Bellinzona 64, 541 f.
 Belmeten 329.
 Bene 833.
 Bergell (Val Bregaglia) 575 f.
 Bergün 730, 738, 741 f.
 Bernard, Grand St. 486.
 Berninapass 48, 712, Taf. XXXII A., 713, 721.
 Bernina, Piz 698, Taf. XXXII, 708, 710 f.
 Bernardino, San 477, 552.
 Bellis (Walensee) 303, 377 f.
 Beverin, Piz 580.
 Bevers, Val 707, 723.
 Bex 466.
 Bietschhorn 139 Taf. X, 186/87, 923.
 Bifé, Mt. (Bulle) 290, 351, 469 f.
 Bifertenalp (Tödi) 163.
 Bifertenstock 176.
 Binn 493.
 Birre (Kandersteg) 441.
 Bissone 842.
 Blackenstock 421.
 Blanche, Dent 527, 534—539.
 Blangg (Iberg) 355.
 Blauberge (Gotthard) 194.
 Blausee (Kandertal) 435.
 Blenio, Val 82, 520.
 Blümlisalp 172, 440.
 Bogartenlücke (Säntis) 368.
 Boglia, Monte 833, 843, 845.
 Boltigen 633 f., 653.
 Bonhomme, Col du 224, 249.
 Bonvin, Mt. 445, 450 f.
 Bormio 726.
 Bosco 511, 515 f., 950, 954.
 Bouveret 249, 640.
 Brasses, Les 640.
 Brè, Monte 825, 833, 835, 841, 843, 845.
 Bregaglia, Val (Bergell) 61 f., 575 f.
 Breggia 836, 846.
 Breggiaschlucht 41, 835 ff.
 Breithorn (Zermatt) 532 f.
 Brienz (Graub.) 809.
 Brienzrothorn 426.
 Brienzensee 433.
 Brigelserhörner 176 f., 933 f.
 Brisi (Churfürsten) 310, 376 Fig. 113.
 Bristenstock 134, 136 f., 163, 257 Fig. 64.
 Broc 471.
 Brünas, Piz 721.
 Bruns, Les 603, 605, 608, 614, 621.
 Buet 250.
 Buochserhorn 597, 603, 605, 625, 627, 655.
 Bürgenstock 334, 417 f., 432.
 Burgfluh 642.
 Bürkelkopf 774.
 Cadlimo, Val 191, 196.
 Calanca, Val 550.
 Calanda 16, 82, 178, 303, 383, 457, 873 f., 877.
 Calfeusertal 328.
 Camadra, Val 200, 214, 956.
 Cambrena, Piz 698, 707, 710.
 Cambriales, Piz 168.
 Camoghè 819.
 Campatsch, Piz 793.
 Campione 824, 832.
 Campolungo 493.
 Campolungopass 103, 493, 514.
 Camughero 531.
 Canaria, Val 102, 196, 493.
 Cananéen, Pointe de 610.
 Capolago 824, 835.
 Caprino, Monte 845.
 Carale, Fuorcla 710.
 Carasina, Val 550, 582, 956.
 Carona 827.
 Casannapass 484, 700.
 Castagnola 845.
 Castasegna 556.
 Castello San Pietro 837, 838.
 Castello, Pizzo di 511.
 Catogne, Mt. 223, 249.
 Cavel, Piz 103, 199, 215, 966.
 Ceneri, Monte 819.
 Centrale, Pizzo 194 f.
 Ceresio, Porto 826.

- Chablais 590—675.
 Chalchagn 711.
 Chalex 595, 649.
 Chamonix 223, Taf. XII, 226, 231, 234, 249, 941.
 Chamoson 247, 282, 461, 908.
 Chamossaire 466, 598f, 642, 649f.
 Chamuera, Val 723.
 Chandolin (Sitten) 488.
 Chapütschin, P. 701.
 Charmey 604, 607.
 Château d'Oex 599, 646.
 Châtel St. Denis 290, 469.
 Châtillon 642.
 Chavalard, Grand 251, 454.
 Chavalatsch 727.
 Chazfora 727, 737.
 Cherbadung 521, 523.
 Chétif, Mt. 192, 223f., 225.
 Cheville, Pas de 314f., 449, 453, 465.
 Chiasso 41, 835, 837f., 840f.
 Churfürsten 19, 297, 300, 307, 311, 375 f.
 Ciona 845.
 Clariden 386.
 Clavigliadas, Piz 774, 791.
 Clemgiaschlucht 789.
 Col du Bonhomme 224, 249.
 Col du Géant 223.
 Colla, Val di 822.
 Colombey 301.
 Columbo, Pizzo 214.
 Combin, Grand 485, 527, 532, 535.
 Cornet, Piz 727, 737.
 Cornette de Bise 626.
 Corno di Campo 692, 727f.
 Corvatsch, Piz 95, 699, 704f., 711.
 Cotschen, Piz 774, 791.
 Cragno (Monte Generoso) 837f.
 Creux de Champs 449.
 Crevola d'Ossola 510.
 Cristallina, Piz 199, 201.
 Cristallina, Val 199; — Paß 516.
 Curaglia 201.
 Curvèr, Piz 567, 570, 580, 956.
Dalpe 517.
 Dartjes, Piz 177, 937.
 Davos 739f., 751, 780.
 Dazio Grande 518.
 Derborence, Lac de 453, 460.
 Dent Blanche 527, 534—539.
 Dente della Vecchia 832, 843, 845.
 Deyenstock 399, 409.
 Diablerets 14, 330, 337, 341, 449, 457, 460.
 Diablerets — Dorf 586.
 Diavolezza 708.
 Diemtigen 647.
 Disentis 173, 936, 948.
 Diveria 510.
 Doldenhorn 172, 301, 440, 929.
 Dolin, Mont 494, 536, 611.
 Dom 532.
 Dorénaz 240.
 Dreckloch (Silbern) 405.
 Dreischwestern 771.
 Drusberg (Sihltal) 301, 303, 411.
 Drusenfluh 764.
 Duanagruppe 561, 588.
 Dündenhorn 441, Taf. XX, 7.
 Durnachtal 346, 393.
Ebenalp (Säntis) 363, 371.
 Eiger 169f.
 Einsiedeln 326, 355.
 Einshorn 552f.
 Elm 346, 356, 401, 413.
 Enfer, Tête de l' 449.
 Engadin 688, 700f., 727f., 738, 798, 800f., 815.
 Engelberg 348, 423, 433.
 Engelbergerrotstock 421.
 Engelhörner 169, 423f., 924.
 Engstligen 462.
 Erstfeld 132 u. -tal 169.
 Erzegg 282, 945.
 Erzhorn (Arosa) 753.
 Erzhorn — Schiahorn 752.
 Esen, Piz d' 730, 733.
Fählensee (Säntis) 369, 371.
 Fähnern 354, 946.
 Faido 518.
 Falknis 48, 762, 766, 770.
 Farenstöckli 48, 374.
 Faschalba, Piz 791.
 Faulen (Axenkette) 407.
 Faulen (Reiselt) 416, Taf. XVIII Prof. 3.
 Faulhorn 425.
 Fedoz, Val 572.
 Fernigen 32, 164f., 925f.
 Ferrex, Val u. Col 223f., 227.
 Fetan 793, 807.
 Fex, Val 572.
 Fex-Scerscen, Fuorcla 701.
 Fideris 814, 962.
 Figino 824.
 Fimbetal 787, 791.
 Finhaut 253.
 Finsteraarhorn 134, 137, 139, 188, Taf. XB.
 Fläscherberg 381f.

- Fleckistock 134.
 Fletschhorn 531.
 Flibach (Weesen) 354, 375.
 Flimsenstein 385, 400.
 Flix, Cima da 703.
 Fluchthorn 692, 774 f.
 Flüela-Schwarzhorn 775.
 Fluhbrig 411, Fig. 140.
 Fontana chistaina 813.
 Foostock 388.
 Fora, Piz 572.
 Forbisch, Piz 571.
 Forcola, Val u. Passo della 552.
 Forno, Pizzo 481, 517.
 Fornogletscher 576.
 Forstberg 411.
 Freiberg (Sernft- u. Kärfpgebiet) 269, 387—395.
 Frisal, Val 176, 936.
 Frohnalpst. (Mürtschengr.) 395, (bei Brunnen) 411.
 Frunthorn 79, 550.
 Fuorcla Carale 710.
 Furgalp 533.
 Furka 182, 206, 207, Profil Fig. 59, Taf. X B.
 Furkapaß 182, 206 f.
 Fusio 512.
 Futschöl, Piz 774.
Gadmenfühe 169, 427.
 Gadmental 169 f.
 Gandstock 269.
 Ganterist 604, 613, 624, 641, 645.
 Gargellen 785.
 Gartenalp (Säntis) 300.
 Garvera 209, 711, 948.
 Gasterntal 129 f., 927 f.
 Gastlosen 622, 626, 644, 674.
 Géant, Col du 223.
 Gellihorn 445, 477.
 Generoso, Monte 607, 835, 837.
 Gessi (Berninapaß) 723.
 Gibelhorn 522.
 Giffre 602, 640.
 Gingolph, St. 468, 640.
 Giorgio, Monte San 826, 831, 834.
 Giswilerstöcke 597, 615, 627, 654.
 Gitschen 421.
 Giuf, Piz 141.
 Giumels, Piz 707.
 Glärnisch 300, 398, 403 f.
 Glarus, Kt. 87.
 Glattensee 416.
 Gletsch 145.
 Glüschaint, Piz 701.
 Goggeien 373.
 Gond, Mt. 446, 448.
 Gondo 479.
 Gonzen 288.
 Gotthard 189—219, 920, 940.
 Gotthardtunnel 193, Taf. XI.
 Grammont 648.
 Grande-Eau 609.
 Grande-Eau, Vallée de la 649.
 Grand Chavalard 251, 454.
 Grandes Rousses 32.
 Grand-Hongrin 645, 673.
 Grange, Pointe de 650.
 Graue Hörner Fig. 120, 383, 387 f., 475.
 Greinapaß 200, 214, 582, 956.
 Grengiols 208.
 Griesenhörnli 165.
 Griesstock 386.
 Grimsel 139 f., 183.
 Grisch, Piz 562, 570.
 Gröne 488.
 Gribbio 517.
 Grindelwald 337, 434.
 Gruontal (Flüelen) 348.
 Gschwend (Einsiedeln Iberg) 355.
 Gspaltenhorn 172.
 Gsteig 503 f., 505, 584.
 Gueyraz (Vert-Champ) 620, 623, 625.
 Guggernell 755.
 Guggernüll 553.
 Gulmen 374.
 Gummfluh 610, 619, 642.
 Gurnigel 471.
 Guraletsch 746 f.
 Gurschenalp 193, 194.
 Gurschus 570.
 Guspis, Val 194.
 Guttannen 162, 939.
Habkern 355, 357, 427.
 Häderenberg 365 f.
 Hahnenmoospaß 463.
 Haldenegg-Scheidnössli (Erstfeld) 159 f.
 Handegg 183, 939.
 Harder (Interlaken) 426.
 Hasletal 134, 139, 170, 183, 939.
 Hausstock 388, 393, Fig. 130.
 Haut-de-Cry 453.
 Hérens, Dent d' 534.
 Hérens, Val d' 949.
 Helsenhorn 522.
 Hirzenegg 319, 320, 353.
 Hochducan 739.
 Hochstollen 423, Taf. XIX.
 Hohenkasten 354 Fig. 102.

- Hohfaulen 386.
 Hongrin, Grand 645.
 Hörner, Graue Fig. 120, 387 f.
 Hornfluh 610, 623.
 Hospental 191, Taf. IX, 194.
 Hüllehorn 522.
 Hundsrück 629.
 Hundstein (Säntis) 371.
Iberg 94, 355, 358, 599, 620, 625, 663.
 Iffigensee 444.
 Ilanz 213, 271.
 Illiez, Val d' 249, 348, 642.
 Innertkirchen 131, 151.
 Insubrisches Gebiet 36, 818 f.
 Jochpaß (Engelberg) Triasprofil 275.
 Joly, Mt. 249.
 Julier, Paß 704, Piz 708, 710 f, 720 f. Fig. 225.
 Jungfrau 130, 170 f, 925 f.
Kanderfirn 130.
 Kandersteg-Klus 431 u. Tal 331, 435.
 Käpfstock u. Käpfgruppe 269, 392 f. Fig. 130.
 Karrenstock 269.
 Kastelhorn 194.
 Kesch, Piz 741, 775, 784.
 Kilchlistock 162.
 Kirchet 430.
 Kirchlispitzen 764.
 Kistenpaß 178, 328.
 Klausenpaß 406 f.
 Klimeshorn (Pilatus) 334 Fig. 95, 419.
 Klöntal 402, 409.
 Klosters 761, 809.
 Kreuzberge (Säntis) 354, 371 Taf. XVIII.
 Krone 774, 787.
 Krönte 169.
 Küblibad (Thunersee) 332.
 Kühalphorn 775.
 Kunkelspaß 178, 401, 582.
 Kүpfenstock 48, 412, 971.
Lad, Piz 730, 773.
 Lagalb, Piz 721, 723.
 Lago di Aequa Fraggia 556 f.
 Langeneckgrat 603, 604, 606, 641.
 Languard, Piz 712, 721.
 Laquinhorn 532.
 Laschadurella, Piz 730.
 Latsch 742.
 Laubstock 170.
 Lauenen 290, 465.
 Laufbodenhorn 331, 444, 452.
 Lauterbrunnen 151, 439.
 Lauterbrunnental 425.
 Lavaz, Val 191.
 Lavazgletscher 199.
 Lavèr, Val 793.
 Leibodenalp (Amden) 318.
 Lei da Vons 557.
 Leistbach u. Kamm (Amden) 318.
 Lenk 291, 444.
 Lenzerhorn 755.
 Leone, Monte 477, 481, 521.
 Leukerbad 180, 476.
 Leysin 621 f, 624, 626, 631.
 Lidernen 407.
 Limmernboden 136, 142, 176, 934.
 Limmerntobel 167.
 Linard, Piz 755, 775, 783 Fig. 239, 785 Fig. 240.
 Linthal 167, 184 Fig. 55, 397.
 Lioson, Lac 505.
 Lischanna 730 f., 737.
 Litzner, Groß 775.
 Livigno 727, 729.
 Lizerne 448.
 Lochseite (Schwanden) 94, 388 f., 393, Fig. 124.
 Lohner 445.
 Lopperberg (Pilatus) 300, 419.
 Lötschental 134 f., 162, 167.
 Lowerzersee 352 f.
 Lucendrosee 194.
 Lugano u. Luganersee 819 f., 842, 847 f., 963.
 Lugnetz 214, 580.
 Lukmanier 213.
 Lunden 962.
 Lungernsee 430.
 Lughino, Piz 568, 572, 797.
 Luzzone, Val 550.
Maderanertal 136, 168.
 Madrisa (Klosters) 759, 761 f.
 Madriser Tal u. Weißberg 560.
 Madulein 726.
 Magereu 392.
 Magnacun 791.
 Malenco, Val 561, 575, 588, 698.
 Maloja 575 f.
 Malvaglia, Val 550.
 Männlichen 425.
 Manno 821 f.
 Margna, Pizzo della 564, 572, 573.
 Marmontana 64.
 Maroz, Val 576.
 Maroggia 827.
 Martino, San 830, 843, 845.
 Marwies (Säntis) 363.
 Matringe 602.
 Matt (Kt. Glarus) 88 f., 347.

- Mattengo 486.
 Matterhorn 527, 534, 539.
 Matthorn (Pilatus) 419.
 Mattstock 48, 373, Taf. XIV.
 Maurice, St. 248.
 Medel, Piz 201.
 Medels, Val 199, 209.
 Meiringen 423.
 Melide 842.
 Mendrisio 837, 839.
 Mera (Maira) 577.
 Meride 831.
 Mesenzano 825.
 Mesmeralp (Säntis) 300.
 Mettenberg 169, 930 f.
 Mex 248, 347.
 Mezzem, Piz 709, 724.
 Michel, Piz 730, 742.
 Midi, Dent du 253, 215 f.
 Miezdi, Piz 193, 215.
 Minschun, Piz 790.
 Mischabel 531 f.
 Mithen 615, 619, 622, 627, 656—663, 944.
 Molare, Pizzo di 518.
 Môle 622, 640.
 Moléson 605, 615 f., 645.
 Mönch 130, 162.
 Mondin, Piz 793.
 Montafun 763.
 Mont Blanc 220 f., 229, 231.
 Mont Chétif 192, 223 f.
 Monthey 248 f.
 Montsalvens (Bifé) 469, 640.
 Montorfano 841.
 Montreux 649.
 Morcles, Dents de 14, 45 f., 240, 251, 330, 453,
 457, 487.
 Morcote 827.
 Morgins 593, 642.
 Moritz, St. 710, 721, 801, 815.
 Mortels, Alp 699.
 Morteratsch, Piz 711.
 Motta, Monte 561.
 Motta Palousa 744.
 Muggio, Valle di 835.
 Münstertal 36, 692, 726 f., 729, 733 f.
 Muot del Hom 790.
 Muottatal 411, 415 f.
 Muragl, Piz 721.
 Muraun, Piz 193.
 Mürtchenstock u. Alp. 270 f., 280, 395.
 Musenalp 598.
 Mürren 439.
 Murtiröl 723, 730.
 Mutthörner 191.
 Muttler 787, 792 f.
 Muveran 247, 453.
 Nadels, Alp 102, 205, 209.
 Nägelisgrätli 145.
 Nant, Val de 453.
 Naret 515.
 Nauders 726.
 Naye, Rochers de 645.
 Nicolaital 20, 529, 531.
 Niederbauen 422.
 Niederenalp 388.
 Niesen 461, 505, 584.
 Niremont 351, 468.
 Nufenenpaß 212, 495.
 Nüschel 646.
 Oberaarhorn 139.
 Oberalppaß u. -stock 140, 175, 182.
 Oberbauen 422.
 Oberblegi 281.
 Oberengadin 503, 561, 572, 575, 671.
 Oberhalbstein 60, 503, 567, 571, 581, 702 f., 706.
 Oberlauchhorn 463 f.
 Obersaxen 214.
 Oberwald 145, 194.
 Ochsenkopf 409 Fig. 140.
 Öhrli 293, 363.
 Ofenhorn 521.
 Ofenpaß 733 f.
 Oldenhorn 444.
 Olimpino, Monte 839.
 Olivone 99, 482, 517.
 Oltschikopf 425 Fig. 142.
 Or, Mt. d' 642, 673.
 Orchez, Pointe d' 605, 613, 640.
 Ormont 585.
 Ormont-Sépey 642.
 Ortler 727, 729.
 Ortstock 406.
 Ot, P. 707.
 Outre Rhône 245.
 Padella, Piz 709 f., 724.
 Palü, Piz 698, 711.
 Panärahörner 385.
 Panixerpaß 48, 85, 178, Taf. XVIII Prof. 2, 459.
 Paradiso 843.
 Parpan 808; — Rot-, Schwarz-, Weißhorn 751.
 Partnunsee 763.
 Pas de Cheville 449, 453, 465.
 Pecciatal 483, 511, 525.
 Pers, Munt 708, 710 f.

- Pettano, Pizzo 518.
 Pfäfers 474.
 Pfaffenkopf 170.
 Piazzì, Cima di 729.
 Pilatus 300, 333, 418f.
 Pillon, Col du 585, 586.
 Piora 101, 196, 517.
 Pisoc, Piz 730 Fig. 226.
 Piomogna, Val 517.
 Planplatte 945.
 Plassecken 763.
 Platta, Piz 567f., 571.
 Plattamala 789.
 Plavna, Piz 730.
 Pléiades 468.
 Ponte 707.
 Pontegana 841, 846.
 Porto Ceresio 826.
 Poschiavosee 699, 702, 712, 811, 960.
 Pragelpaß 411.
 Prättigau 505, 569, 582, 688, 961.
 Pugerina 845.
 Puntaiglas, Val 145.
 Puntaiglasgletscher 139.

Quatervals, Piz 732.
 Quinten 287, 377.

Randa 531.
 Rädertenst. 409.
 Ragaz 356.
 Rautispitz 409.
 Rawylpaß 444.
 Rayes, Rocher des 618, 634.
 Realp 193.
 Regenbolshorn 463.
 Remüs 789.
 Reußtal 183, 939.
 Rhätikon 569, 670, 757—768.
 Rheinwaldhorn (Piz Valrhein) 481, 550f.
 Riffelgrat 533.
 Rigi u. Rigihochfuh 335, 352, 417f.
 Rimolla 545.
 Ringelspitz 387.
 Rocher des Rayes 618, 634.
 Rodomont 629.
 Rofna 558.
 Roggenstock 598f., 605, 625, 627, 663.
 Rohrbachstein 451.
 Rondadura, Piz 213.
 Rosa, Monte 533f.
 Rosatsch 711.
 Roseg, Piz 698, 705.
 Roseg, Val 95, 706.

 Rosenlauri 330.
 Rossinière 645.
 Roßstock 407.
 Rotenfuh 662f.
 Rotondo, Pizzo 195f.
 Rousses, Grandes 32.
 Rovio 827.
 Roz, Piz 792.
 Rubli-Gummfuh 623, 647, 651.
 Rusein, Val 145, 933.
Saasberg (Linthal) 393.
 Safiental 580f., 959.
 Saillièrè, Tour 455.
 Saillon 251.
 Saltrio 834.
 Salvan 240, 253.
 Salvatore, San 831f., 843f.
 Samnaun 774, 787, 791, 793.
 Samoens 640.
 Sandalp 176.
 Sandhubel 754f.
 Sanetschpaß 446.
 Säntis, Säntisgebirge 19, 300, 361—372.
 Säntisgipfel 362, 372 Fig. 11, Taf. XVII B.
 Sardona 388.
 Sassalbo 722, 724f., 729.
 Sattellegi 162, 167.
 Saxon 219, 224, 249.
 Scai 214.
 Scarlital 692, 726.
 Scesaplana 759, 764f.
 Schächental 345.
 Schächentaler Windgälle 407, Taf. XIX Prof 4.
 Schams 20, 569f., 581f., 956f.
 Schanfigg 505, 569, 582f. Fig. 180, 688.
 Scherhorn 346.
 Scheidnößli 159f.
 Scheienfuh 759, 763.
 Schiahorn 756.
 Schilt 287, 395, 404.
 Schilthorn 425, 439.
 Schimberg 333.
 Schinigeplatte 424.
 Schlans 173, 271, 937.
 Schlieren 427, 437.
 Schloßberg 169, 329, 337.
 Schneehorn (Wildhorn) 445.
 Schneidehorn 445.
 Schollberg (Rhätikon) 762.
 Schöllenen 183.
 Schratzenfuh 304, 333, 419.
 Schreckhorn 130, 927f., 930.
 Schwalmis 422.

- Schwarzhorn (Fluela) 775.
 Schwarzsee 641.
 Schweizertor 764.
 Schynschlucht 580.
 Scopi 191, 213, 216, 495, 580.
 Sedrun 145.
 Seehorn 956.
 Seelisberg 422.
 Seengebirge 547, 817 ff.
 Seewen 314, 356.
 Seeztal 85, 397.
 Selbsanft 167, 178.
 Sella 698, 701 f.
 Semsales 469.
 Sentieri, Piz 200.
 Sertigtal 739, 775.
 Serentobel 377 f. Fig. 114 u. 115.
 Sighignola, Monte 835.
 Sigriswilergrat 332, 420.
 Silbern 404 f.
 Silsersee 575 f.
 Silvaplanasee 699.
 Silvretta 16, 692 f., 775.
 Silvrettagletscher 775, 783.
 Simano 519, 951 f.
 Simmenfluh 622 u. Tal 618, 648.
 Simpeln 510.
 Simplon 477, 509.
 Simplontunnel 21, Taf. XXIII Prof. 6, 522.
 Sisikon 296, 335, 411 f., Taf. XIX 4.
 Sitten 527.
 Six des Eaux froides 450.
 Six Madun 193.
 Sobrio, Monte di 519.
 Soja, Val 520, 950.
 Solda, Val 607.
 Sole, Pizzo (oder Lucomagno) 518.
 Somvix 209, 215.
 Somvix, Val 199.
 Sonnegghorn 533.
 Spannörter 169.
 Spielgarten 619, 622, 647.
 Spiez 638, 641.
 Splügen, Dorf u. Paß 556.
 Splügen — Burgruinenhügel 555, 956.
 Splügener Kalkberge 567, 569.
 Stabbio 846.
 Stammerspitze 792 f.
 Stampa 553.
 Standfluh 439 f.
 Stanserhorn 603, 607, 614, 622—27, 655, -stad 340.
 Stauberer 364, 365, Fig. 103.
 Stavelatsch, Piz 200.
 Stein, am 744.
 Steinsberg (Ardez) 789, 790 f.
 Stella, Pizzo 557.
 Stille Waag u. Twingetobel 411.
 Stockhorn 614 f., 641, 646.
 Stöckweid 355.
 Stretta, Piz 721, 729.
 Sulzfluh 759, 763.
 Surava 739.
 Surenenpaß 426.
 Surettaborn 557.
 Surley, Fuorcla 705, Piz 711.
 Sustenhorn 134, 926.
 Tamaro, Monte 819.
 Tambo, Pizzo 553.
 Taminatal 327, 474.
 Tamins 146.
 Taninge 599, 640.
 Tanneverge, Pic de 455.
 Tarasp 712, 773, 785, 792, 814.
 Tasna, Val 712, 787, 789, 793.
 Tasnatunnel 21, 789.
 Tavayannaz 345 f.
 Teggiolo 510.
 Tencia, Campo 512 ff.
 Tenna 959.
 Terri, Piz 580, 582.
 Terza, Piz 730.
 Tête d'Enfer 449.
 Tgietschen, Piz 214.
 Thierfehd 167.
 Thunersee 433, 641.
 Tiefencastel 568, 961.
 Tiefengletscher 98.
 Timun, Piz 957.
 Tinzen 568.
 Tinzenhorn 730, 742.
 Titlis 169, 427, 924.
 Tödi 152, 176, 287, 934.
 Todtalp 750.
 Toissa, Piz 689, 729 f., 744, 961.
 Tomlishorn 419.
 Tonalepaß 729.
 Toralp 405.
 Tornettaz 505, 584.
 Tours d'Al 605, 621 f., 628, 644, 646.
 Tours Saillièr 250, 455.
 Tournanche, Val 531.
 Trachsellauenen 130.
 Tremoggia, P. 572, 676, 698 f.
 Tremola, Val 195 f.
 Tremona 834.
 Trévenusaz 619, 642, 648.

- Trient 233, 243.
 Triphon, St. 596.
 Truns (oder Trons) 173, 203, 271, 935 f.
 Trütlisbergpaß 586.
 Tsanfleurongletscher 449.
 Tschera, Piz la 560, 567, 570.
 Tschittapaß 711, 723.
 Tuors, Val 741, 813.
 Turtmantal 486.
 Twirienhorn 597, 647.
U
 Uer, Passo d' 562, 702, 712.
 Ufiern, Piz u. Val 201.
 Ulrichen 207.
 Umbrail, Piz 733.
 Urbachtal 170, 932.
 Urirotstock 421.
 Urserental 114, 182 f., 205.
 Üschinental 445, 447.
V
 Valdraus, Piz 201.
 Valeria 493.
 Valpelline, Tête de 535.
 Valrhein, Piz (Rheinwaldhorn) 481, 550 f.
 Vals, Valserberg 60, 552.
 Vanescha 104.
 Vanil noir 615, 645, 673.
 Vättis 143, 175, 320.
 Veglia, Alpe 521.
 Velan, Mt. 485, 532.
 Verampio 511.
 Vernayaz 240.
 Vert-Champ, Vallée de 611, 620, 646.
 Vevey 249.
 Veveyse 609.
 Vial, Piz 201.
 Viamala 581.
 Vierwaldstättersee 48, 431 f.
 Vicosoprano 556.
 Viggiu 834.
 Vionnaz 629, 648.
 Vitznauerstock (oder Gersauerstock) 418, 436.
 Voiröhs 468, 640, 649.
 Vorarlberg 693, 771.
 Vulpera 792.
W
 Wäggitäl 320, 411.
 Wageten 410, 412, 966.
 Waldegg (Thunersee) 332.
 Walenstadterberg 293, 377.
 Walensee 270, 276, 378, 946.
 Wallenstöcke 421.
 Wandfluh 647.
 Wangalp 318.
 Wasserberg (Muottatal) 298, 405 f.
 Weißberg (Avers) 560, 597.
 Weißfluh 751.
 Weißhorn Taf. XXIII Prof. 2, 534.
 Wetterhörner 169 f., 930.
 Wiggis 409.
 Wildburg 355.
 Wildenberg 618.
 Wildhaus 336, 355, 375.
 Wildhauser Schafberg 364.
 Wildhorn 14, 443 ff.
 Wildkirchliwand 367, 372.
 Wildstrubel 14, 318, 445.
 Windgälle 6, 97, 99, 135, 168.
 Wytenwassertal 193.
Y
 Yvorne 675.
Z
 Za, Aiguille de la 534, 538.
 Zermatt 82, 540.
 Zervreilerhorn 551.
 Zinggelenfluh 353 Fig. 98.
 Zwinglihäute (Wildhaus) 355.
 Zupò, Piz 698.
 Zweisimmen 628, 651.
 Zwieselberg 641.
 Zwischbergtal 533.

3. Sachverzeichnis zu Bd. II und den Nachträgen zum ganzen Werk.

Für Band II ist auch das Inhaltsverzeichnis in das Sachregister hineinverarbeitet. Im übrigen haben die Vorbemerkungen zum Sachverzeichnis von Band I auch hier Gültigkeit. Dinge, die das Ganze durchdringen und sich oft fast alle paar Seiten wiederholen, sind im Sachregister gar nicht oder nur mit denjenigen Seitenzahlen und dem Beifügen von usw. aufgeführt, wo sie allgemein und grundsätzlich behandelt oder zum ersten Male genannt sind, oder wo es sich darum handelt, das Auffinden von Besonderheiten zu erleichtern. Dies gilt z. B. von: Fossilien, Erosion, Fazies, Metamorphose, Gänge, Intrusion, Dislokation, Gewölbe, Mulde, DM, Lagerungsumkehr, Verkehrt-schenkel, Überschiebung usw. usw. Überdies sind hier folgende Abkürzungen angewendet:

CM und Cm = Kontaktmetamorphose und kontaktmetamorph.

RM und Rm = Regionalmetamorphose und regionalmetamorph.

DM und Dm = Dislokationsmetamorphose und dislokationsmetamorph.

M. = Massiv altkristalliner Gesteine.

D. = Decke (Faltendecke, Überschiebungsdecke).

- Aargranit** (Alpengranit, Zentralgranit, Protogin) 138, 221.
- Aar-M.** 126 f.; — Gestalt und Zonen 127; — Sedimentmantel 150; — mechanischer Kontakt des Altkristallin am Sedimentmantel 155, 932; — Faltung des Sedimentmantels 161; — innere Einfaltungen 161; — randliche Faltungen 167; — endständige Faltungen im E 175; — im W 178; — fortgesetzte Falten 182; — Oberflächengestaltung 182; Nachträge 918—937.
- Abwicklung der Faltung** 49; — im Säntis 369.
- Abschwemmung unterostalpiner Gesteine vor der Hauptfaltung** 715.
- Abtrag (Abwitterung) des Gebirges** 65 f., 69 f., 185 f., 216 f., 230 f., 397 f., 416 f., 429 f., 456 f., 477, 523, 540, 578, 581 f., 584, 689, 802 f., 804 f., 883, 905.
- Adula**, — Gneis 481, 482; — Tektonik 547 f.; — Streichen und Fallen 550; — Berg und Tal 551; — Neueste Untersuchungen, Nachträge 954 f., 963.
- Aiguilles-rouges-M. (inkl. Arpille)** 232; — Gestalt 232; — äquivalente Fortsetzungen 235; — Schieferung und Schichtung 235; — Gesteine 235 f.; — Granite 236; — Porphyre 236; — Schizolithe 237; — Hornfels, Petrosilex 237; — Amphibolithe 238; — Kontaktgesteine 239; — Sedimentmantel 239; — Lagerung desselben 249; — Gipfelprofil der Aig. rouges 250, Nachträge 944.
- Albien helv.** 311.
- Albulatunnel (u. Albula-D.)** 706.
- Alectryonia rectangularis** 296 f.
- Algaletta—Castaneda-Marmorzug** 541.
- Alpengranit s. Aaregranit.**
- Altdorfersandstein** 346.
- Alter der Alpen** 39; — der alpinen Dislokation 40, 41, 175 f., 229, 256 f., 882, 938; — der alpinen DM 121; — der zentralmassivischen Intrusiva (alkristallin) 6, 56, 127, 158, 254 f., 534 u. a.; — der nicht zentralmassivischen Intrusiva 61, 269, 499, 501; — des Bergellermassives 63 f.
- Altkristallin, Aar-M.** 127—148; — Gotthard-M. 190—204; — Mt.-Blanc-M. 221—223; — Aiguilles-rouges-M. 236—238; — penninisch 477 bis 483; — unterostalpin 702, 707, 714, 721; — mittelostalpin 727, 751, 761; — Silvretta 775; — Südalpen 817 f., 845.
- Altmansschichten** 302 f.
- Alviergruppe** 379.
- Amdenerschichten** 317.
- Ammonitico rosso** 836.
- Ampferers Theorie der Kettengebirgsbildung** 685.
- Amphibolithe** 136 f., 145, 200 f., 222, 238, 482, 542, 547, 762, 778, 782, 820.
- Andalusit** 569, 776 f.
- Anhydrit Simplontunnel u. Canaria** 493.
- Annularia brevifolia** 245.
- Anthrazit, Analysen** 242, 490, 949; — Ausbeute 490 f.; — Flözte 487 f.; — DM („poches“ et „filons“) 488 f.; Nachtrag 949.
- Antigoriogneis** 478 f und D. 510 f.
- Antiklinalzüge der Préalpes** 644 f. Taf. XXX.
- Antiklinalsättel u. Synklinalgipfel der Mithen** 657—661.
- „Antlitz der Erde“ (Ed. Suess)** 17.
- Aplite (oft inkl. Pegmatite)** 136 f., 141, 143 f., 237, 542, 780, 922.
- Aplitgneis** 777, 778.
- Arbedo-Gneiszone** 542.
- Ardezlerias (Steinsbergfacies)** 790.
- Ardezerserie (Zone v. Ardez (Steinsberg))** 787—793.
- Arkosen** 151.
- Arrollagneis** 534 f.
- Arosa** 738.
- Aroser-Dolomiten** 691, 732, 752, 753.
- Arosergebirge** 745 — Längsprofil 762 Fig. 234.
- Aroser Schuppenzone** 748.
- Arpilles-M.** 232, 942 f.
- Aubrige** 412.
- Aufbranden der Dn.** 22.
- Augentextur** 83, 91.
- Ausmaß der Dislocation** 46 f.
- Ausschluß der Intrusion durch Faltung** 965.
- Ausschürfung, des Flysch** 351—360; — der ultrahelvetischen Dn. 351; — der unterostalpinen Dn. 715, 748; — am N-Rand der Ostalpen 772.
- Außenzone (Lias-Z.) der Préalpes** 644.
- Auswalmung v. Geröllen, Petrefakten, Gesteinen** 82—86.
- Autochthone Zentralmassive** 32, 122—126 u. f., 255.
- Autochthone Sedimente St. Maurice—Monthey** 253.
- Auvervien helvet.** 339.
- Averser Erze** 560, 561, 958.
- Avicula contorta** 601 f. Fig. 186 b.
- Axenculmination („Bombement“)** 511, 871—877, 952.
- Axendecke** 263 f.; — Axenkette 406.
- Axendepressionen** 871—877.
- Axialgefälle („Pitch“)** 20, 509, 551, 515 Fig. 172 etc. 717, 738, 871—878, 963.
- Axiale Höhenschwankungen** 871.
- Bacenoschiefer** 511.
- Bächistock-D.** 263.
- Bactryllium** 601 Fig. 186 a.

- Balfrisschiefer 288.
 Banatite (inkl. Monzonit) 701, 707, 919.
 Bänderkalke 301.
 Bardiglio (Marmor in Centovalli) 545.
 Barrémien u. Aptien helvet. 302f.
 Bartonien helv. 339.
 Barytgänge im Luganenserporphyrgebirge 828.
 Bauenstöcke 422.
 Bayrische Kalkalpen 771f.
 Bedrettomulde 211, 508, 515, 517.
 Belemniten, gestreckt 86 (Taf. III); — im Bündnerschiefer 495; — „Schlachtfelder“ (Samnaun) 791; — im Niesenflysch 505.
 Bellinzona-Zone 542.
 Bergellergranit 62; — Bergformen 583 Fig. 182; 584; — -CM Nachtrag 917.
 Berglitenstein (= Grabserklippe) 665.
 Bergseen, Fählensee, Seetalsee 369; — Ober-, Haslen-, Klön-, Flimser-, Oberblegi-, Spannegg-, Murg-, Mutt-, Guppen-, Talalp-See 402; — Glattensee 416; — Lungernsee 430; — Vierwaldstättersee 431; — Blauseeli 435; — Oeschinensee 436; — Iffigensee 444; — Seen der Wildhornkette 459; — Lac de Derborence 460; — Seen des Oberengadin 575f., 578, 800; — Seen der Graubündner-Ostalpen 802; — Davosersee 750, 802; — Heidsee 808; — Aroseseen 810; — Berggrutschseen 811; — Poschiavosee 811; — Seen in Val Viola (Bernina) 812; — Luganensee 847f.
 Bergstürze i. w. S. (Felsbewegungen und Schuttbewegungen, stürzende und gleitende, prähistorische und historische). — Arosa (Rutschungen) 810; — Azmoos 381; — Beatenberg 434; — Bellalui 460; — Biaschina 525; — Biasca (Mte. Crenone) 526; — Brienz (Graub.) 809; — Campo (Valle Maggia) 526; — Chamoson 461; — Clüs (b. Zernetz) 962; — Corbeyrier-Yvorne 1584 675; Dents du Midi 461; — Deyen-Wiggis 399; — Diablerets 460; — Dissentis 1683 948; — Elm 401f.; — Engelberg 433; — Fetan 807; — Flims 399f.; — Garvera 948; — Glärnisch-Guppen 398; — Glärnisch-Gleiter 398; — Grindelwald 434; — Guarda-Ardex 807; — Guttannen 939; — Haslensee 402; — Kandertal 435; — Kernwald 433; — Klosters 809; — Lenk 459f.; — Ludiano (Blenio) 525; — Menzonio b. Bignasco 525; — Mollis 946f.; — Montana 460; — Oeschinensee 436; — Obersee 402; — la Palaz 676; — Parpan 808; — Peccia (V. Maggia) 525; — Plurs (Piuro) 578; — Poschiavosee 811; — Rofna 809; — Rovine 811; — Saas 809; — Safien 959; — Salez 372; — Saoseo 811; — Schöneck 436; — Sierre 459; — Sisikon 436; — Sörenberg 436; — Tamins 401; — Tauretunum 675; — Tenna 959; — Terzen (Walensee) 946; — Todtalp-Klosters 750, 809; — Toma 401; — Vers-Vey 675; — Vitznauerstock 436; — Voralpsee 381; — Wengen 434f.
 Bergün 738.
 Bergüner Dolomiten 691, 742f. u. a.
 Berg u. Tal-Verteilung 68f., 182f., 216f. u. v. m.
 Bernhards-D. (St.) 528; — Casannaschiefer 484; — deformiert 528; — Fenster 529; — Deckklippen 529; — Fächer 580; — Dimensionen 532.
 Berninapaß 800; — Erze 721; — Querfalte 713.
 Bernina-D. 707; — Gesteine 707; — Tektonik 710; — Gesteinsanalysen 719.
 Berninagebirge Deckenhäufung 717.
 Berra-Gurnigel-Zone 471.
 Berriasien helvet. 293.
 Bewegungsrichtung der Dislokation 865.
 Biancone 838.
 Biegung 77.
 Bifé (Mont) 470 Fig. 158.
 Bifertenstock-Synklinale 176, 177, 936f.
 Bifurcationshorizont 613.
 Bitumen bei Meride 831.
 Dent-Blanche-D. 534; — Serie von Arolla 534 — Serie v. Valpelline 535; — Verfaltung der Beiden 536; — Mesozoicum am Mt. Dolin 536f.; — Liegende Falten, Mittelschenkel 537f. Fig. 175; — Wurzel 539.
 Blattengratschichten 356.
 Blegi-Eisenoolith (Callovien) 279, 281f.
 Bogengestalt der Alpen 46, 679, 757, 867, 879.
 Bohnerz im Aar-M. Mantel 153f.
 Bohrung in Buix 243.
 „Bombement“ 872, 874f., 952.
 Bonvin-D. 449.
 Breccien-D. 590.
 „Brèche du Télégraphe“ (Lias-Basisbrecc.) 225, 560, 567, 611.
 Brienzergat 426.
 Briançonnais-Zone 494, 505, 517, 611.
 Brisengruppe 422.
 Brisibreccie 310.
 Brisisandstein 308.
 Bristencarbon 163, 930.
 Brocatello d'Arzo 834.
 Bruchbreccien 90.
 Brüche, z. B.: Säntis 366f.; — Amdenunggebung 373—375; — Vierwaldstättersee 417; — Rand-

- kette Schratzenfluh 419 f.; — Wildhorn-D. 444;
 — Südalpen 842.
 Bruchumformung 89.
 Bruns (M. des . . . „Brunnenmassiv“) 603, 608,
 614 f., 645.
 Brusiogranit 712, 721.
 Bulle — Mont Bifé 469.
 Bündner-D. (Paulckes) 791.
 Bündnerschiefer 494—502; — Dm. 497; — Grenze
 gegen Eocän 496; — große Region in Bünden
 579 f.; — Toissa-Tiefencastel 961.
 Bürgenschichten 338.
 Bürgenstockkette 417.
 Calamites ? Guttannen 162.
 Calanda 383.
 Calfeusertal-Eocänprofil 328, 945.
 Camadra Hintergrund 214.
 Campo-D. 729; — Gesteine 727; — Tektonik
 729; — Kartenskizze 731 Fig. 227; — im
 Arosergeb. 753; — fehlend im Rhätikon 761.
 Campolungomulde 512—515.
 Canaveszone 545.
 Cancelliphycos s. Zoophycos.
 Carbon — Mulden im Aar-M. 161 f.; Bifertenalp
 Tödi, Bristenstock 163; — Salvan 253; — Aig-
 rouges 239—245; — autochthon und penninisch
 486—491; — Dents de Morcles 487; — in
 romanischen Dn. 593; — Manno 821 f.; — Val
 di Colla 822; — Nachträge 926, 930, 933.
 Casannaschiefer 135, 271, 484 f., 700, 702 f.,
 721, 727 etc.
 Castione-Marmorzug 542.
 Cenoman helv. 313.
 Chablais — Gebirgsbogen 639; — Breccie 610.
 Chablais-Hornfluh-D. (= Breccien-D.) 609, 610 f.,
 619, 625.
 Chamosit 247, 908.
 Chondriten des Flysch 326.
 Churfirstengruppe 375.
 Claro-Misoxer Gneiszone 541.
 Clivage 81.
 Conglomerat (u. Breccien) carbon. 240; perm.
 245, 487; — Verrucano (Sernifit) 268 f., 387 f.;
 — im Bündnerschiefer 499, 560; — Falknis-
 breccie 766 f.; — Saluvergest. 704; — Couches
 rouges 626; — Altdorfersdst. 346; — Gruon-
 talcongl. (Flysch) 348; — Préalpes 609, 631
 bis 715; — Gneise 86, 483.
 Kontaktmetamorphosen 63, 75, 109, 238, 501,
 535, 542, 565, 567, 569, 702, 728, 780, 850,
 854, 916.
 Kontakt (mechanischer) 159—161, 155 f., 931.
 Corvatsch (Piz) Nephrit 568, 705.
 Couches rouges 626; — Basisschichten 626; —
 Foraminiferen 627; — in Ostalpen 691 f.
 Craie blanche de Semsales 628.
 Criocerasschiefer 301.
 Cristallinagranit 199.
 Crodogneis 511.
 Cyklen von Dislokation u. Intrusion 855, 904 f.,
 964 f.
 Dachschiefer 154, 241, 347 f.; — Fischschiefer 87 f.
 Decke (Deckfalte, Überschiebungsdecke) 21.
 Deckenbau, Beweise allgemein 18; — aus Tek-
 tonik 18; — aus Fazies 23; — Widerspruch
 30; — in den E-Alpen 677; — in andern
 Gebirgen 915.
 Deckeneinwicklung s. Einwicklung.
 Deckenfolge (Zeitbestimmung) 44.
 Deckengebirge, helvetische Dn. 33; — penni-
 nische Dn. 33; — ostalpine Dn. 34; —
 Wurzelzone 36.
 Deckenmassive 15.
 Deckenhäufung im Berninagebirge 717.
 Deckenrücken, Dn.-Scheitel, Dn.-Wurzel 22.
 Deckentheorie 16.
 Deformation (Umformung) 83, 86; — rupturale
 89; — plastische 92, 96 f.; — bei be-
 wegendem Druck 98; — bei stehendem Druck
 98 f.; — von Conglomeraten 86; — von
 Belemniten 86 f.; — von Seeigeln 87; — von
 Korallen 87; — von Fischen 87 f.; — von
 Foraminiferen 98; — Axen 83 f.
 Delsbergerbecken 913.
 Denudation vor Mitteleocän 323; — im übrigen
 siehe Abtrag.
 Dents de Morcles-Profil 251—253.
 Dents du Midi 454.
 Diabas 59, 568, 652, 664, 749, 779; siehe auch
 Ophiolithe.
 Diablerets-D. 447.
 Diableretsschichten 339.
 Dicerasschichten (= Korallenkalk, Tithon, Tros-
 kalk pars) 287 f., 621, 966.
 Diluviale Dislokation 896. (Bd. I 167, 185, 289, 325.)
 Diluviale Seen 904.
 Diluviale Terrassen-Gefälle 897.
 Diluvium 894 f.; — Rhonegletscher im Jurageb.
 894; — interglaziale Schotter 895; — Schiefer-
 kohlen 897—901; — Drachenloch 902; —
 Moränen bei Bern 904; — Riegel 903, 939;
 — Seen in Randtälern 904; — Verwitterungs-
 abtrag 905.
 Diorit 62, 137, 145, 199, 201, 707, 727.
 Diploporen (Gyroporellen) 595.
 Diploporenkalk v. Yberg 665.

- Diphyoideskalk 296.
 Disentisermulde 204, 936.
 Disharmonische Faltung in der Alviergruppe 380
 Fig. 116, S. 379, 423, 449 u. a. m.
 Dislokation und Intrusion 855, 883, 904 f., 965.
 Dislokationsbreccien 89.
 Dislokationskonkordanz 123.
 Dislokationsdiskordanz 123.
 Dislokationsgebirge 883, 966.
 Dislokationsgeschichte der Alpen 884 f.
 Dislokationsmetamorphosen (DM) 9, 73—121,
 127, 138, 143 f., 145, 192, 195, 197 f., 202,
 206 f., 212, 221, 229, 256, 362 f., 388 usw.
 B. II überall zerstreut; — nach Tiefe 113; —
 ihre Verteilung in den Alpen 112, 850—862;
 — nach Gesteinsart 113.
 Dislokationsummineralisation Tab. 108—110 u. a.
 Dogger autochthon 152; — helvet. 279—286;
 — Festland 283; — penninisch 502; — in
 den roman. Dn. 611—622 Fig. 190; —
 Südalpen 836.
 Dolin (Mont) Mesozoicum 536.
 Dolomitgebirge, Unterengadin 730 f.; — Bergün
 742; — Arosa 752—756.
 Domeriano 835.
 Doubs-Serpentinen 914.
 Druckschieferung (Clivage) 81; 82; — in den
 Alpen 85.
 Druckverteilung (hydrostatische) 116.
 Drusberg-D. 263, 411.
 Drusbergschichten 302 f.
 Drumlin bei Bern 895.
 Ducanmulde 739.
 Duktilität 116.
 Durschlagsschichten 311, 373.
 Dynamometamorphose (= Dislokationsmetamor-
 phose, DM) 74.
Echinodermenbreccie (helv. Dog.) 280.
 Einbruch (der Säntis-D. ins Rheintal) 365.
 Einfaltungen, alpine u. herzynische im Mt. Blanc
 M. 223; — im Aignilles rouges M. 254; —
 im Aar M. 161—181; — von Trias im Rofna-
 porphyr 557; — des Bündnerschiefers 508; —
 in den Tessinergneisen 542 f.; — im Bernina-
 geb. 699 f.; — am Silvretta M. 735, 751.
 Eingewinkelte Erosionen 871.
 Einsenkung (isostatisch) 53, 56.
 Einwicklung, eingewickelt 23, 28, 44, 352; —
 im Säntis 363; — am Axenmättli 407; —
 am Eigergletscher 425, 465 f.; — in Malenco
 588; — in den E-Alpen 680, 735—738, 751 f.
 Eisenerze (s. Erze) 146, 222, 247, 282, 288,
 560, 905, 908, 945, 958.
 Eisenglimmer (Itabirit) 482.
 Eisensandstein u. Schiefer (helv. Dog.) 280.
 Eisensäuerling San Bernardino 553.
 Eisenoolith der Windgälle Dm 99 f., Taf. V, 40.
 Elsgauer Tafeljura 911.
 Embryonale Dn.-Bewegungen 43.
 Engadiner Dolomiten 726, 732.
 Engadiner Fenster — Rand 774.
 Entmischung durch DM 106.
 Eocän in der Frisallücke 177, 936.
 Eocän helv. 327—342; — Spezialprofile 327—336;
 — Bürgenstock 334, 338; — Calfeusental 328,
 945; — Diablerets 330; — Fidersberg 336;
 — Kandertal 331; — Kistenpaß 328; —
 Klimeshorn (Pilatus) 333, 335; — Lauf-
 bodenhorn 331; — Morcles-D. 330; — Rigi-
 hochfluh 335; — Rosenlauri 330; — Schloß-
 berg 329; — Schratzenfluhkette 333; —
 Sigriswilergrat 332; — Thunersee 332; —
 Wildhaus 336; — Wildhorn 331; — stratigr.
 Gliederung mit Tabelle 336—341.
 Erdbebenforschung 884.
 Erdpfeiler 812.
 Err-D. 702; — Ausdehnung 706; — Grenze
 an Bernina-D. 711.
 Erstfeldergneis 132.
 Erze, Avers 560 f., 958 f.; — Berninapaß 721;
 — im Casannaschiefer 486; — Dolomit Binn 493;
 — helv. 945; — Gonzen 288; — Mont Chemin
 222; — Ostbünden 795 f.; — Puntaiglas 146;
 — Taspin 570; — Nachträge 938.
 Erosion der Plessur 583.
 Eruptiv- (Intrusiv)gesteine 56.
 Essexit (Bernina) 708.
 Euphoditgesteine am Matterhorn 536.
 Exogyra Couloni 297 Fig. 75.
 Exotische Blöcke und Gebirge 13, 350 f., 356;
 — Amden 356, 358; — Glarnerwildflysch
 358 f.; — Habkern 357; — Herkunft und
 Transport 358 f.; — Iberg 358; — Sattel-
 zone 357; — Seewen 356.
 Experimente über DM 119.
 Externzone (der Préalpes) 590.
Fächer, Aarmassiv 128; — Bernhards-D. 528 f.;
 — Bernhards-D. Stirnfächer (Val de Bagnes) 530;
 — Rückenfächer (Mischabel) 531; — Wurzel-
 fächer 532; — Mt. Blanc 223 f.; — im
 Silvretta-M. 784; — Gotthardmassiv Mitte:
 191, 197; E.: 200, Wurzelfächer, Wurzelzone
 36, 532 f., 543, 677.
 Falknis 766.
 Falknisbreccie 704, 766 f.
 Falknis-D. 746, 769, 770.

- Fältelung an Orthogneisen 132 Fig. 43 f.; — durch unterseeische Abrutschung 892; — im Bündnerschiefer 579 f. u. a. m.
- Faltung 77; — Folge von Schichtung 77; — aus Quellung 78; — aus Zusammenschub 78 f.; — brüchlos 80.
- Faltungsbogen 46, 879.
- Faser 82, 84.
- Faulengewölbe 416, Taf. XVIII, 3.
- Faulhorngruppe 424.
- Fazieskonstanz W—E im penninischen Alt-kristallin 523.
- Faziesfolge, verstellt 23; — in Zonen 27; — der Mittelkreide 309 Fig. 80; — in unterostalpinen Dn. 718 f. u. a. m.
- Faziesgrenzen i. Klippen-D. d. Préalpes 625 Fig. 194.
- Faziestabelle Tavetsch 210.
- Faziesveränderungen in helvetischer Kreide 319; — in helvet. Tertiär 342.
- Fedozserie der Margna-D. 565.
- Felsquellen 940.
- Fenster 15, 21; — von St. Niklaus 529; — von Vingt-huit (Val de Bagnes) 527; — Ostalpen 677, 689, 785 f., 793 u. v. m.
- Fibbiagranit 192—194.
- Firmmulde Aar-M. 186.
- Fische deformiert 87 f.
- Fischschiefer (Glarnerschiefer) 87 f.; 347 f.
- Flärscherberg 381.
- Flexur von den W- zu den E-Alpen 37 f., 688, 871—873, 963; — der Tessinergneise zur Wurzelzone 512.
- Fließen in festem Zustande 81.
- Flilafalte 375.
- Fluhbrügschichten 312.
- Fluidal-Fältelung 80, 132; — Struktur (fest) 112; — Textur 83.
- Flußspathöhlen im helvet. Valangien 298.
- Flysch 323 f.; — cocäner (Stadschiefer) 323, 340; — oligocäner 323; — Fossilien 326; — Altdorfersandstein 346; — Val d'Illicz 347; — Flybach 354, 375; — Fähnern 354, 414; — Schlierensandstein 355; — Wildhaus 355; — Sernftal 356; — Glarner 356, 413; — Alpennordrand 414; — Unterlage der helvet. Dn. 414; — penninisch 503, 568; — Rodomont und Untersimmental 647; — Südalpen 840.
- Flysch verschürft, Wildflysch 323 f., 326, 349 f., 360; — Einsiedeln 353, 355; — Schrattefluh N. 352; — Amden 355; — Lenk 463 f.; — Glarner 358.
- Flysch-Tektonik 413, 426—428.
- Foraminiferen, des Schrattealkalkes 302 Fig. 76; — des Seewerkalk 315 Fig. 83; — des oberen Malmkalk 287 f., 621, 624; — der Couches rouges 627.
- Forscher, über Deckenbau 17; — in den S.-Alpen d. Schweiz 819.
- Fossilien, des Flysch 87, 326, 347; — der Liasbündnerschiefer 495; — des Carbon 245; — u. a. m.
- Frohnapfstock bei Brunnen 411.
- Fulgurite 812.
- Gabbro 136, 500, 501, 536, 540, 565, 567, 708, 727.
- Gänge im Aar-M. 141 f.; — DM daran 143 f.; — am Gotthard 197 u. a. m.
- Ganterist-Antiklinale 613.
- Gamsbodengneis 193.
- Gamserschichten 308.
- Gargasien helvet. 308—311.
- Garveramulde 203.
- Gasterngranit 129.
- Gastlosenkette 646.
- Gault helvet. 306—311.
- Gault, E. helv. 312; — W. helv. 313.
- Gebirge E. der Bernina, S des Inn 721.
- Gebirgsmetamorphismus 74.
- Gellihorn-Zwischen-D. (= Diablerets-D.) 447.
- Gemsmättlischicht 297.
- Geosynclinale, Geosynclinal 26, 871.
- Geschichte der Geologie der Schweizeralpen 3 f.
- Giltsteine (Topfsteine, Talkschiefer) 137, 194, 203, 483 f., 502, s. auch Serpentin.
- Gipfelfur 66, 168, 456 f., 477, 674 f., 755, 802, 962 f.
- Gipfformen im Aar-M. 187.
- Gipfelhöhen (Unabhängigkeit) 66, s. a. Gipfelfur.
- Gips, in Trias 275; — bei Schwyz 415; — Zone des Cols 465, 466; — penninisch 493 f.
- Gitterfaltung im Jura 913.
- Glarnerschiefer 262, 264, 387 f.
- „Glarnerschiefer — Doppelfalte“ 9.
- Glarnerschiefer — Fischschiefer 87 f., 347 f.
- Glärnisch 402, Taf. XVIII.
- Glaucohangesteine 485, 588.
- Gletscherbewegung talauf (Oberengadin) 578.
- Gleitbretter 678.
- Gleitminerale 106.
- Globigerinenschiefer (Stadschiefer, Foraminiferenschiefer von Kreide u. Eocän) 154, 328—335, 340 f., 627, 722, 729.
- Goggeien 373.
- Gold (Gondo) 479.
- Gotthard-M. 32, 189; — Bau u. Gesteine 190; — Fächerbau 191; — Vergleich mit Aar-M.

- 191; — Alter 192, 198; — Gänge 197; — Tunnelprofil Taf. XI; — Sedimentmantel 204; — Ostende und tekton. Stellung 214; — Oberflächengestalt 216; — Nachträge 940.
- Grabserklippe 768.
- Granatmuscovitschiefer 482.
- Granat, gedrehte Porphyroblasten 101.
- Granit, Aar-M. 129—139; — Aig. rouges 236; — Bernina 707, 761; — Bergeller 63, 584, 721; — Dt. Blanche-D. 534 f.; — Mt. Blanc 221; — Campo-D. (Münstertal) 727 f.; — Cristallina 199; — Err 703 f.; — Fibbia (Gotthard) 194; — Medelser 192, 199; — Novaggio 820; — Mte. Rosa 533; — Sella 701; — Sulzfluh 763; — Tambo 554; — Tasna 789; — Tessin 483; — Silvretta 778; — Verampio 511.
- Granitmylonite 94, 252, 545, 570, 703, 763, 769, 788 f. u. a. m.
- Grimselgranit 139.
- Grindelwaldnarmarmor 337.
- Grundwasser b. Lugano 963.
- Grünsteine 60, 61, s. Ophiolithe.
- Gulmen 374.
- Günsberg (Absenkung am Jura) 914.
- Gurnigelzone 472, 948.
- Gurschengneis 193.
- Guspisgneis 194.
- Habkerngranit errat. I** 230; — als exotische Blöcke II 357, 359.
- Habkern Flyschzone 354.
- Harmonie der Bewegungen 29.
- Harnisch 83.
- Hauterivien helvet. 300.
- Heitiantiklinale 647.
- Helminthoiden 326 f.
- Helvetisches Deckengebirge 259—476.
- Helvetische Fazies 259; — Schubdecken 260 (Tab. 266); — Stratigraphie 267; — Mesozoicum 272—322, Tab. 322; — Tertiär 323, bis 360; — Gebirgsbau 361—473.
- Herzynische Diskordanz 120, 155 f., 161, 167, 177, 229, 254, 256, 818, 932; — transportiert 123, 680.
- Herkunft, der Decken aus S. 27; — der Préalpes u. Klippen 666 f., 671.
- Hierlatzfazies 749, 834.
- Hochgebirgskalk (Quintnerk.) 153.
- Hohgantsandstein (Hohgantschichten) 330, 332, 339.
- Höhle Drachenloch 902 f.
- Horizontalschub 7, 56, 964 f.
- „Hyänenmarmor“ 502, 503, 568.
- Ibergerklippen 662 f.
- Innertkirchnergranit 131.
- Intensitätswechsel der DM (zonal) 114 f.
- Interglaziale Schotter 895.
- Internzone (der Préalpes) 590.
- Intrusiva, zentralmassivisch (paläozoisch) 57; — mesozoisch 59; — tertiär 61.
- Intrusion getrennt von Dislokation 965.
- Joriopaß — Trias 542.
- Isostasie 54.
- Ivreazone 547.
- Jura, am Aarmassiv 151; — am Aig.-rouges-M. 247; — im helvet. 276—286; — penninisch 494—501; — in den romanischen Dn. 599 bis 623; — Südalpen 834.
- Jurafaltung, Alter 914.
- Jungfrauheil 171, 925—930.
- Kalisyenit** 141.
- Kalkmulde von Fernigen 164, 166 f.
- Kalksilikatfelse 63, 130, 131, 133, 194, 535 f., 542, 547, 565, 780, 820.
- Kandergebiet 440.
- Kapfenberg bei Weesen 375.
- Karrenfelder 415, Taf. XXII, 459.
- Kataklyse 89, 91.
- Kette Calanda—Dents de Morcles 456.
- Kettenjura N-Rand 912; Verwerfungen 912; — Querverschiebung 913; — Gitterfaltung 914; — Erosion 914.
- Kiesalkalk 300.
- Klippen 11, 21, 35, 553; — les Annes 654; — Giswilerstöcke 654; — Iberg 664; — V. d'Illier 649; — Mithen 656; — Silvretta-D. im Münstertalgebiet 727, 773, 785; — am Vierwaldstättersee 655; — Bergliten 665.
- Klippen-D. 590, 629.
- Klusiantiklinale 647.
- Knetgesteine (Mylonite) 93.
- Knetlagerung 94.
- Knettextur 95.
- Kohlen, im Carbon der autochthonen Massive 161, 241 f.; — in der Stirnregion der St. Bernhards-D. 486—491; — im Dogger der Préalpes 615, 617, 634 f.; — im Eocän 330, 339, 340 f.
- Korallenfazies im Malm (Tithon) 287 f., 621.
- Korallen deformiert 87.
- Korallen, im Öhrlikalk 294; — im Schrattenkalk Sihltal 302.
- Kreide, am Aar-M. 153; — am Aig.-rouges-M. 248; — im helvet. 292—319; — im penninischen 503; — in den roman. Dn. 623 bis 628; — Südalpen 838; — d. Margna-D. (Scalotta) 568.

- Kreuzungen (übereinanderliegender Faltenbogen) 49, 679.
 Kristallisation Dm 107.
 Kristallisationsschieferung 107.
 Kristalloblasten („Kristallembryonen“) 101.
 Kupferminen der Mürtschenalp 271.
 Lagerung, verkehrte Dent-Blanche-D. 536 usw.
 Lamination 82.
 Länge der Decken 876 f.
 Längsstreckung 48.
 Längstallinien (alte) 70, 847.
 „Längsverwerfung“ von Lugano 843.
 Längszerreißungen in helvetischen Dn. 366, 373 f., 412, 418 f.
 Languard-D. 721, 944, 960.
 Lebendungeis 483 u. D. 515—521.
 Leibodenmergel 318.
 Leimerenschichten 317, 356.
 Leistmergel 318.
 Leone (Mte.)-D. 521,
 Lepidopus glaronensis 88.
 „Lepontinische Dn.“ 507.
 Leventina-M. 518.
 Lias, Aar-M. Mantel 152; — im helvet. 276 f.; — Langeneckgrat 606; — Préalpes u. Klippen Literatur 600; — in den romanischen Dn. 599—611; — Liasbreccien (basale) Schams 567; — Lücken 608; — Schams 567; — Val Trupchum 733; — lombardischer 834; — Südalpen 834.
 Liegende und tauchende Falten der Melchtäler 423.
 Linearstreckung 82 usw.
 Lineartextur 83 usw.
 Lischanna Piz (Überblick vom) 794.
 Lochseitenkalk 94, 95, Taf. II, 387—391, 393, 407.
 Lochwaldschichten 312.
 Lombardischer Lias 834.
 Lösungsumsatz bei DM 117.
 Lötschbergtunnel 179, 928; — Einbruch 431.
 Lucomagno-M. 518.
 Ludien helvet. 340.
 Luiteremergel 308.
 Luiterezug — Fossilschicht 308.
 Lukmaniergebiet 213.
 Lutétien helvet. 338, 340.
 Mächtigkeit des Silvrettakristallin 775.
 Madrisa 761.
 Maggialappen (Tessinergneis) 512 f.
 Magnetit (-quarzit u. Glimmerschiefer) 486.
 Majolica rossa 837.
 Malencoschiefer 562.
 Malm, Zentral-M.-Mantel 151, 247; — helvet. Dn. 286 f.; — in den roman. Dn. (Préalpes) 621 f.; — Klippen 622 f.; — Campo-D. 728; — Silvretta-D. 765; — Südalpen 837.
 Malojaserie der Margna-D. 565.
 Maloja (Maloggia), Wasserscheide 576 f.; — Windscheide 578.
 Manganerze im Radiolarit 503, 568, 749, 796; — im Avers 561.
 Margna (Pizzo della) Profil 573 f.
 Margna-D., prätriasische Gesteine 564; — postpaläozoische Gesteine 566; — Malojaserie u. Fedozserie 565; — Verwandtschaft mit Dentblanche 566.
 Marbre de Saillon 454.
 Marmo d'Arzo 834.
 Marmor von Andermatt 102, 206.
 Marmore (technisch) 90.
 „Marmor“ v. St. Triphon 596.
 Marmore im Gneisgebiet v. Tessin 543, 548 f.
 Massendefekt 52.
 „Massif du Montsalvans“ = Mont Bifé 469.
 Matterhorn Taf. XXV, 539—540.
 Mattstockgruppe 372.
 Maurice (St.) autochth. Sedimentprofil 290.
 Medelserprotogin (= Granit) 192, 199.
 Melaphyre (Kärpfgebiet) 59, 269.
 Melsersandstein (Buntsandstein) 273.
 Metamorphose 74; — CM, DM und RM 75 usw.; — Verteilung 850.
 Mesozoische Eruptiva 59.
 Mesozoikum helvetisch 320 f.
 Mindelschotter der Westschweiz 895.
 Mineralien u. Minerallagerstätten 148, 204, 298, 463, 485 f., 493, 632, 865, 921.
 Mineralquellen u. Thermen 472, 474, 476, 553, 672, 814 f.
 Miocänagelfuh mit Berninageröllen 716.
 Mischzonen 94 etc.
 Mithen (Mythen) 656.
 Mittelschenkel, reduziert 8, 79; — zerrissen 10, 79; — im Säntisgebirge 362 f.; — W-Penninicum 492, 507 f.; — in den Ostalpen 677 f. etc.
 Mittlere Kreide, helv. 306.
 Moränen bei Bern 904.
 Morcles-D. 171—173, 250, 253, 452 f., 925, 928 f.
 Morcote-Linie im Porphyrrücken 824.
 Mocausa-Konglomerat 630.
 Molare-Mulde 518 Fig. 171.
 Molasse bei Monthey 249; — Südalpen 841, 890 f.
 Mont Bifé 295, 469.

- Mont-Blanc-M. 219; — Einführung 219 (Form);
— Gesteine (Zonen) 220 f.; — Granit
221; — Einschlüsse 221 f.; — Krist. Schiefer
222; — Porphyryzone 223; — Karbonschiefer
223; — Lagerung 223 (Fächer); — Sediment-
Mantel 224; — Geschichte des M. 228.
- Monte-Rosa-D. 533.
- Monzonit (Sella-D.) 701, s. auch Banatit.
- (St.) Moritzer (= Oberengadiner) Mulde 710.
- Motarellogranit 483.
- Muldenzonen, v. Bedretto 211, 508, 517 f.; — S.
Bernardino 552; — Chamonix 249, 941 f.; —
Disentiser 173, 936; — Garvera 199; —
Habkern 427; — Landwassertal 739; —
Piora 214, 517; — Splügen 556; — Teggiolo
511; — Urseren 205.
- Mürtschen-D. 262.
- Muveran 452.
- Mylonite 94, 252, 489, 545, 570, 703, 763,
769, 788, 852 u. a.
- Mytilus castor 617 Fig. 191.
- Nachläufer der Bewegung** 881.
- Nagelfluhporphyrygerölle 891.
- Nächte im Biancone 838.
- Nairporphyr 703, 789.
- „Nappe de recouvrement“ 14, 16; — Be-
zeichnungen 21.
- Nephrit 562, 567 f.
- Neuropteris flexuosa 245.
- Niderisichten 311.
- Niederhorn-D. (Thunersee) 442.
- Niesenbreccie 505; — D. 584.
- Niesenflysch 496, 503 Fig. 166, 587.
- Nummuliten 324, 342 f., Taf. XV; — Riffe Ein-
siedeln 414; — Grünsand 154.
- Nutzgesteine des Penninicum 502.
- Obere Breccie (roman. Dn.)** 623.
- Obere Kreide, östl. helv. Alpen 314; — westl. Alpen
315; — ultrahelvetisch 317; — roman. Dn. 626.
- Oberengadiner-Dn.-Synclinale 698.
- Oberfläche des Gebirges 65 u. a.
- Oberlauchhorn-D. 587.
- Oberostalpine-D.-M.-Rand 772.
- Öhrlikalk 292 f.
- Öhrlimergel 293.
- Oldenalp (Fenster) 449.
- Oligocän der helvet. Dn. 345; — Transgression
348.
- Olivin-Pyroxen-Granatfels ob Gorduno 484.
- Ölquarzit 890 f.
- Ophicalcit 95.
- Ophiolithe (= pietre verdi, „Grünsteine“) 60,
568, 652, 664, 916; — der Aroserschuppen-
zone 748 f.; — im Unterengadin 795 f.; — ihr
Alter 501; — in Malenco 562; — im Bündner-
schiefer 500 f.; — Kontaktmetamorphosen an
denselben 501; — Dt.-Blanche-D. 536, 540.
- Orbitulina conica 629; — lenticularis 303.
- Orbitulinenmergel 302.
- Orthogesteine pennin. Dn. 478.
- Ortstock 406.
- Ostalpen u. Westalpen 37, 687, 688 f., 963.
- Ostalpen 677—813; — wechselndes Streichen
679; — Literatur 684 f.
- Ostalpine-Dn., Nomenclatur 694; — transpor-
tierte Diskordanz 784; — gegen N 771.
- Ostalpine Fazies quer über die Alpen 840.
- Ost-West-Schub-Frage 734 f.
- Oxford (helvet. Malm) 287.
- Oxfordfauna Préalpes 618.
- Paläozoische Faltung** 32.
- Paragesteine im oberen Maggiagebiet 481.
- Paramagmatismus 75.
- Parautochthon 33.
- Parautochthone Dn. am Aar-M.-N.-Rand 168 f.,
263, 384 f.
- Parautochthone Zonen 385 f.; — Panärahörner
(Ringelspitz) 385; — Flimserstein 385; —
Kammlistock-D. 169, 386; — Griesstock-D.
169, 386; — Hohfaulen-D. 169, 386; —
Lauterbrunnen, Kandertal 440 f.; — Blümli-
alp — Balmhorn 171, 178; — Dents de Morcles
251, 452; — Dents du Midi 454 f.; — Nach-
trag 928 f.
- Paroxysmus der tektonischen Bewegung 880 f.
- Pässe, Torsopässe 800; — Schneidenpässe 799;
— Pässe von Gemmi bis Pas de Cheville 458 f.
- Passive Intrusivgesteine 6, 58, 256 f., 714.
- Passive Verschleppung von Ostalpinem 694.
- Pecopteris Pluckenetii 245.
- Pegmatite 136 f., 484, 780, 922, s. auch Aplite.
- Pencks (W.) Theorie der Gebirgsbildung 886 f.
- Penninisches Deckengebirge 16, 122, 477—587;
— Stratigraphie 477—502; Gebirgsbau 506
bis 587; — Längsprofil 519 Fig. 172; — in
W und E 509, 546; — Phasenfolge 509; —
Tektonik 507 f.
- Peridotit v. Loderio 484 u. a.
- Perm, siehe auch Verrucano; — am Aig.-rouges-
M. 245; — im Helvet. 268; — im Ost-
alpinen (Verrucano u. Porphyri) 722, 739, 749,
751, 755.

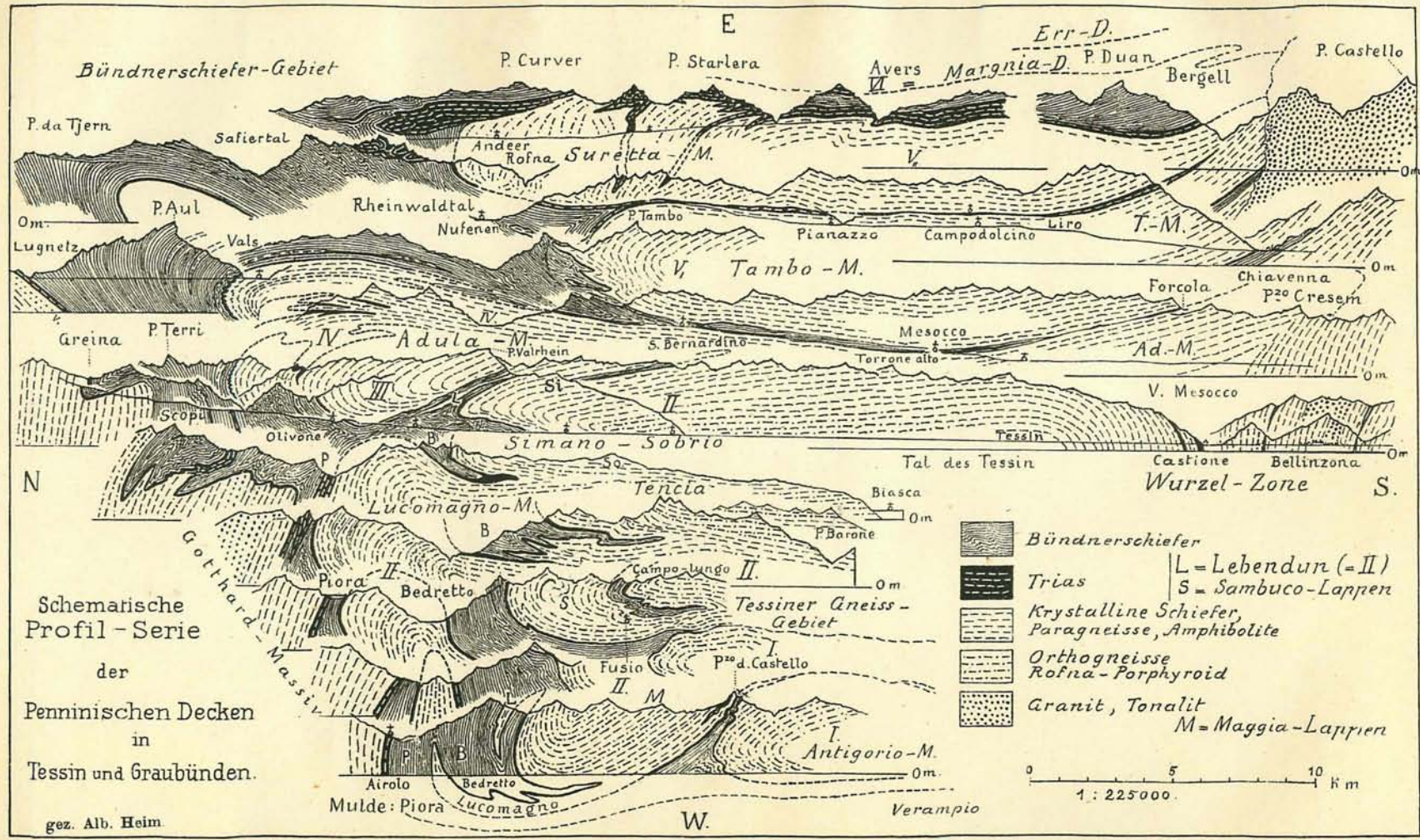
- Permconglomerate 245 f.
 Pertuis d'Aveneyre Profil 614.
 Petrosilex 237 f.
 Phasenfolge, der Deckenbewegungen 43 f., 88 f.;
 — der DM III, 853 f.
 Phengit u. Phengitgneise 481 f.
 Phosphoritlager (Steinbach bei Einsiedeln) 353.
 Pilatus 418.
 Pillon-D. 586.
 Pilzfalte 19.
 Pioramulde 214, 517.
 Plainemorte-D. 449.
 Plastizität 116.
 Plastische Deformation 92.
 Plattamalagranit 789.
 Pliocän im Jura 910 f.; — in den Südalpen 841.
 Ponteganaconglomerat 841, 846.
 Pontskalk 949.
 Porphyre, im Aar-M. 98, 135; — Windgälle
 135; — im Verrucano helv. 269; — Mont-
 Blanc-M. 223; — Aig. rouges 236; — Stave-
 latsch 200 f.; — Rofna 558; — Bergün 739;
 Bernina 707; — Languard-D. 722; — V. del
 Fein 722; — Diavolezza 703, 709; — P. Nair
 789; — Luganensee 59, 824—827 usw.
 Porphyrogerölle in Nagelfluh 891.
 Porphyrit 146, 779.
 Porphyroblasten 101, III.
 Postulat betr. Gebirgstheorien 888.
 Poudingue de Valorsine 240.
 Prägnanz 116.
 Prägung 96.
 Prasinite 60, 499 f. usw.
 Prättigauflisch 495, 496, 587, 759, 760, 762.
 Prättigau, Talbildung 582, 961 f.
 Préalpes 35, 589 f.; — Literatur 591 f.; — Bogen
 639; — Längs- u. Querprofil 667; — Verh.
 zu Klippen 674; — Quertäler 673; — Gipfel-
 flur 674 f.; — nördl. Antiklinalzug 644; — Fort-
 setzung in die Ostalpen 669; — Oberflächen-
 gestaltung 673 f.
 Protogin 138, 221.
 Puntaiglas — Granit 142, 936; — Mulde 177.
 Pygope diphyoides 296 f.
 Pygurussschichten 297.
 Pyrit, im Anthracit (Aproz) 487; — im Quintner-
 kalk 118 Fig. 41; — goldhaltig Gondo 479.
 Quartenschiefer, im Aar-M. 151; — helvet.
 Keuper 273; — Urserenmulde 207; —
 penninisch 494.
 Quarzit, der Trias 151, 492 (laminiert), 538; —
 des Carbon 488 Fig. 163 u. 164.
 Quarzporphyr, s. Porphyre.
 Quellen, aus dem Aar-M.-Mantel 940; — im
 Muottatal 416; — im Kandertal 431; — in
 Ostgraubünden 813 f. u. a.
 Querbruch (Querverschiebung) 28; — im Säntis-
 geb. 367 f.; — am Murgsee 392; — Mithen
 661; — Nüschelpaß 646; — Rawyl 444.
 Querfaltung 48; — Berninapaß 713, Taf. XXXII A;
 — scheinbare am S. Bernardino 551; — in
 der Schamser (Margna-)D. 571; — im Bogen-
 innern 725, 873, 953.
 Querflexuren 511, 520, 529, 963.
 Quergliederung der Alpen 874—876.
 Querkämme und Pässe im Bündnerschiefergebiet
 581 f.
 Querprofil der Fazies der helvet. Kreide 315.
 Quertalintergründe im Autochth. 185, 458.
 Quertallinien (alte) 70; — im Gotthard-M. 217.
 Quetschzonen 94 usw.
 Quintnerkalk 118, 287.
 Räderten-D. 263, 265, 408.
 Radioaktivität 964.
 Radiolarit (Hornstein, Feuerstein, Silex) 502,
 503, 567 f., 620 Fig. 192, 653, 655, 749, 837 f.
 Ragazermarmor 356.
 Rämsibreccie 615, 619.
 Randseen 431.
 Rauhacke (Zellendolomit, Cornicule) 273.
 Rawylbruch 444.
 Regionalmetamorphose RM 75, 114, 850 f., 859.
 Reibungsbreccie 90.
 Rhät, im Aar-M. 151; — in helvet. 274; —
 penninisch 494; — in Préalpes u. Klippen 601 f.;
 — in S-Alpen 833.
 Rhätikon 757; — Literatur 757 f.; — Erkennt-
 nisgesch. 758; — Gesamtbild 758; — Längs-
 profil 762 Fig. 234; — Flyschbasis 760; —
 Deckenfolge 760.
 Rhätisch (Name) 638.
 Rhätische-Dn. 545.
 Rhonegletscher im Juragebirge 894.
 Rhonequertal tekt. Profil 250 f., 648.
 Rhonetal in Ketteneinknickung 649.
 Riegel 903, 939.
 Rigihochfluhkette 417.
 Rigischichten („Rigian“) 352.
 Rigitektonik 893.
 Rofnaporphyr 559 f., 956.
 Romanisches Deckengebirge (Préalpes u. Klippen)
 589; — Einleitung 589; — Dreiteilung 590;
 Stratigraphie 592—635; — Tektonik 636; —
 Umgrenzung 639; — Faltenzüge der Préalpes

- 643; — Rhonedurchschnitt 648; — Breccien-D. 650; — Simmen-D. 652.
 Roseg (Piz) Deckengrenze 705.
 Rothorkristallin (Arosergeb.) 752.
 Rötldolomit, Aar-M.-Mantel 151; — Fossilien 151; — helvetisch 273; — penninisch 493.
 Rotomagien 316.
 Roveredo, Gneiszone 541.
 Rozbreccien 792
 Rubli-Gummifluh-Aufbruchzone 647.
 Rückfaltungen Suretta-D. 558, 956 f.
 Rückläufige Talboden u. Terrassen 581, 896.
 Rücksichtslosigkeit der Talbildung 68, 397, 416, 581, 797 u. a. m.
 Rückwärtsdurchschneiden von Talwegen 575 f., 582.
 Rückwärtserosion 72.
 Ruinenbildung 66.
 Rutschbreccien 90.
 Rutschflächen 83.
- Saasberg** (Stirnfältelung der Verrucano-Dn.) 393 f.
 Salvergestein 704.
 Salvatore-Synclinale 844.
 Salzbohrungen 907.
 Sambucoteillappen 512 f.
 Säntis-D. 263, 265.
 Sasselbo 722 u. 724 f.
 Sattelzone (Zone des Cols) 461—467.
 Sax-Schwendi-Bruch Taf. XVII D., 367—369.
 Scaglia 839.
 Scesaplana 764.
 Schamser (= Margna-)D. 545, 569 f., 611.
 Schamser Schuppenzone 571.
 Schanfigg 582, 688 usw.
 Schanfiggerschiefer 495.
 Scheitellinie (tektonische) der Alpen 72.
 Schichtbiegungen 3, 77 usw.
 Schieferkohlen 897 f.
 Schiltgruppe 305.
 Schilthorngruppe 438.
 Schiltschichten 153, 287.
 Schistes ardoisiers (Préalpes) 619, (Vernayaz) 241.
 Schlierensandstein 355.
 Schlingüberschiebung 727, 773.
 Schrattenfluh 419.
 Schrattenkalk 302.
 Schub-D., Schubfalte 21.
 Schubrichtung 25; — Sasselbo 679, 724 f.; — allgemein 865—869.
 Schulser (Tarasper-) Gneiszonen 789.
 Schuppung im Aar-M. 181, 922, 932.
- Schürflinge 23, 44; — Granite in Rhätikon und Unterengadin 712; — in Flysch N-Randzone 468—472; — der Schamser-D. 352, 568 f., 570, 679 usw.
 Schwarz-Mönch 924.
 Schwere und Deckenbau 53.
 Sedimentbrücke über Aar-M. 176—179.
 Seeabsätze (moderne) 905 f.
 Seeigel deformiert 87.
 Seen, Randseen 431, 847; — E-Graubünden 802.
 Seengebirge (insubrisches Geb.) 542, 847 usw.
 Seeschlammabsätze 905.
 Seewerkalk 313 f.
 Seewerschiefer 315.
 Sekretionsfaden 82, Taf. IV u. V, Fig. 37.
 Sella-D. 701.
 Senon im helvet. 317.
 Serizitbildung 106, 917.
 Serizitgneise, Urseren 193.
 Serizitschiefer (Serizitquarzit) 134.
 Sernifit 270.
 Serpentin (inkl. Topfsteine) 137, 194, 203, 482 f., 502, 545, 553, 565, 567, 568, 696, 749, 750, 795.
 Siderolithe 337.
 Sigriswilergrat 419.
 Silbern-D. 263, 404.
 Silvretta-D. 20, 35, 680, 692 f., 739; — Sedi-
 mentprofil 740 Fig. 228; — Deckennatur 742;
 — Mesozoicum an der Scesaplana 764.
 Silvretta-M. 773; — Gesteine 775; — Aplite
 u. Pegmatite 780; — Biotitgneise 776; —
 Kontaktgest. 780; — Gesteinsanalysen 781; —
 Glimmerschiefer 777; — Granite 778; —
 Orthogneise 777; — Porphyrite, Diabase 779;
 Silvrettakristallin-Lagerung (Fächer) 784; —
 N-Rand 774 f.; — W-Grenze 739; —
 Silvretta-Schling-Oetztaler-D. 727, 785.
 Simmen-D. 590; — Ophiolit u. Radiolaritzone
 653; — Vorkommnisse 652.
 Simplontunnel 21, 507; — Profil 523, Taf.
 XXIII 6.
 Sinuataschichten 303.
 Soja (Val)-Gneis 520.
 Sorescia (Sella-)Gneis 195.
 Spilit 59, 567, 750.
 Splügenmulde 553.
 Splügentunnel-Projekt 557.
 Spongite 835.
 Stadschiefer, s. Globigerinenschiefer 340.
 Stamm-D. 22.
 Staubs Profile Ostalpen XXXV, 888.
 Staurolithkristalle Pizzo Forno 481 Fig. 161.

- Steinsalz u. Gips, Bex 275, 466; — penninisch 949.
 Stirngewölbe der Decken 22; — Axen-D. 409 (Taf. XVIII); — Campo-D. 692, 730, 736; — Drusberglappen 411; — Räderten-D. 410; — (Karte) 879 usw.
 Stirnklappen (pennin. Naret) 515.
 Stockhorn-Schwiedenegg-Profil 609.
 Stoß (Säntis) 363.
 „Strain“ und „Streß“ 84.
 Stratigraphie der Dn. Übersicht 869.
 Streichen schwankend 679.
 Streichen, im Adulagebirge 550; — Kreuzend 679; — im Luganesegeb. 844; — Südalpen 818.
 Streifengneis 200.
 Strömung im Festen („flow“, „flowage“) 93.
 Stufung d. Täler 67, 630, 800.
 Südalpen 817; — Altkristallin 819; — Carbon 821; Porphyre 823; Stratigraphie 828 f.; — Tektonik 842; — Durchtalung 847.
 Südrand d. Altkristallin und der Alpen 845.
 Sulzfluh u. Sulzfluh-D. 746, 763.
 Suretta-D. 557; — Nachträge 956, 958.
 Syenite 62, 141, 709.
 Synclinalzonen s. Mulden.
Tabio-Marmorzug 542.
 Talbildung 183, 397, 416, 417, 458, 523, 551, 576, 582, 797, 847, 961, 963.
 Tambo-D. 553; — Gesteine 553 f.; — Äquivalenz mit W 554 f.
 Tarasp, oberer und unterer Bündnerschieferzug 792; — oberer und unterer Gneiszug 773, 787.
 Tasnagränit 789.
 Tasnatunnel 21, 789.
 Taspinitgränit 570.
 Tauchen, der Dn. 22; — der Dn.-Stirnen 406, 421; — Melchtal 423; — auf Naret 516 f.; — der Breccien-D. im Chablais 650; — der Breccien-D. bei Zweisimmen 651; — der helvet. Dn. 261, 265; — Mte. Rosa 533 usw.
 Tavetscher Zwischen-M. 174, 199, 202, 935 f.
 Taveyannazgestein 61, 154, 345, 587, 849.
 Teggiolmulde 514 f.
 Teildecken 22.
 Tektonische Gliederung der Alpen, Übersicht 38.
 „Tektonische Moränen“ 428.
 Tenciallappen 512 f.
 Tertiär — Eruptiva 61; — am Aar-M. 153; — am Aig. rouges-M. 248; — helvet. 323—360; — penninisch 503; — in den romanischen Dn. 629; — in den Südalpen 840.
 Terrassen und Talstufen 67, 800 u. a. m.
 Tessinergesteine 479, 480, 484.
 Tessinergneisregion 512, 950—56.
 Tessiner-Haupttäler 524.
 Texturen und Absonderungen im Zentralgranit 258.
 Theorie — der Alpenstauung 54, 685, 886—88, 964—66; — der DM 115.
 Thermen, Außenzonen 472; — v. Pfäfers 474; — Lavey 476; — Leukerbad 476; — in den Préalpes 672.
 Thetis 26.
 Tiefenzonen der DM 113 f., 857—859.
 Tiefgang der Faltung 51, 803—806, 872.
 Tithonkalk (Châtelkalk) 153, 288, 621, 623, 657.
 Tonalit 62, 64.
 Topfsteine 483; s. auch Serpentin.
 Toralp-D. 263.
 Tours Sallière 454.
 „Traineau écreuseur“ 22 usw.
 Transgressionen 869 f.; — der Trias 491, 492; — des Bündnerschiefer 499; — der Couches rouges 626 f.; — des Gault auf Schrattekalk 309; — des Flysch 506; — des Eocän 341; — des Oligocän 348 u. a. m.
 Transgressions-Diskordanz 124.
 Transversalschieferung 81.
 Transversalverschiebungen s. Querbruch.
 Tremolaserie 195 f.
 Trias, am Aar-M. 151; — am Aig.-rouges-M. 246; — im Helvet. 272; — penninisch 491; — in den roman. Dn. 594 (mit Tab.); — Südalpen 828; — im Ostalpin 740.
 Troskalk 287.
 Trütlisberg Deckenschuppen 586.
 Tschingelkalk 301.
 Tubang-Einwicklung 450.
 Tuorsbach Bergün 813.
 Turon helvet. 313.
 Turrilitenschichten 313, 314.
 Turrilit Bergeri 314 Fig. 82.
 Twirrenschichten 312.
Überfaltung 13, 21.
 Überlagerungen helvet. Dn. 378, 383 f., 387 f., 393, 403, 406, 411, 417, 442 u. a. m.
 Überliegende Falte, Bezeichnung der Teile 8 f.;
 Überschiebung 9, 13 f., 21, 24 f. usw.
 Überturrilitenschichten 314.
 Übervorschiebung und Untervorschiebung 741 Fig. 229.
 Ultrahelvetische Dn. 261, 267, 449; — Klippen auf der Wildhorn-D. 451; — am Préalpes-N-Rand 468.
 Umformung s. Deformation.
 Umgeformte Gerölle und Petrefakten 86.
 Umkehr der Lagerung 5, 9, 13 usw.

- Ummineralisation Dm 99.
 Untere Kreide, helvet. E und W 293—295;
 — roman. Dn. 624.
 Unterengadiner-Dolomiten 691; — Oberbau und
 Unterbau 733; — NW-Rand 735 f.
 Unterengadinerfenster 786.
 Unterostalpine Dn. 35, 698; — Gebiet der Kerne
 und der vorgeschobenen Sedimente 690; —
 Teilung in Einzel-Dn. 699.
 Unterostalpine Gerölle in Mesozoikum und Tertiär
 715 f.
 Untersimmentaler Profil 648.
 Untervatzer Marmor 87, 384.
 Urirotstock 421.
 Urnersee, beidseitige Profile 422.
 Urseren-Garvera-Mulde 199.
 Urserengneis 144.
 Urserenmulde 205 f.; — an der Furka 207; —
 — auf Nadils 208, 210 f.
 Urserenzone 193.
 Valangien — helv. 296, Taf. XVI, Fig. 107, 377 f.,
 Fig. 114, 115, 404 f., 420, 426.
 Valangienkalk (helvet.) 296.
 Valangienmergel (helvet.) 297.
 Valorsinekonglomerat 240.
 Vanilnoir-Stockhornzone 645.
 Variolit 567, 750.
 Verampiogranit 511.
 Verdichtung durch DM 105.
 Verkehrtchenkel 362, 389, 508 f., 538, 658, 677,
 723, 741 f., 755, 784, 929 usw.
 Verrucano, am Aar-M. 150; — Eruptiva 269;
 — Abänderungen 270—272; — zwischen
 Vorderrhein u. Walensee 387—407, (Taf. XVIII);
 — wurzelnahe Komplikationen 394, 935; —
 der Err-D. 703 f.; — der Languard-D. 772;
 — der Campo-D. 739 (Bergün).
 Verwerfung v. Lugano 843.
 Verwitterungsabtrag s. Abtrag.
 Vesuvianfels (P. Lunghino) 568.
 Vierwaldstättersee 431 Fig. 143.
 Vorläufer der Bewegung 42, 880.
 Vorschieben der höheren Glieder 28, 771.
 Vraconnien 313.
 Wagetenkette 412, 966.
 Wangschichten 318, 352, 357 f., 426 f.; — am
 Klingenst. 319; — N Fährern 946.
 Wärme bei DM 119.
 Wasserberg 404.
 Wasserscheide, (Haupt-) der Alpen 72; — Nord-
 see-Mittelmeer 797.
 Wiggis 408.
 Wendenkarbon 162, 930.
 Wildbäche im Bündnerschiefer 580 f.
 Wildflysch 349 f.
 Wildhorn-D. 261, 267, 443.
 Windgällenfalte 6, 168, 170.
 Wurzeln d. helv. Dn. Rhönental 452.
 Wurzelzone — Claro—Bellinzona 541; — Poschi-
 avo-Veltlin 677, 692, 717, Taf. XXVII u. a. m.
 Zementfabrik Chiasso 840.
 Zementsteinschichten 287 f., 404 f., 453, Taf. XVI.
 Zentralmassive 15—56; — Aar-M. 126—187;
 918—938; — Aig. rouges und Arpille 232
 bis 249, 942 f.; — Gotthard-M. 189—219; —
 Mt. Blanc-M. 219—228; — autochthone 122, 255.
 Zone, von Ardez 787; — axiale 531; — Briançonnais
 531; — des Cols 279 f., 350, 444, 461; — Grand
 Combin 527, 537; — P. d'Esen-Ortler 732 f.;
 — subalpine Flysch-Zone 351; — houillère
 531; — interne et externe des Préalpes 350 f.
 Zoophycos (Canellophycos) 611, 612 Fig. 189.
 Zugrisse 85.
 Zusammenfassende Darstellungen über Deckenbau
 17 u. 850.
 Zusammenfassungen 133, 255, 521, 642, 850;
 — Bewegungsrichtung 865; — Axiale Höhen-
 schwankungen 876; — Metamorphose 850
 bis 862; — Stratigraphie der Decken 869;
 Tekton. Geschichte 882.
 Zusammenschubbetrag 49.
 Zweigdecke 22.
 Zwillingbildung 107.
 Zwischenbildungen (Aar-M.-Mantel) 150, 157.

gmp



Schematische
Profil - Serie
der
Penninischen Decken
in
Tessin und Graubünden.

gez. Alb. Heim

Alb. Heim, Geologie der Schweiz.

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

N.
Hohwänghorn 3482

Zmutt-Tal

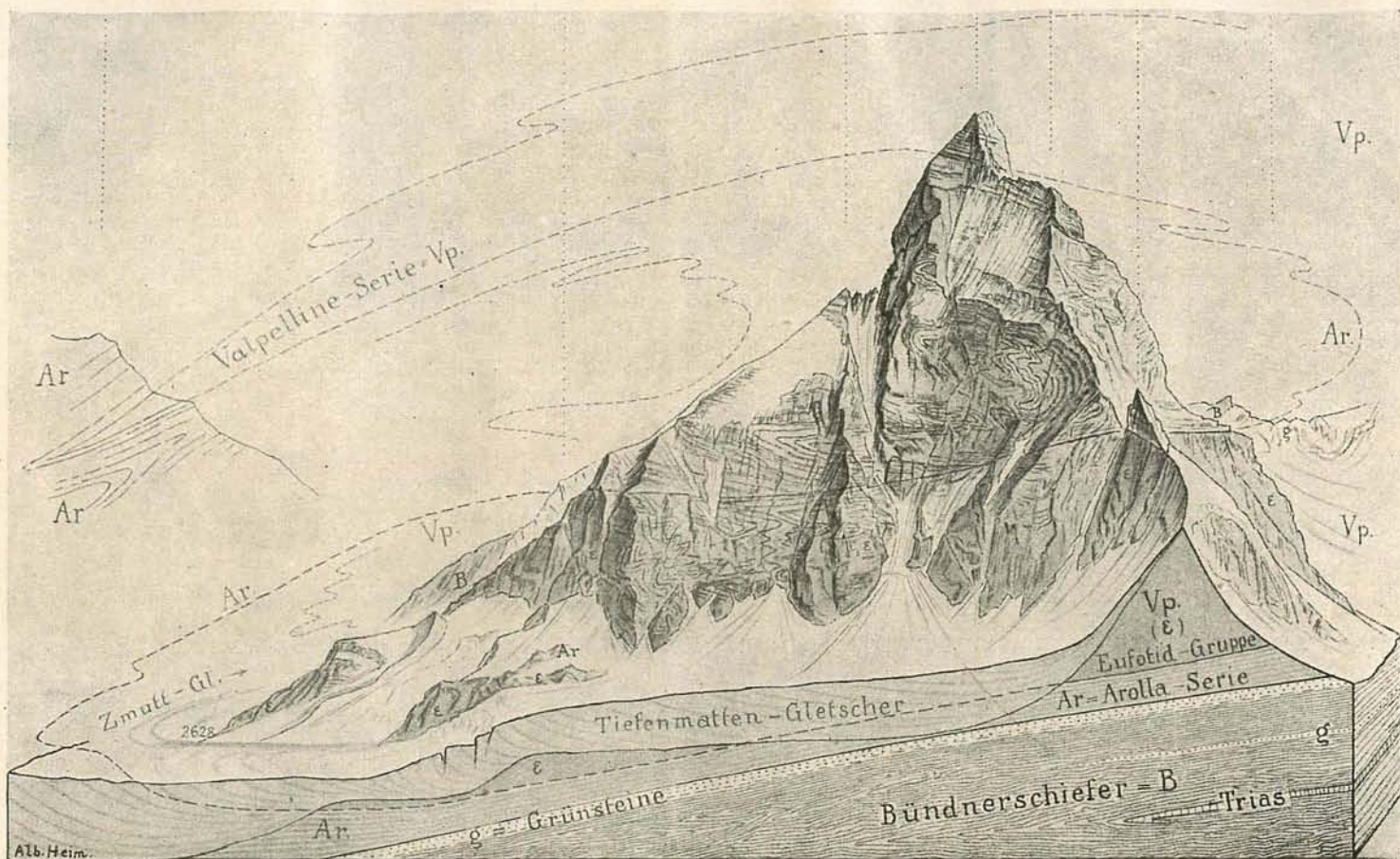
Matterhorngletscher

3903

Matterhorn
4505 Pic Tyndall
Lion 3723

Breuiljod

S.



DAS MATTERHORN (MONT CERVIN), EIN GLIED DER DENT BLANCHE-DECKE,
gesehen von der Dent d'Hérens, gezeichnet nach Photographie von Sella und nach dem Relief von X. Imfeld in geolog. Bearbeitung durch E. Argand.

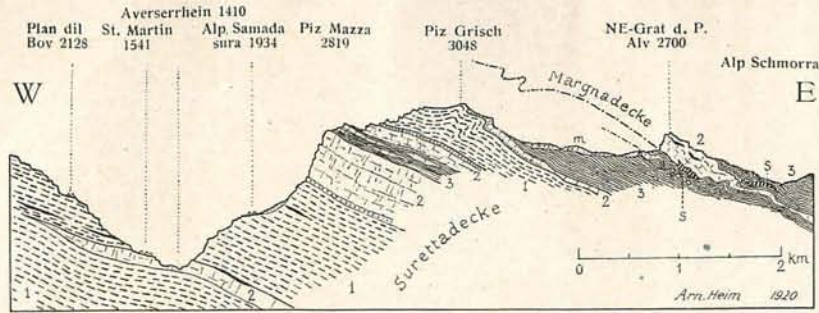


Fig. a. Längsprofil durch den Piz Grisch 1:75000.
Bezeichnungen wie in Fig. c.

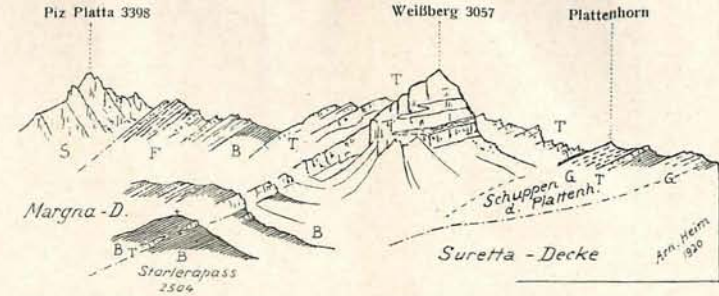


Fig. b. Das Längsprofil der Margnadecke im Avers, skizziert von NNW (Starlerapass). G=Gneiß, T=Trias vorwiegend Marmor, B=Bündnerschiefer (Lias), S=Serpentin etc., F=Flysch. Axenfallen=20 bis 45° nach NE.

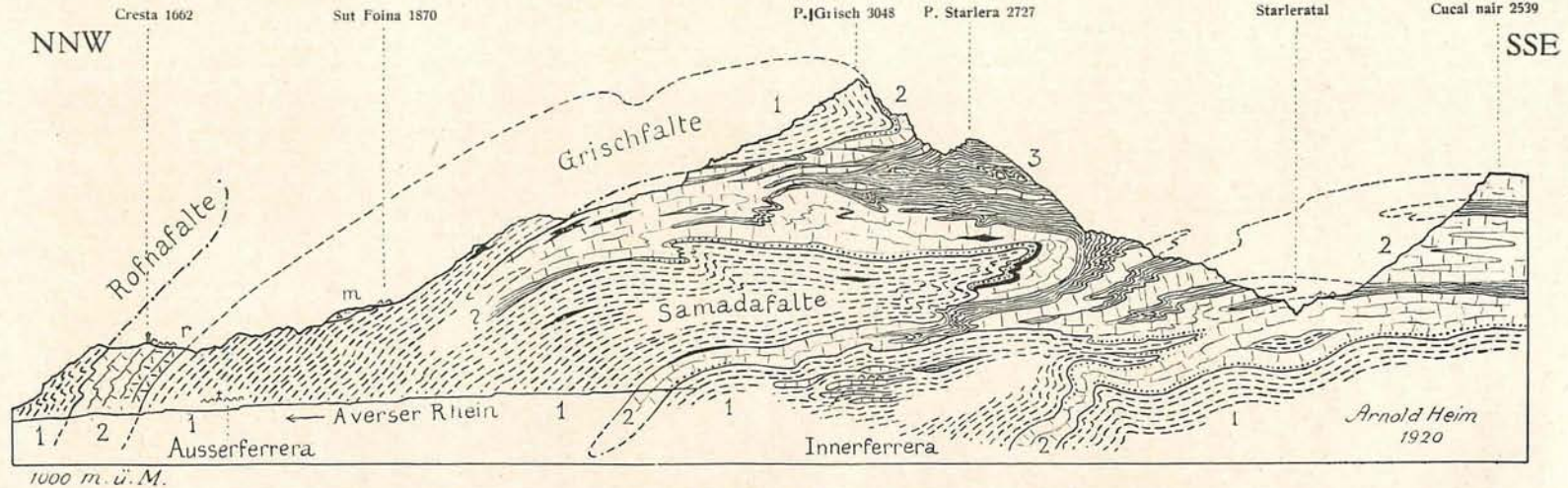


Fig. c. Querprofilsskizze durch den Piz Grisch (Starlera) 1:40000.
1=Rofnagneiß, 2=Trias, vorwiegend Marmor, punktiert=Quarzit, r=Rauhwaacke, schwarz=Eisen u. Mangan-Erz, 3=Bündnerschiefer, m=Moräne.

N.

Averser Weißberg
3057 mP. Forbisch 3267
(Gipfel hinter dem Weißberg)P. Platta
3398Berclafurka
2912

S.



Alb. Heim, Geologie der Schweiz. Bd. II.

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

Cresta-Avers

AVERSER WEISSBERG und PIZ PLATTA, gesehen vom GROSSHORN, 2777 m.

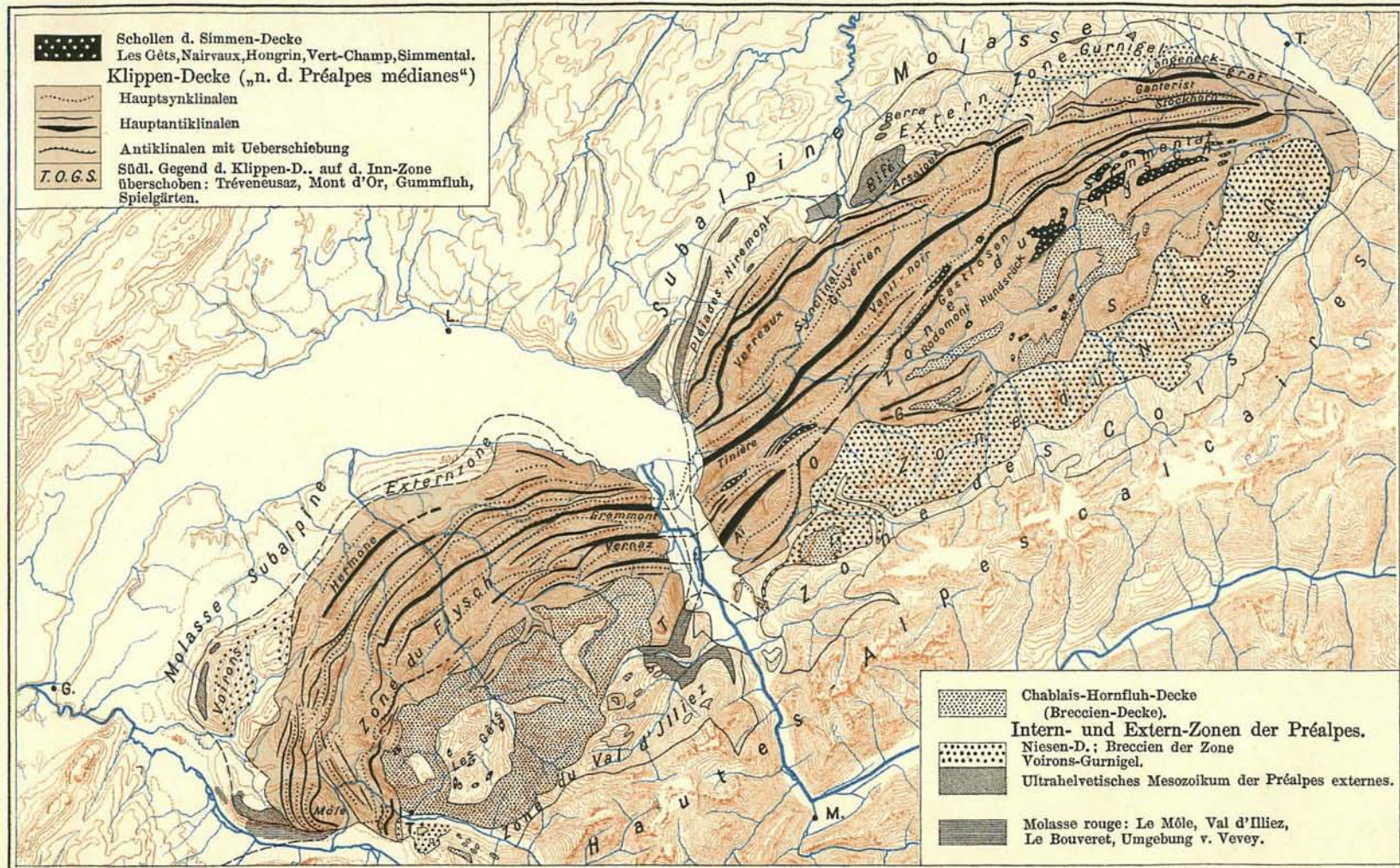
Phot. v. Arnold Heim, 12. III. 1920, 6^h pm.

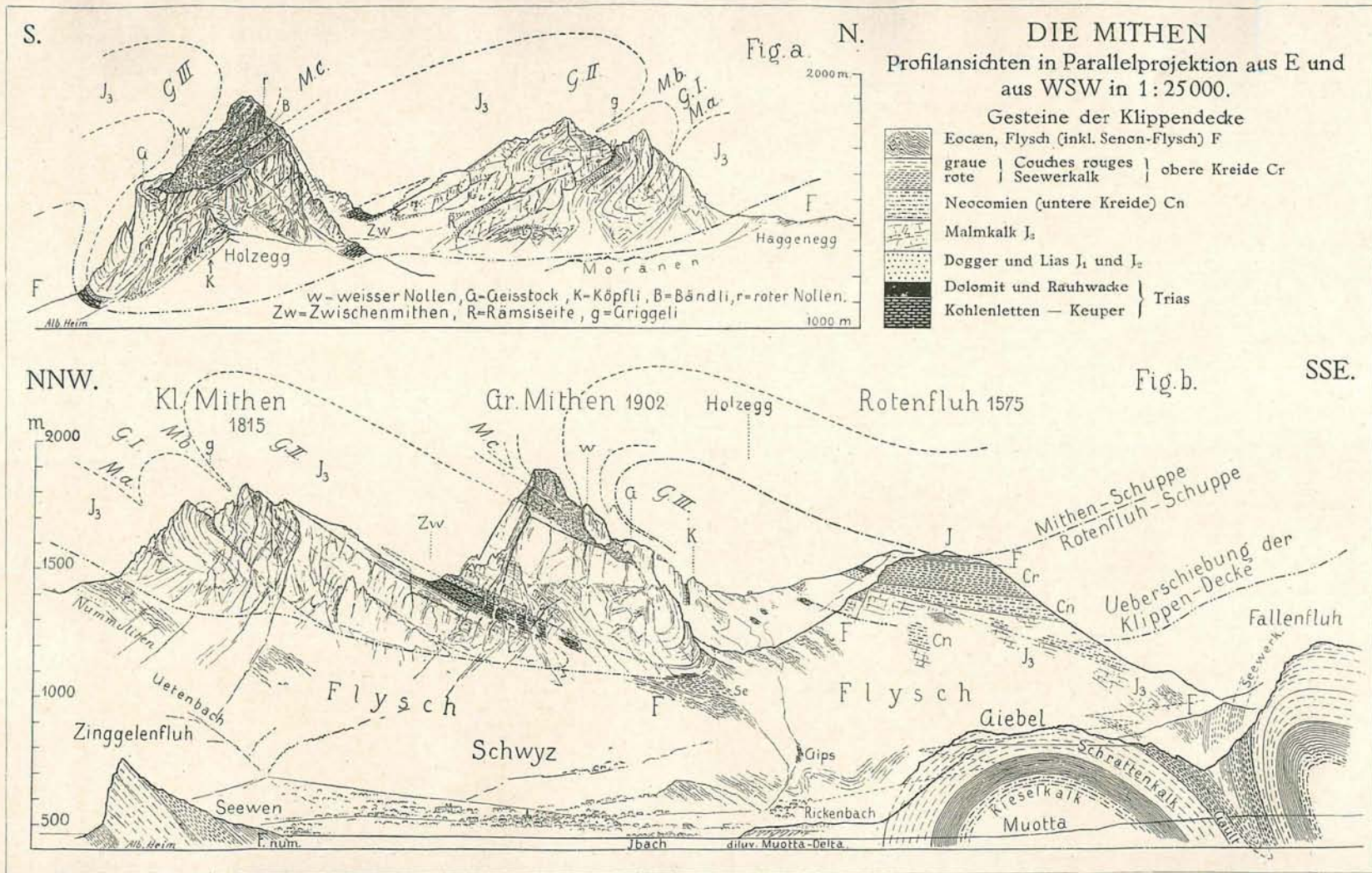
B = Bündnerschiefer der Surettadecke; G = Gneißschuppen des Plattenhorn; T = Triasmarmore des Weißberg, am rechten Bildrand auskeilend;
 F = Flyschzug des Piz Forbisch (Oberhalbstein) O = Ophiolite (Serpentin) des P. Platta. X—X—X = Überschiebungsläche der Margnadecke.

Tektonische Karte der Préalpes

zusammengestellt von Alph. Jeannot 1919—1920.

Taf. XXX





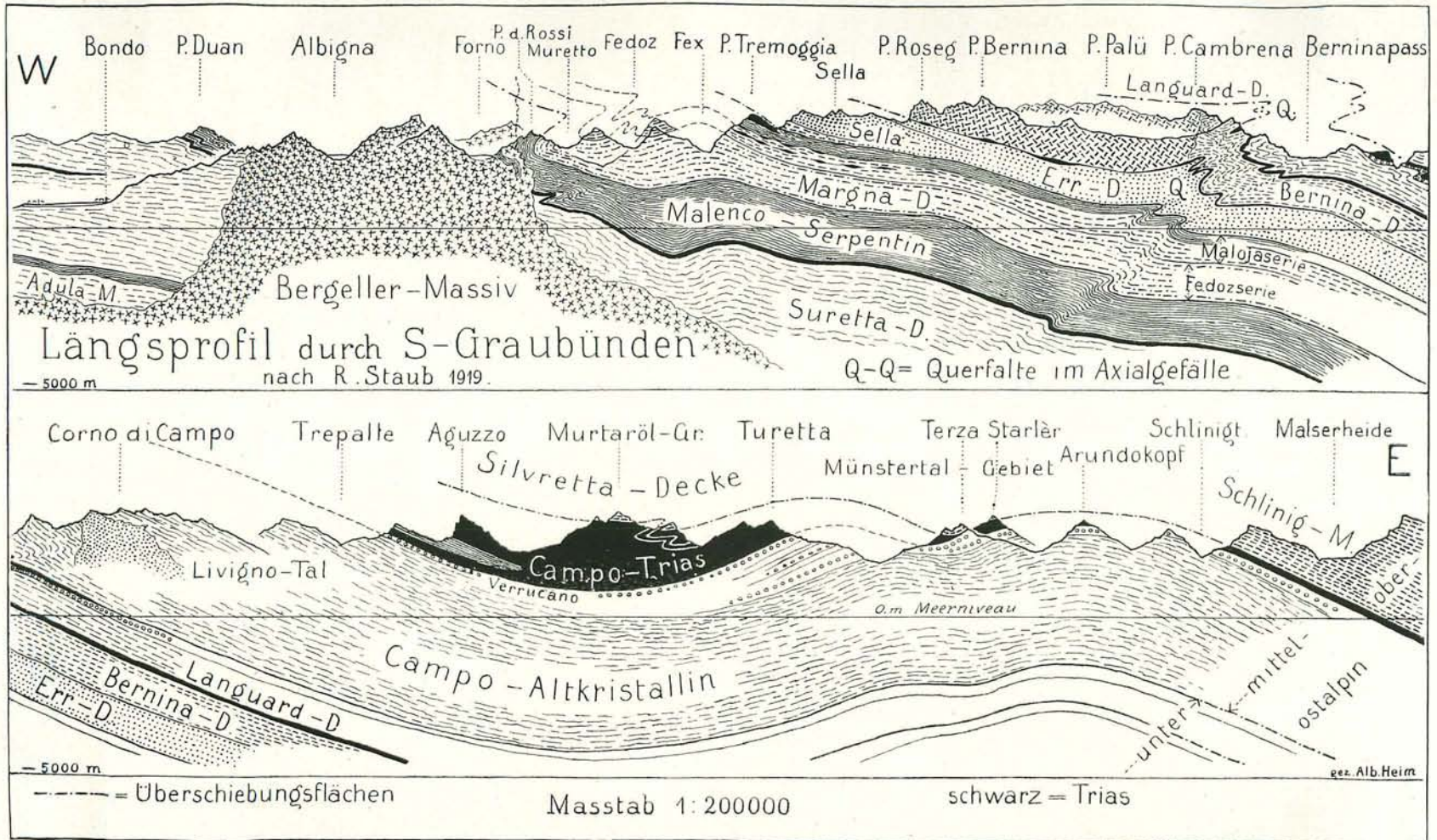


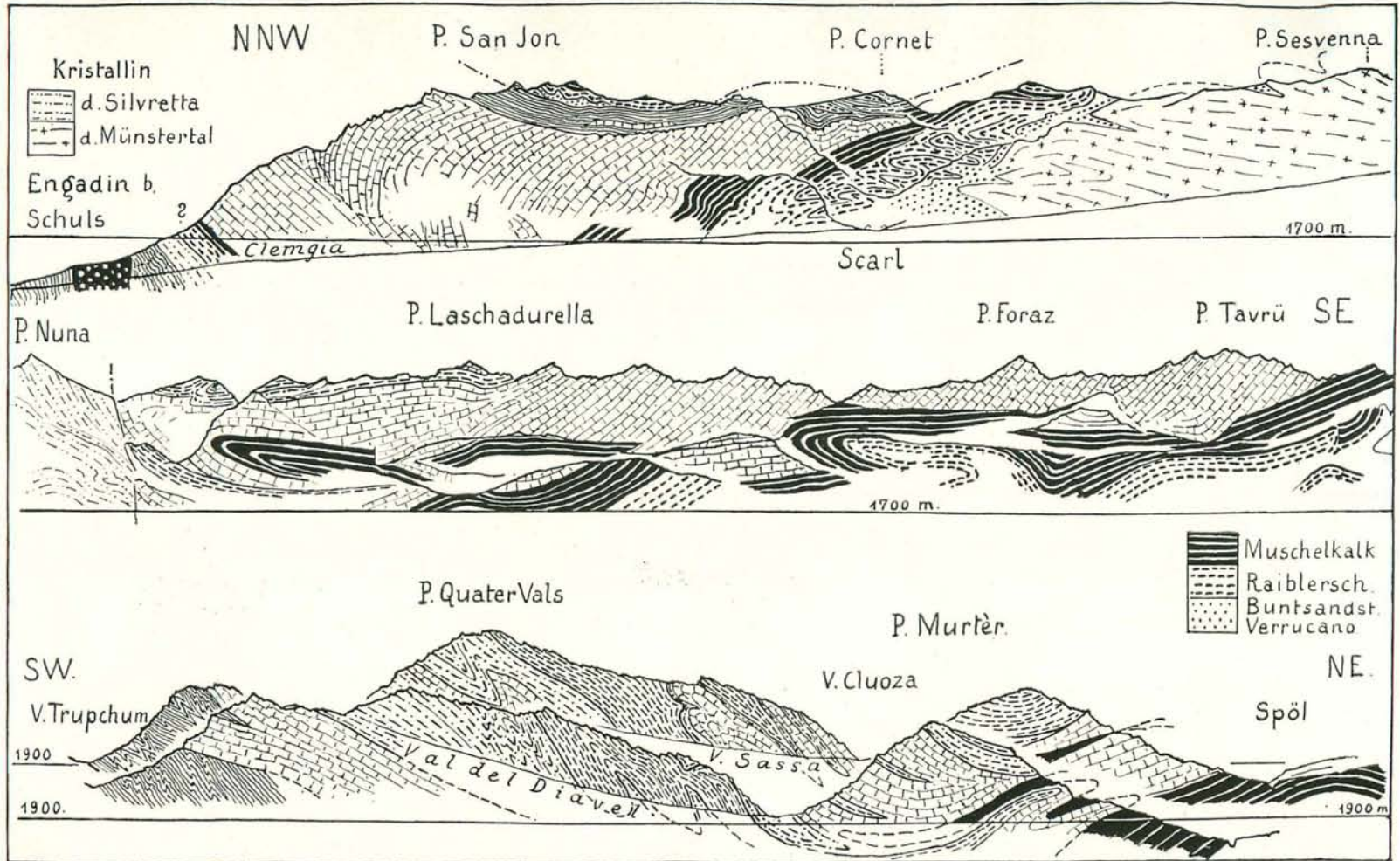
Alb. Heim, Geologie der Schweiz. Bd. II.

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

DER PIZ BERNINA, 4055 M. VOM DIAVOLEZZA-PASS

Aufnahme Photoglob-Zürich



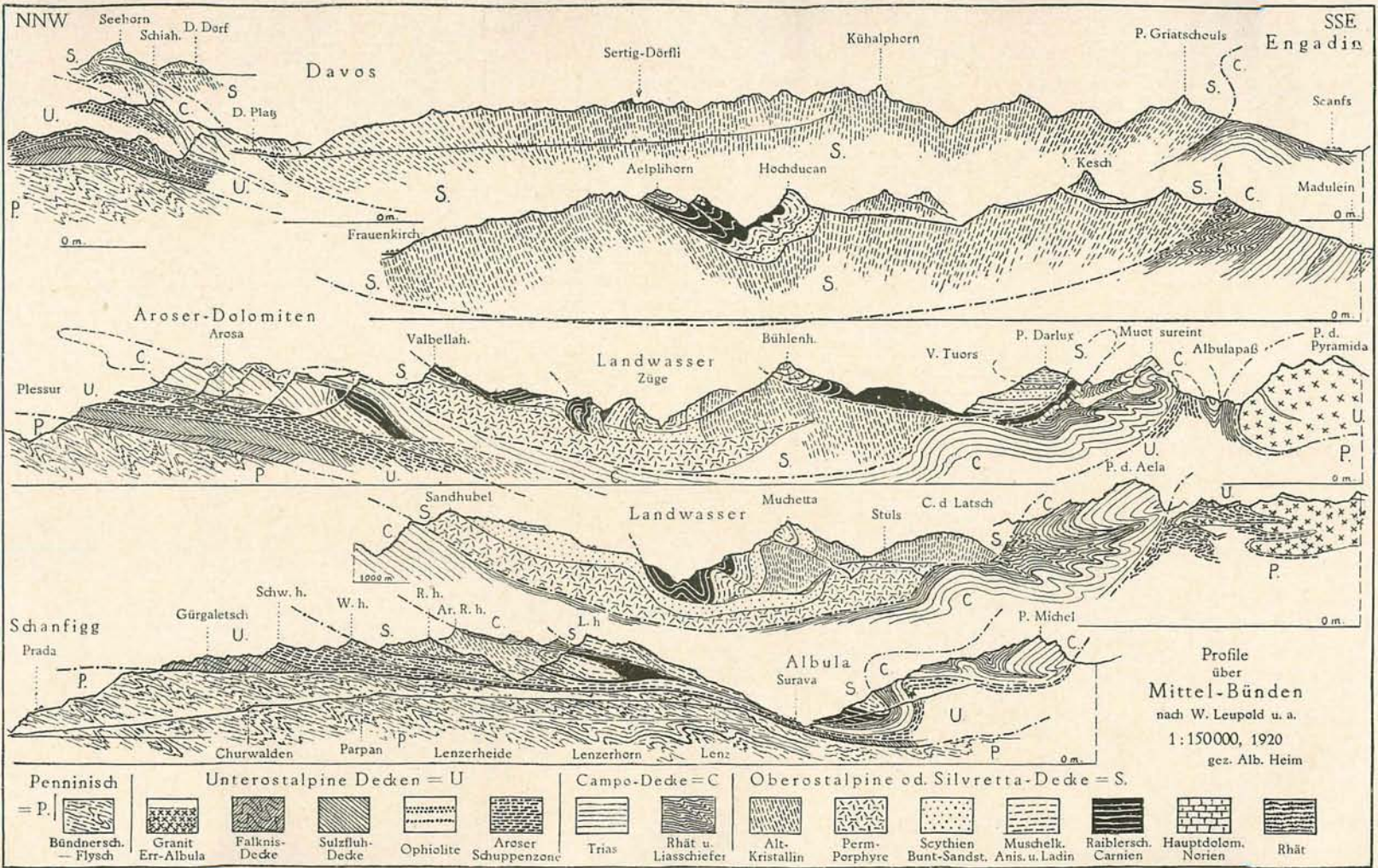


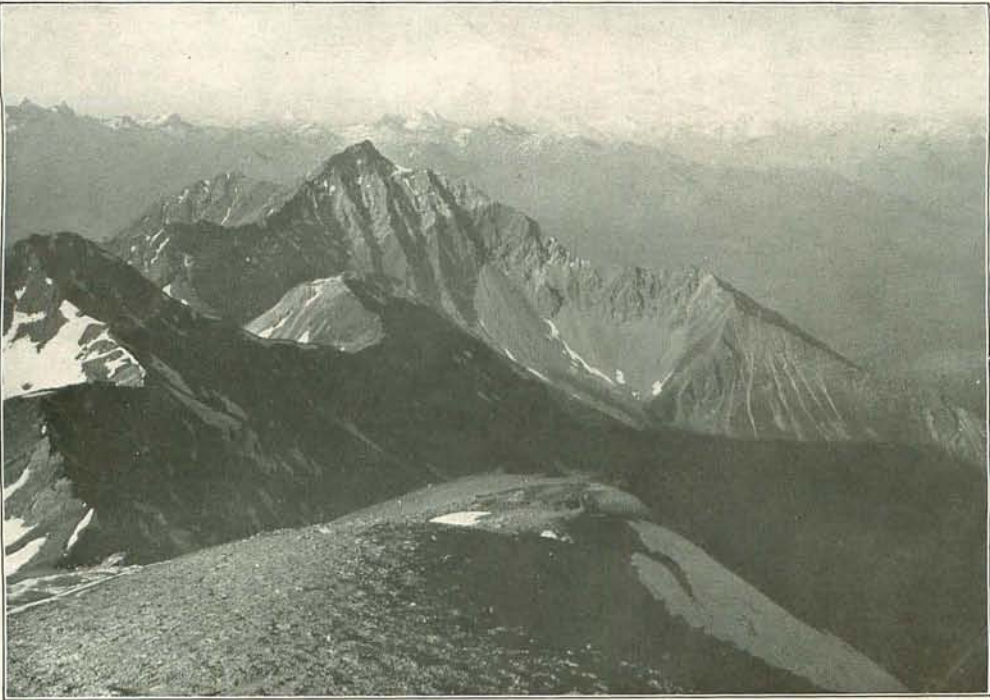
Alb. Heim, Geologie der Schweiz. Bd. II.

Hauptdolomit
 Grenzhorizont
 Rhät
 Lias
 Malm

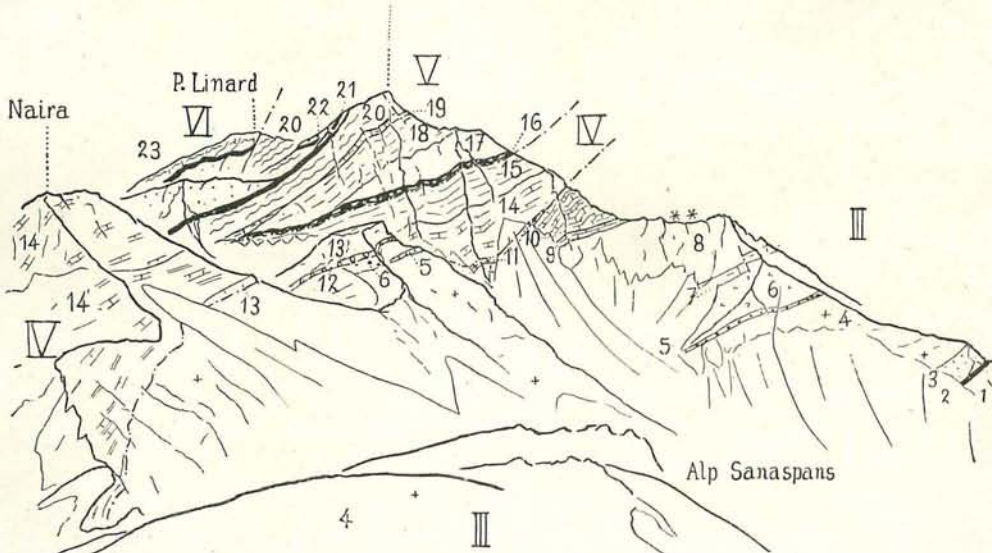
Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

Profile aus den Engadiner-Dolomiden, 1:60000, nach Spitz und Dyhrenfurth





Lenzerhorn vom Arofer Rothorn



III. Rothornschuppe.

1. Dolomit.
2. Campilerfichten.
3. Buntlandfein.
4. Rothornkristallin.
5. Quarzporphyr.
6. Tuffogene Konglomerate und Buntlandfein.
7. Muschelkalk.
8. Ladinien (Arlbergkalk-Arlbergdolomit).
9. Profantofschichten.
10. Alteindolomit.
11. Oberter kristalliner Keil des Rothornkristallins.

IV. Zone der Arofer Dolomiten.

12. Basale Hauptdolomitbreccie.

13. Hauptdolomit Miez-Schafrüden.

14. Köffenerschichten.
15. Lias.

V. Verkehrte Lenzerhorngipfelschuppe.

16. Raibler.
17. Arlbergdolomit.
18. Arlbergkalk inklusive mittlere Rauhwaacke.
19. Oberer Muschelkalk.
20. Unterer Muschelkalk.
21. Campilerfichten.
22. Buntlandfein.

VI. Muleinschuppe.

23. Muschelkalk.

LENZERHORN

Geologisch nach R. Brauchli, vergl. Heim-Festschrift S. 399 Vjchr. n. G. Zü. 1919

SSW.

NNE.
Lugano

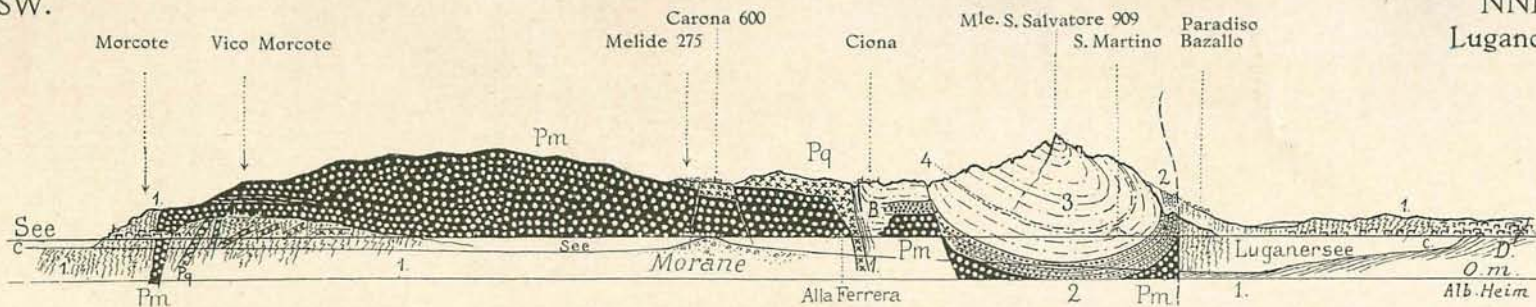


Fig. A: Profilkizze längs der San Salvatore-Halbinsel. 1:50000 nach G. B. Escher, verbeffert.

C-C = Ceresio (Luganersee) 271 m
D = Delta des Cassarate
B = abgefunkene Dolomitrippe

4 = Grenzbitumenzone
3 = Salvatore- (Schlern-) Dolomit
2 = Campilerfschichten

Pq = roter Quarzporphyr
Pm = schwarzer Porphyrit
1 = Krytallines Grundgebirge.

N.

S.

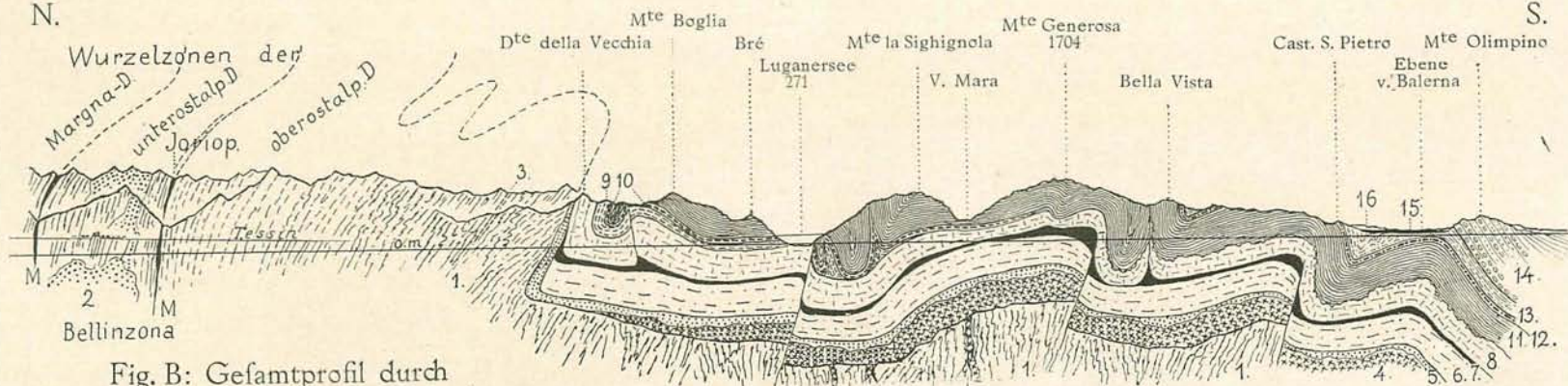


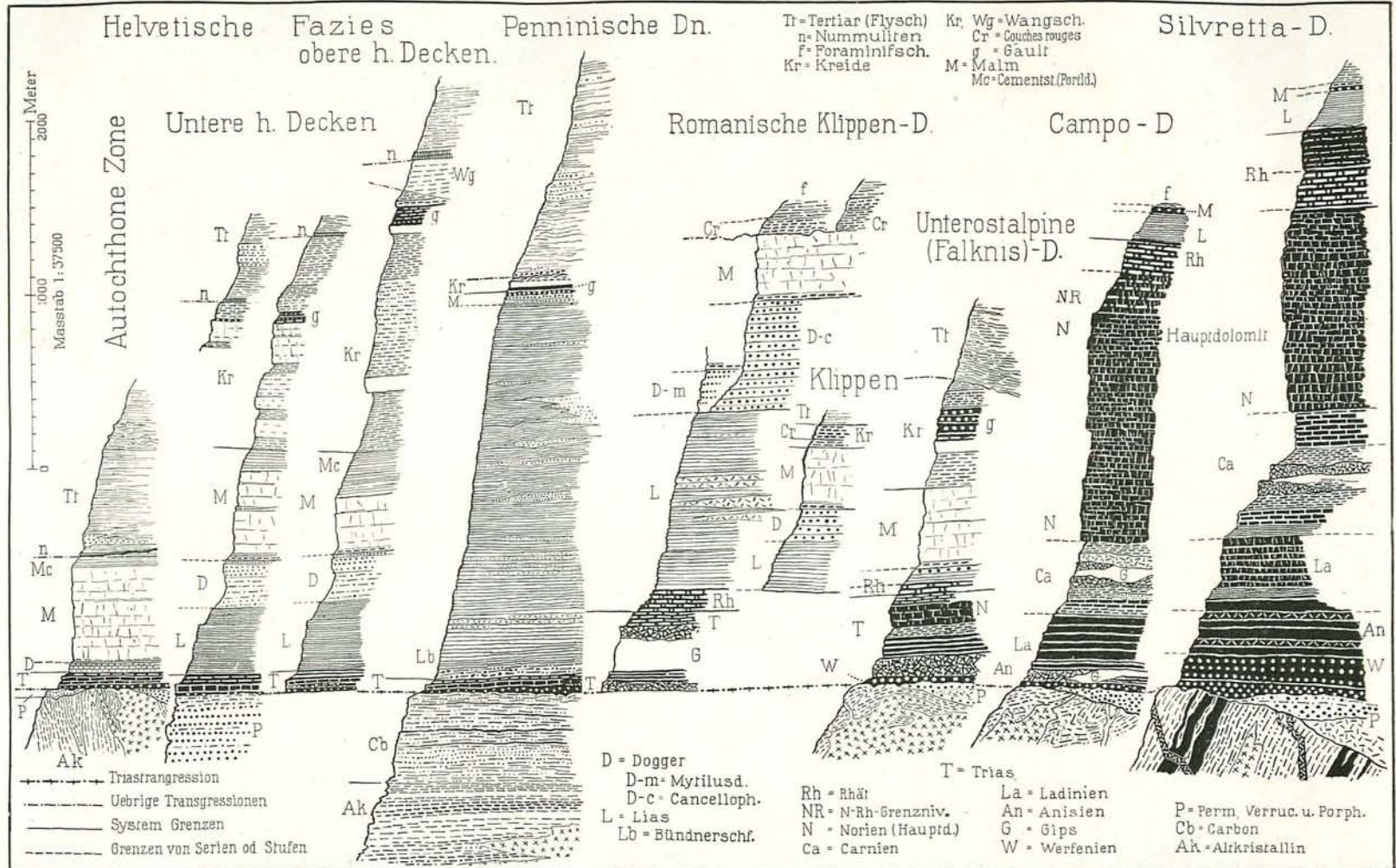
Fig. B: Gesamtprofil durch die südlichen Tessiner Alpen östlich des Bruches von Lugano, 1:200000.

Bei Bellinzona nach R. Staub,
das Übrige nach Alb. Frauenfelder.

M = Mesozoikum der Wurzeln
1 = Altkristallin
2 = tertiärer Tonalit und Granit
3 = Garbon Valle di Colla
4 = Porphyrit und Porphyr
5 = Bunttandstein

6 = Schlern und Mendola-Dolomit
7 = Raiblerfschichten
8 = Hauptdolomit
9 = Rhät
10 = Conchodon-Dolomit
11 = Lias

12 = Dogger und Malm
13 = Scaglia und Flysch
14 = Molasse
15 = Pliocän
16 = Diluvium



ÜBERSICHT DER STRATIGRAPHIE DER HAUPTSÄCHLICHSTEN DECKEN

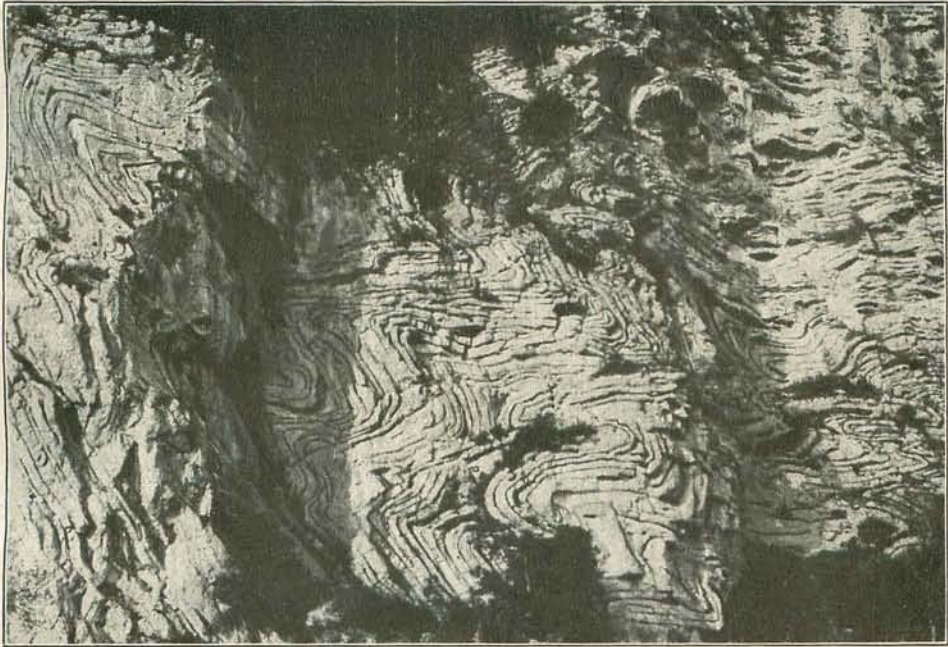


Fig. 181. FÄLTELUNG IM MALMKALK AM BALLEMBERG E. BRIENZ, Phot. Leo Wehrli
ca. 1 : 500.



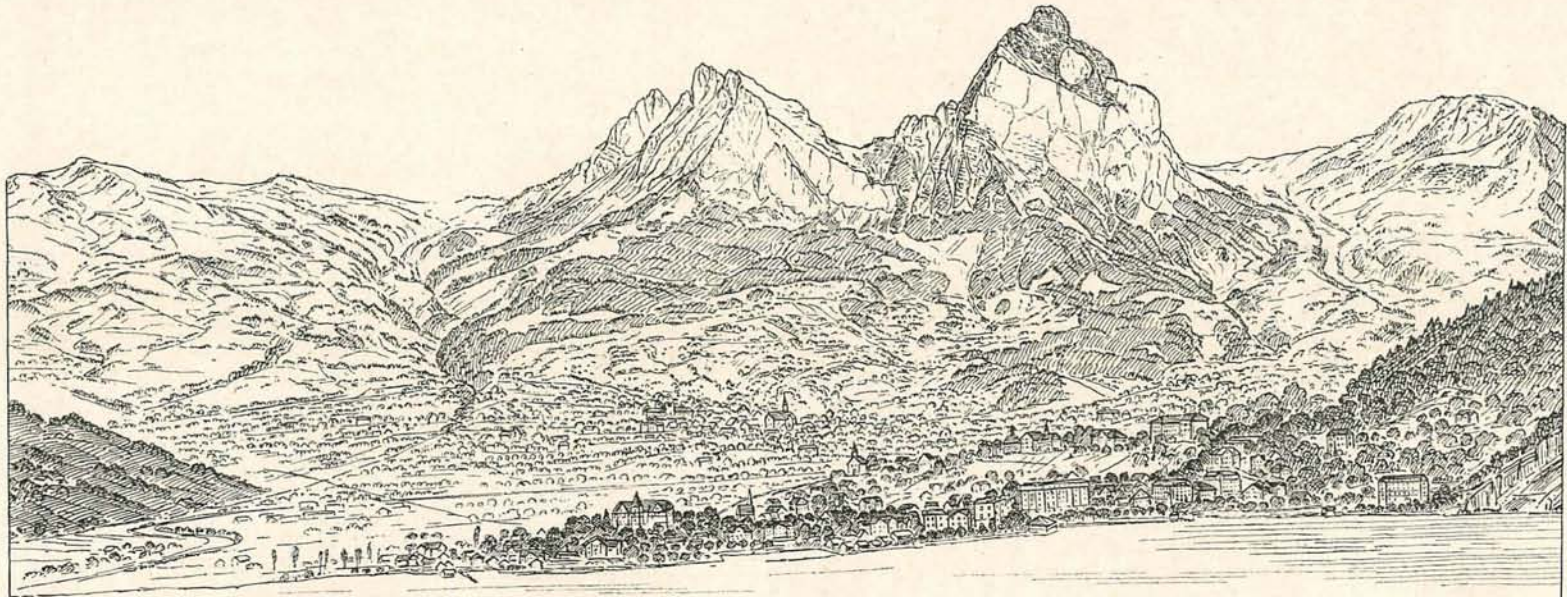
Fig. 180. ZERKNITTERUNG IM PRÄTTIGAU-SCHIEFER. Phot. P. J. Bener, Chur.
Links: Gefälte Schichtung im Calfreisertobel, Schanfigg bei Chur, ca. 1 : 40. Rechts: Stauung an dickbankigen, geaderten Schichten und Verschiebungen im Prättigauschiefer an der Chur-Arosabahn bei Meiersboden, ca. 1 : 40.

Haggenberg

Haggenegg

Kl. Mithen Zwischenmithen Gr. Mithe 1902 m Holzegg

Rotenfluh



Seefläche 437 m

gez. v. Alb. Heim. 1920

Fig. 209. Ansicht der Mithen von SW, davor Schwyz, Ingenbohl, Brunnen und der Vierwaldstätter See.

Julierpaß P. d'Albana 3104

P. Julier 3385

P. Suvretta P. Nair 3062

Granit und Diorit der Bernina-Decke

Mesoz. Erzdecke Mesoz. d. Berninad.



Fig. 225. Piz Julier, Offseite



Fig. 226. Die Stirnabiegung der Campodecke im Hauptdolomit
am P. S. Jon 3049 m. Phot. Wehrli A. G. Kildberg-Zürich