Dissertazione N° 4186

Geologia e petrografia della regione del Campolungo

Dissertazione

presentata al

Politecnico Federale Svizzero di Zurigo

per il conseguimento del titolo di dottore in Scienze naturali

dal signor

Filippo Bianconi

diplomato in geologia, ETH
nato il 10 settembre 1938
di Mergoscia (Ct. Ticino)

accettata dalla Facoltà competente, su preavviso del
Prof. Dott. A. Gansser, relatore
Prof. Dott. E. Dal Vesco, correlatore

Stampa Stämpfli+Cie SA, Berna

1971

Tiratura a parte dai
Materiali per la Carta Geologica della Svizzera
Nuova serie, 142° volume, 1971

pubblicato dalla
Commissione Geologica Svizzera

Prefazione della Commissione Geologica

Nell'autunno 1968 il dott. F. Bianconi ha inoltrato il manoscritto della sua tesi di laurea «Geologia e petrografia della regione del Campolungo» con la domanda che essa venisse pubblicata nei «Materiali per la Carta Geologica della Svizzera».

Alla base della presente monografia sta il rilevamento geologico di F. Bianconi della regione del Campolungo, che si acclude settentrionalmente al territorio elaborato da F. KELLER (n. ser. 135 dei «Materiali»). Questo lavoro cartografico è stato messo a disposizione della Commissione e servirà alla compilazione dei fogli dell'Atlante geologico 1272 *P. Campo Tencia* e 1252 *Ambri–Piotta* confinante a nord, che andranno fra breve in stampa.

Per l'interpretazione della carta di notevole valore sono i profili geologici di dettaglio e le indagini litologico-mineralogiche dei sedimenti mesozoici metamorfici e delle zone cristalline confinanti. Nel capitolo conclusivo l'autore discute i problemi del metamorfismo e della tettonica.

A causa di alcuni aggiornamenti appostati dall'autore l'accettazione del lavoro potè avvenire, da parte della Commissione, soltanto nella seduta primaverile del 7 marzo 1970. Per quanto il lavoro fosse pronto alla fine di giugno, esso può essere dato alla stampa soltanto nel settembre 1970. Per il contributo, che l'autore apporterà al finanziamento della stampa, la Commissione esprime il suo ringraziamento.

La documentazione per il presente lavoro è depositata all'Istituto di Geologia del Politecnico Federale di Zurigo.

Unico responsabile per il contenuto del testo e delle illustrazioni rimane l'autore.

Basilea, primavera 1971

Per la Commissione Geologica Svizzera

Il presidente:

Prof. Dr. W. Nabholz

Premessa

Lo studio geologico-petrografico della regione del Campolungo e in modo particolare del Trias mi venne proposto nel 1960 dai proff. A. Gansser e E. Dal Vesco. I lavori di rilevamento vennero iniziati nell'estate del 1960. Nella primavera del 1961 i primi risultati vennero presentati quale lavoro di diploma ETH. L'area da esaminare venne ampliata e rilevata durante le estati degli anni 1961–1964. Il materiale raccolto venne elaborato presso l'istituto di geologia dell'ETH di Zurigo.

Mi è doveroso esprimere i miei più vivi ringraziamenti ai proff. A. Gansser e E. Dal Vesco per avermi affidato un tema così affascinante e ricco di problemi e per l'interesse con il quale hanno seguito lo svolgimento del lavoro di elaborazione.

Per avermi introdotto nella metodica dello studio geologico, petrografico e mineralogico ringrazio i proff. A. Gansser, E. Dal Vesco, R. Trümpy, C. Burri, W. Leupold, F. Laves e R. L. Parker.

Ringrazio inoltre il prof. M. Weibel per avere eseguito parte delle analisi chimiche, il dott. H. O. Nissen e A. Simonetti per consigli e aiuti durante l'elaborazione del materiale, i colleghi J. Neher, W. Egli, W. Weber e P. Ammann per le fruttose discussioni, F. Keller (Basilea), mio vicino di terreno, per le discussioni di confronto dei risultati.

Sentimenti di gratitudine mi legano a tutti quanti mi hanno generosamente accolto o mi hanno facilitato le conduzioni di soggiorno sul terreno: l'Azienda Elettrica Ticinese e la fam. M. Snider (capanna del Tremorgio), la fam. M. Scolari (Rodi–Fiesso), i Patriziati di Prato e Dalpe e i pastori degli Alpi di Cadonigo, Campolungo e Gera, e infine la Società Alpinistica Ticinese, Sezione di Mendrisio (capanna dei Leìt).

Alle spese di stampa hanno generosamente contribuito i seguenti enti: l'Azienda Elettrica Ticinese di Bellinzona, il Zentenarfonds della Scuola Politecnica Federale di Zurigo, la Società Ticinese di Scienze Naturali e la Fondazione dr. Joachim de Giacomi della Società Svizzera di Scienze Naturali; ai quali vanno i miei sentiti ringraziamenti.

Il mio ringraziamento più sincero va però ai miei genitori, che sempre mi hanno sostenuto durante i miei studi: a loro dedico questo lavoro.

Indice

Pagina

Prefazione della Commissione Geologica 3
Premessa 4

I. Introduzione 6
A. Situazione geografica 6
B. Situazione geologica 6
C. Introduzione storica 6
D. Impostazione dei problemi 10
E. Osservazioni sulla metodica seguita 11

II. Geologia e petrografia dei complessi pretriassici 13
A. Il cristallino antico di Leventina 13
B. Il cristallino antico di Prato–Cornone 18
C. La Zona milonitica di Ogiòra 19
D. Il cristallino antico del Campo Tencia e di Gribbio 21
E. Il cristallino antico di S. Giorgio 28
F. Il cristallino antico di Sambuco 32

III. Geologia e profili di dettaglio attraverso il Trias 35
A. La Zona triassica di Rodi–Ogiòra 35
B. La Zona triassica di Pianmez 44
C. La Zona triassica di S.Giorgio 47
D. La Zona triassica del Campolungo 48
E. La Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent ... 92

IV. Petrografia delle rocce triassiche 103
A. Le quarziti 103
B. Le dolomie a flogopite 109
C. Le dolomie bianche 122
D. Le dolomie grigie 128
E. Le dolomie listate 136
F. Le dolomie a grammatite 137
G. Le cariate 144
H. Dolomie con fessure di calcite 153
I. I marmi 154
K. Il chimismo delle rocce carbonatiche del Trias ... 158
L. Osservazioni di carattere mineralogico 168

Pagina

V. Stratigrafia delle zone triassiche 169
A. Zona triassica del Campolungo..... 171
B. Zona triassica di Pianmez 171
C. Zona triassica di Rodi–Ogiòra 173
D. Zona triassica di S. Giorgio 173
E. Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent 173
F. Considerazioni generali e confronti con le regioni vicine 174

VI. Calcescisti 175
A. Estensione e sviluppo 175
B. Petrografia 176

VII. Considerazioni riassuntive sulla metamorfosi 199
A. Considerazioni sui singoli minerali 199
B. Cristallizzazione e tettonica 206
C. Grado e sviluppo della metamorfosi 211

VIII. Tettonica 213
A. Introduzione 213
B. Analisi strutturale 214
C. Tettonica di dettaglio 217
1. Il complesso «Leventina – Lucomagno» 217
2. Il complesso «Simano» 219
3. Il complesso «Lebendun» (?) 224
4. Il complesso «Adula» 226
5. Tettonica dei Calcescisti 228
6. Quadro tettonico sinottico 229

Zusammenfassung 230

Elenco delle opere citate e consultate..... 232

Carte geologiche 237

Elenco degli allegati 237

I. Introduzione

A. Situazione geografica

La regione rilevata, che copre un'area di ca. 45 km², si trova quasi completamente sul fianco meridionale dell'alta–media Val Leventina, con un piccola punta in Val Maggia (cfr. fig. 1). Il margine nord coincide con il corso del Ticino tra Varenzo (frazione di Quinto) e Faido, quello orientale con la cresta fra Poncione Tremorgio, Madone della Sassada fino Colla sopra Fusio, quello sud, che vale contemporaneamente da limite con la regione elaborata da KELLER (1968), va da Colla a Gribbio, passando per il Lago di Morghirolo, l'Alpe di Crozlina in Val Piumogna e il piede nord del Pizzo Forno. L'estremità orientale copre lungo una stretta striscia il territorio studiato da HASLER (1949).

B. Situazione geologica

La regione elaborata (cfr. fig. 2) si trova appena a ovest della culminazione del Ticino, per cui da nord verso sud, cioè dal basso verso l'alto, si incontrano le seguenti unità tettoniche (per la nomenclatura si è seguito all'ingrosso lo schema di PREISWERK 1936, con variazioni importanti solo per quanto riguarda la suddivisione nelle grandi unità tettoniche):

1) *Ricoprimento Leventina:* gneiss granitico omonimo con l'intercalazione centrale di Chironico–Faido–Piottino (CASASOPRA 1939) e la quarzite del margine superiore.
2) *Ricoprimento Lucomagno:* cristallino antico[1] di Prato–Cornone. Trias di Rodi–Ogiòra, continuato dalla Zona milonitica di Ogiòra.
3) *Ricoprimento Simano:* cristallino antico di Gribbio e del Campo Tencia. Trias di Pianmez e Calcescisti. Trias del Campolungo e Calcescisti.
4) *Ricoprimento Lebendun* (?): cristallino antico di S. Giorgio. Trias di S. Giorgio e Calcescisti.
5) *Ricoprimento Adula:* cristallino antico di Sambuco. Trias del P. Meda – Cta. Briolent e Calcescisti.

Lo schema qui proposto viene discusso criticamente nella parte conclusiva del lavoro.

L'area studiata si trova contemporaneamente nella regione delle fronti delle coltri ticinesi e della fine della Zona mesozoica di Bedretto–Tremorgio, regione caratterizzata da intensi ripiegamenti e accumuli tettonici che rendono ancora più complesso il quadro geologico, già di per sè complicato per la presenza di cinque ricoprimenti e di altrettante Zone mesozoiche.

C. Introduzione storica

La regione del Campolungo, famosa per la ricchezza di minerali ben cristallizzati contenuti nelle dolomie triassiche, attirò già a partire dalla fine del 18° secolo l'attenzione dei mineralogisti e dei geologi, per cui l'elenco completo di tutte le opere è molto lungo. Due lavori precedenti riportano bibliografie critiche complete sullo svolgersi delle richerche mineralogiche e geologiche nelle serie triassiche del Campolungo: GÜBELIN (1939) per quanto riguarda la ricerca mineralogica, PREISWERK (1919) per l'interpretazione geologico-tettonica; per una visione completa si rimanda quindi ai due lavori citati, mentre qui ci limiteremo a riportare nelle grandi linee l'evoluzione storica e a completare l'elenco negli anni posteriori ai due lavori.

La ricerca mineralogica al Campolungo inizia nel 1790, anno in cui PINI descrive la grammatite, senza che le dia un nome. Le descrizioni di DE BELLEVUE sull'elasticità, la piezoluminescenza e la termoluminescenza della dolomia del Campolungo sono del 1792: questo autore non è quindi il primo a occuparsi del Campolungo, come si riteneva fino a oggi. Nello stesso anno VAUBERCHEM & STRUVE descrivono tre varietà della grammatite, che per la prima volta viene chiamata «tremolite», nome etimologicamente falso, forse risultato da una confusione con l'attinolite, scoperta in Val Tremola negli anni attorno al 1783–1784 da PINI (1784). Nel 1795 DE MECHEL descrive cinque varietà della grammatite, riportando esattamente il Campolungo come giacimento. Nel 1796 DE SAUSSURE descrive in modo particolareggiato cinque varietà della grammatite, ma indica ancora la Val Tremola come giacimento. Nel 1804 EBEL precisa che la grammatite non si trova in Val Tremola; nel 1808 lo stesso autore riporta i seguenti minerali del Campolungo: tormalina verde e bianca (diasporo), mica verde o lepidolite e le differenti varietà della gram-

[1] Col termine «cristallino antico» (ted.: «Altkristallin») si comprendono tutte le rocce più antiche del Trias: esso è quindi sinonimo di «cristallino pretriassico».

matite. Nel 1811 BERNOULLI precisa nuovamente l'errore geografico a proposito della denominazione della grammatite/tremolite. Nel 1813 i fratelli Camossi di Airolo scoprono il giacimento di corindone del Passo Cadonighino. Nel 1833 LARDY accoglie per primo il nome proposto da HAÜY (1822) di «grammatite» invece di «tremolite». LAVIZZARI descrive a più riprese le dolomie e i minerali del Campolungo (1845, 1849, 1850), corredando le descrizioni da analisi chimiche. Nel 1866 KENNGOTT descrive la morfologia di tredici minerali contenuti nella dolomia. Nel 1877 ENGELMANN paragona la paragenesi descritta dall'autore precedente con quella del Binnental. LINCK (1907) descrive per primo l'ortoclasio nelle dolomie del Campolungo, con un accurato studio ottico, morfologico e chimico. Nel 1908 KOENIGSBERGER aggiunge la fluorite alla lista già lunga dei minerali del Campolungo.

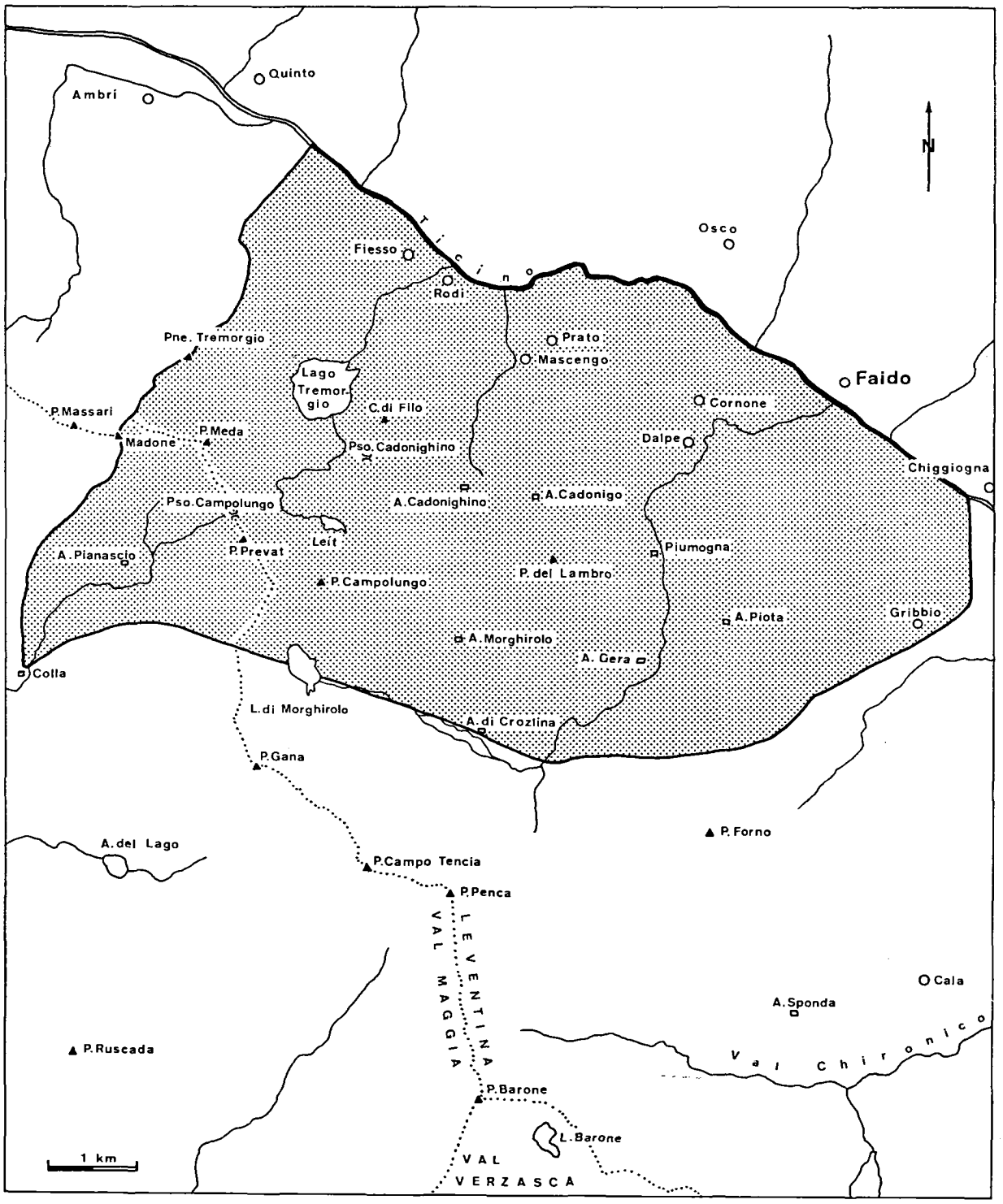


Fig. 1: Situazione geografica della regione studiata. A sud quella di F. KELLER (1968).

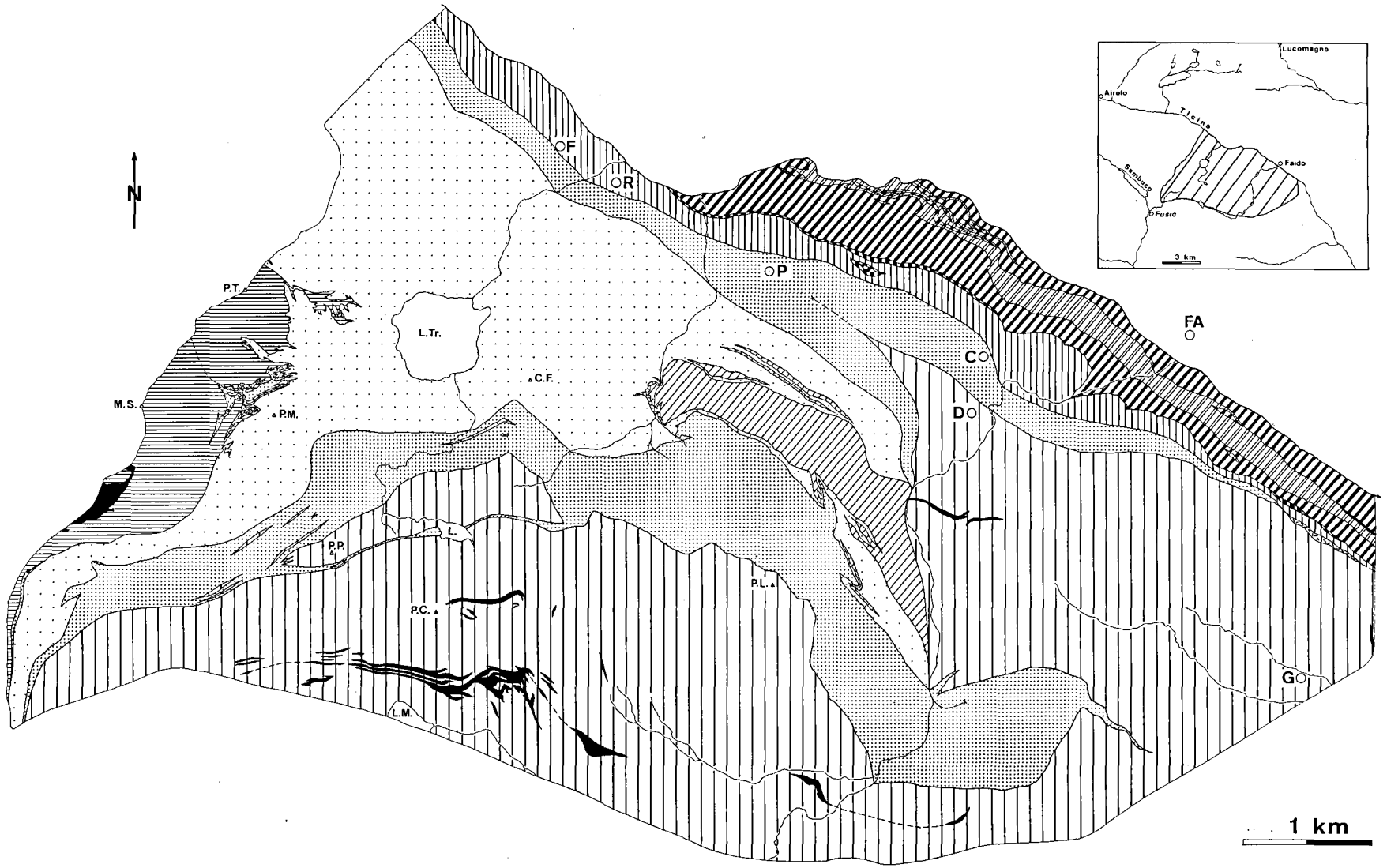


Fig. 2: Carta tettonica della regione del Campolungo.

Nel 1920 ARTINI scopre il crisoberillo in un campione conservato al Museo Civico di Scienze Naturali di Milano. Nel 1922 MÜHLETHALER scopre la scapolite nella dolomia a sud dell'A. Campolungo. Un contributo mineralogico importante è quello di Taddei: egli descrive i minerali della galleria del Piottino (TADDEI 1930) e scopre un giacimento di scapolite nei Calcescisti del Lago Tremorgio nel 1931 (descritto in JAKOB et al. 1931). A conclusione della ricerca mineralogica nelle dolomie del Campolungo viene il lavoro a carattere monografico di GÜBELIN (1939): l'autore descrive 22 minerali sotto l'aspetto morfologico, chimico, ottico, röntgenografico, e conclude che la paragenesi risulta dalla trasformazione metamorfica dei sedimenti triassici, senza apporti sostanziali dall'esterno.

Parallelamente allo studio mineralogico si sviluppa quello geologico, sia in opere di dettaglio, sia in altre a carattere regionale. Già il PINI (1790) descrive la dolomia del Campolungo: la definisce «pietra arenosa calcaria, Fosforescente», siccome il termine «dolomia» verrà introdotto solo due anni dopo, nel 1792. Le prime indicazioni precise sulla giacitura della dolomia del Campolungo sono di LARDY (1833) che in un profilo attraverso il Passo Cadonighino riconosce giustamente la giacitura inversa degli strati. STUDER (1844) pubblica la prima carta geologica (in scala 1:400000) tra il Sempione e il Campolungo e un profilo geologico in cui la dolomia del Campolungo è compresa sia a nord che a sud da «Flysch» (Calcescisti). Lo stesso autore nel 1872 parallelizza i Calcescisti del Campolungo con quelli della Nufenen e del Binnental. VON FRITSCH (1873) accanto alla carta geologica (in scala 1:50000) riporta uno schizzo della piega del Campolungo, che interpreta come un'anticlinale, per cui l'interpretazione tettonica della separazione dei gneiss a sud dai Calcescisti a nord rimane insoluta. STAPFF (1881) interpreta la piega del Campolungo nello stesso modo. ROLLE (1881) nel profilo dal Campolungo a Piora indica con esattezza le tre unità fondamentali: cristallino antico – dolomia (non ancora attribuita al Trias) – Calcescisti. HEIM (1891) attribuisce la dolomia del Campolungo al Trias, parallelizzandola con quelli di Röti della Serie Elvetica. BONNEY (1894) descrive la piega del Campolungo interpretandola come un'anticlinale e nota il carattere zonato-listato della serie triassica. SCHMIDT (1894) in un profilo tettonico di dettaglio ripor-

Fig. 2: Leggenda

Unità tettoniche

	Calcescisti	Mesozoico
	Trias	Mesozoico
Ricoprimento Adula		Cristallino antico di Sambuco
Ricoprimento Lebendun (?)		Cristallino antico di S. Giorgio
Ricoprimento Simano		Cristallino antico del Campo Tencia e di Gribbio
Ricoprimento Lucomagno		Cristallino antico di Prato–Cornone
Ricoprimento Leventina		Gneiss granitico di Leventina
		Intercalazione centrale di Chironico – Faido – Piottino
		«Quarzite» di Morasco – Bedrina
		Lenti di marmo calcitico del Piottino
		Intercalazioni basiche nel cristallino antico
		Zona milonitica di Ogiòra
	x----x	Faglia della Piumogna

Abbreviazioni

FA	Faido	L.Tr.	Lago Tremorgio
F	Fiesso	L.M.	Lago di Morghirolo
R	Rodi	C.F.	Cima di Filo
P	Prato	P.T.	Poncione di Tremorgio
C	Cornone	M.S.	Madone della Sassada
D	Dalpe	P.M.	Piz Meda
G	Gribbio	P.P.	Piz Prevat
L.	Leit	P.C.	Pizzo Campolungo
		P.L.	Pizzo del Lambro

ta per la prima volta l'esile zona triassica del P. Meda e propone una nuova interpretazione tettonica della piega del Campolungo. HEIM (1900) riporta un'analisi particolareggiata sul pieghettamento del gneiss Leventina nella Gola del Piottino, e lo mette in relazione con lo sviluppo della giacitura in banchi o lastre, indicando come causa dei due fenomeni i movimenti tettonici terziari. In polemica con le ipotesi di HEIM, KLEMM (1904, 1906, 1907) postula che il gneiss ticinese è un granito nel senso stretto della parola e di etá terziaria giovane. KOENIGSBERGER (1908) propone un'interpretazione tettonica del profilo tra l'A. Cadonigo e Prato in cui la dolomia è nuovamente considerata come il nucleo di un'anticlinale, per cui l'autore deve ricorrere a strane discordanze e incuneamenti per spiegare la presenza di rocce totalmente differenti ai fianchi della dolomia.

Attorno al 1912 inizia un nuovo periodo, quello dello studio regionale sistematico e petrograficamente moderno delle Alpi ticinesi: la regione del Campolungo è rilevata da PREISWERK negli anni tra il 1912 e il 1917. Nel 1917 l'autore pubblica una prima nota sui giacimenti di scapolite del Piottino, del Dazio Grande e del Ri Foch, accompagnata da una prima cartina geologica della regione tra l'A. Cadonighino e il Piottino e da alcuni profili geologici. Nel 1918 esce la carta geologica al 50000 (carta geol. spec. no. 81) della regione settentrionale del Ticino: il volume esplicativo (PREISWERK 1918) contiene la descrizione petrografica delle rocce dei Calcescisti, del Trias e del cristallino antico e un primo schema tettonico in cui il lobo del Campo Tencia è ancora collegato a quello della Maggia; il lavoro è corredato da ben 50 profili geologici, ancora validi nelle grandi linee. L'anno seguente, nel 1919, PREISWERK analizza la struttura tettonica del Trias del Campolungo e lo interpreta come un'unica piega coricata e rovesciata. Questo schema, assieme ai tre profili (Passo Cadonighino, Passo Campolungo e Val Prevat) viene poi ripreso invariato nel 1934 da PREISWERK & REINHARD.

Nel frattempo gli sforzi di geologi e petrografi si concentrano nella ricerca di uno schema tettonico delle Alpi ticinesi in cui la preoccupazione prima è quella di suddividere nel modo più dettagliato possibile le varie coltri di ricoprimento e allo stesso tempo di correlare lo schema risultante con quello della regione del Sempione: l'evoluzione di questo periodo è descritta minuziosamente da KÜNDIG nel lavoro fondamentale di NIGGLI, PREISWERK, GRÜTTER, BOSSARD & KÜNDIG (1936), che accompagna la carta geologica delle Alpi ticinesi tra Val Maggia e Val Blenio (carta spec. no. 116): l'area comprendente il Campolungo è trattata da PREISWERK e GRÜTTER; alla descrizione litologica delle rocce dei Calcescisti, del Trias e del cristallino antico segue uno schema tettonico regionale (cfr. il capitolo sulla tettonica). KÜNDIG (op. cit., tav. IV, fig. 11) nello schema tettonico generale propone la seguente suddivisione: ricoprimento Leventina, con digitazione Lucomagno; Lobo di Campolungo (= Ricoprimento inferiore Simano) separato dalla sinclinale di Pertusio dal Lobo di Campo Tencia (= Ricoprimento superiore Simano); complesso della Maggia (= Ricoprimento Bernhard) separato dal Ricoprimento Simano dalla sinclinale di Campolungo.

Concluso questo periodo di ipotesi tettoniche inizia quello delle analisi geologico-petrografiche di dettaglio: si è già citato il lavoro di GÜBELIN (1939), che dal punto di vista geologico riprende i dati di PREISWERK (1936). Lo stesso anno CASASOPRA (1939) nella sua tesi di laurea descrive e discute monograficamente il gneiss granitico Leventina. HASLER (1949) elabora la regione del gruppo Sambuco – Massari toccando in parte anche il Trias del Campolungo. La regione a sud del Campolungo (gruppo del Campo Tencia – Pizzo Forno) è stata recentemente rielaborata da KELLER (1968).

Dei lavori a carattere sintetico sullo schema tettonico delle Alpi ticinesi usciti dopo il 1936 meritano di essere citati i quattro seguenti. CASASOPRA (1947) collegando il Lobo di Campo Tencia con quello di Cima Lunga e di Maggia e riferendoli ai ricoprimenti Bernhard, rispettivamente Adula, rivaluta l'interpretazione di PREISWERK (1932). WENK (1953) propone uno schema alquanto semplificato, basato sul principio di attribuire valore tettonico di divisione unicamente alle zone mesozoiche: la massa del Campo Tencia appartiene al complesso dei ricoprimenti del Ticino (comprendente Leventina – Lucomagno – Simano) e è divisa dal complesso della Maggia e dell'Adula dalle sinclinali Campolungo – Pertusio – Molare – Castione (cfr. op. cit., fig. 1). STAUB (1958, tav. III) ricalca nelle grandi linee lo schema citato di WENK, con maggiori suddivisioni all'interno dei ricoprimenti: il cristallino antico del Campo Tencia è attribuito al ricoprimento Antigorio s. l. (= Simano) e il lobo della Maggia al ricoprimento Adula. Quale novità l'autore separa giustamente il cristallino antico di S. Giorgio da quello del Campo Tencia, attribuendolo al ricoprimento Lebendun e parallelizzandolo al cristallino antico di Soja. Infine DAL VESCO (in stampa) propone uno schema analogo a quello dei due autori precedenti, con cristallino antico del Campo Tencia corrispondente al ricoprimento Simano e con quello di Maggia corrispondente al lobo di Cima Lunga e contemporaneamente al ricoprimento Adula. Negli ultimi anni si verifica cioè il contrario di quanto avvenne nel periodo tra il 1920 e il 1940: se allora la preoccupazione era di suddividere i ricoprimenti in digitazioni, lobi, lobi parziali, negli ultimi anni la tendenza è di semplificare gli schemi tettonici e di unire invece di suddividere; solo in questo modo risulta possibile una correlazione tettonica su grande scala dei singoli ricoprimenti. Contemporaneamente si avvalora sempre maggiormente la tendenza a unire tettonicamente il nucleo (solitamente granitico fino quarzodioritico) e l'involucro (solitamente serie metamorfiche di origine sedimentaria) dei ricoprimenti, mentre d'altro canto si tende a ridimensionare il termine «ricoprimento», diminuendo l'intensità dei movimenti tettonici di carreggiamento e considerando i complessi di cristallino antico quali masse pressochè parautoctone, almeno per quanto concerne le regioni più a meridione (WENK 1962: «lepontinische Gneisregion»).

D. Impostazione dei problemi

Già dall'introduzione geologica e da quella storica risulta come la regione del Campolungo si trovi al punto di incontro di ben cinque complessi di cristallino antico (cfr. fig. 2) appartenenti a livelli differenti e separati fra di loro da altrettante Zone mesozoiche. Le unità di cristallino antico sono già state elaborate petrograficamente e geologicamente da diversi autori negli ultimi anni (Leventina: CASASOPRA 1939; Sambuco: HASLER 1949; Campo Tencia e Gribbio: KELLER 1968): esse sono quindi descritte solo sommariamente, affinchè il quadro geologico d'assieme risulti completo. L'attenzione è stata rivolta particolarmente alle formazioni mesozoiche, che gli autori precedenti avevano elaborato più sotto l'aspetto mineralogico e tettonico, meno da quello propriamente geologico. Il rilevamento

minuzioso di numerosi profili nelle serie triassiche lasciava subito intravvedere la possibilità di raffinare la caratterizzazione petrografica, sulla cui base stabilire una «serie stratigrafica normale»; chiarito questo primo punto si apriva in seguito la possibilità di rivedere l'interpretazione tettonica del Trias del Campolungo postulata da PREISWERK (1919), che si rivelava esatta nel suo principio fondamentale, ma troppo semplice nella sua applicazione. D'altro canto, siccome le serie mesozoiche hanno subìto unicamente la metamorfosi alpina, già a priori era chiaro che per mezzo di un'analisi petrografica particolareggiata sarebbe stato possibile definire grado e sviluppo dell'atto metamorfico alpino. Siccome i minerali ben cristallizzati del Trias del Campolungo sono già stati trattati da GÜBELIN (1939), si è rinunciato a un capitolo speciale mineralogico: i minerali ben cristallizzati sono discussi solo se presentano un interesse in relazione con il processo genetico.

E. Osservazioni sulla metodica seguita

La regione studiata è stata rilevata alla scala 1:10000; le denominazioni geografiche usate sono in gran parte ricavate dalla carta topografica 1:25000 (foglio Ambri–Piotta, 1252), in parte dalla carte topografica 1:10000, per cui esse spesso divergono da quelle corrispondenti nella carta 1:50000 (foglio Leventina, 266) e da quelle della carta geologica spec. no. 116 (PREISWERK et al. 1934) (ad es.: Riale Fogo, Ri Fog, Ri Foch). Siccome il peso maggiore è stato dedicato allo studio delle serie triassiche, in questa formazione ho rilevato numerosi profili dettagliati, la disposizione dei quali risulta dalle condizioni di affioramento: la fig. 3 mostra le tracce dei profili, 6 nella Zona triassica di Rodi–Ogiòra, 2 in quella di Pianmez, 26 in quella del Campolungo, 5 in quella del P. Meda–Cta. Briolent. Per ovvie ragioni di spazio i profili attraverso il Trias sono riportati sotto forma di tabelle[1] secondo lo schema seguente:

1, 2, 3. Le prime tre colonne (no. dello strato, no. del campione, potenza) non necessitano un commento speciale.
4. La denominazione della roccia avviene secondo le regole usuali: quella esatta e completa viene definita nella parte petrografica.
5. La tessitura della roccia è indicata con i simboli seguenti:
   a = scistosità assente (tessitura massiccia),
   d = scistosità di cristallizzazione di intensità debole,
   m = scistosità di cristallizzazione di intensità media,
   i = scistosità di cristallizzazione di intensità intensa,
   c = scistosità per sollecitazione meccanica postcristallina.
6. Le dimensioni della grana vengono definite secondo la proposta di NIGGLI (1948):

diametro dei grani in mm:		*Simbolo:*
> 33	grana gigante	G
33 — 10	grana molto grossolana	gg
10 — 3,3	grana grossolana	g
3,3 — 1	grana media	m
1 — 0,33	grana piccola	p
0,33 — 0,1	grana fine	f
< 0,1	grana finissima	ff

[1] Le tabelle complete (colonne 1–8) sono contenute soltanto nel manoscritto originale (depositato presso l'Istituto di Geologia della Scuola Politecnica Federale di Zurigo): nel lavoro pubblicato per ragioni di difficoltà tecniche di stampa si è tralasciata la seconda parte, quella con i dati di composizione mineralogica (colonne 7–8), tanto più che la composizione mineralogica con la partecipazione volumetrica dei singoli minerali è ripetuta sotto forma sinottica nella descrizione petrografica delle singole rocce del Trias.

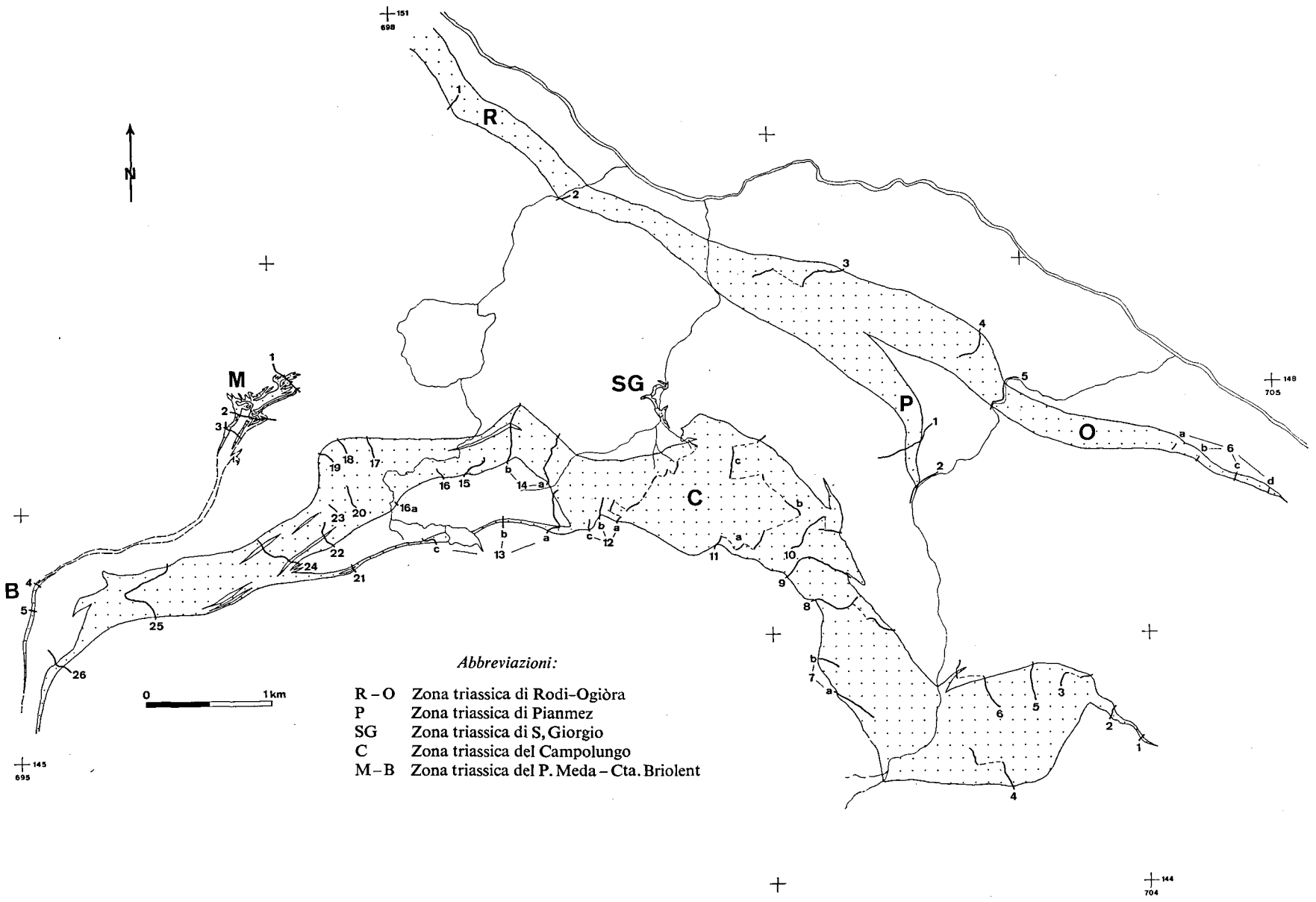


Fig. 3: Tracce dei profili rilevati nell'ambito del Trias.

II. Geologia e petrografia dei complessi pretriassici

A. Il cristallino antico di Leventina

Introduzione

Il cristallino antico di Leventina occupa il margine nordest dell'area rilevata ed è nel contempo il complesso geologico più basso, sia tettonicamente che geograficamente (cfr. fig. 2); esso scompare verso ovest al Dazio Grande sotto l'alluvione del Ticino. Siccome il complesso del gneiss granitico Leventina è già stato studiato da CASASOPRA (1939) si rimanda senz'altro a questo lavoro per quanto concerne la parte petrografica e genetica. Io mi limiterò qui a riportare brevemente le definizioni litologiche delle varie zone distinte sulla carta geologica (tav. I) e a discutere alcuni problemi speciali che presentano un interesse particolare per la discussione tettonica.

Petrografia

La massa principale del cristallino antico di Leventina è formata dal cosiddetto *gneiss granitico Leventina,* derivato metamorfico da una roccia magmatica dal chimismo leucogranitico fino trondhjemitico (CASASOPRA, op. cit., pp. 598 sgg.), che si presenta quale *gneiss a plagioclasio, feldspato potassico e doppia mica,* leuco-mesocratico, sotto forma di numerose varietà mineralogiche e strutturali. Nell'area da me rilevata esso è rappresentato dalle varietà seguenti (nomenclatura secondo CASASOPRA, op. cit., pp. 564 sgg.; tav. III):

No.	*Varietà*	
VI	scistoso-laminare	Tipi Faido
VII	granulare	Tipi Faido
VIII	noduloso-occhiadina	Tipi Faido
IX	laminare-pieghettata	Tipo Piottino

1. Varietà scistoso–laminare

Questa è la varietà predominante nell'area da me rilevata e occupa tutta la fascia compresa fra l'intercalazione centrale (cfr. oltre) e il tetto del cristallino antico di Leventina stesso, e parte del complesso sotto l'intercalazione centrale. Secondo CASASOPRA (op. cit., pp. 568–569) si tratta di un «gneiss a feldispato alcalino e biotite con struttura granoblasta e tessitura scistoso-laminare parallela».

2. Varietà granulare

Questa varietà affiora all'estremità nordest dell'area rilevata, lungo un'esile striscia ai fianchi del Ticino, dove essa scompare all'altezza di Osoglio e in un banco di modesta potenza tra il Dazio Grande e il Piottino. Secondo CASASOPRA (op. cit., pp. 566–567) essa si differenzia da quella precedente per la struttura granulare fine e per la tessitura scistoso-lenticolare di minore intensità.

3. Varietà noduloso–occhiadina

Questa varietà affiora più volte nell'area rilevata, sotto forma di banchi, solitamente di potenza modesta, intercalati nella varietà scistoso-laminare, solo sotto l'intercalazione centrale: l'affioramento più esteso è quello ai bordi del Ticino, da Faido a sudest a Gera a nordovest; banchi singoli suddividono poi l'intercalazione centrale stessa tra Polmengo e il Piottino. L'unica differenza rispetto alle varietà precedenti è la tessitura noduloso-occhiadina (talvolta anche porfiroide).

4. Varietà laminare–pieghettata

Questa varietà, che d'altronde costituisce un tipo a sè stante anche mineralogicamente («Tipo Piottino») occupa praticamente tutta la gola del Piottino e verso est scompare ben presto dissolvendosi in banchi sottili sul tetto dell'intercalazione centrale. Secondo la definizione di CASASOPRA (op. cit., pp. 569–571) si tratta di un «gneiss plagioclasico, a feldispato alcalino e a doppia mica, con struttura granoblasta e tessitura scistosa lamellare, quasi listata ovvero pieghettata». Questa varietà era già stata studiata in modo particolareggiato da ALB. HEIM (1900), che ne aveva analizzato il pieghettamento.

5. L'intercalazione centrale

Nell'area rilevata la massa del gneiss granitico Leventina è suddivisa in due livelli dalla cosidetta «Intercalazione centrale di Chironico – Faido – Piottino» (CASASOPRA, op. cit., pp. 574–578), una serie della potenza di ca. 80 m che comprende quarziti, micascisti e gneiss scistosi a due miche e localmente granato, gneiss aplitici a plagioclasio e feldspato potassico e anfiboliti. La serie affiora all'altezza della terrazza di Osoglio, alla Cascata della Piumogna, a Gera, e scompare in profondità al ponte inferiore del Piottino: in quest'ultimo settore essa si scinde in vari livelli intercalati dal gneiss granitico (cfr. tav. I). Il suo valore tettonico viene discusso nel capitolo sulla tettonica.

6. Le lenti di marmo calcitico del Piottino

Allo sbocco della Gola del Piottino, lungo la trincea sudovest della ferrovia tra il ponte del Ticino e il casello del Piottino il gneiss granitico Leventina (varietà laminare-pieghettata) contiene numerose lenti o banchi stirati concordanti (localmente con apofisi discordanti), della lunghezza di 0,50 a 20 m e della potenza massima di 50 cm di un marmo calcitico giallastro a grana media, in parte accompagnato da quarzo ialino (cfr. tav. I e le figg. 4 e 5). La roccia è praticamente massiccia, con debole scistosità marcata da piani micacei rari e sottili, ha una patina di alterazione di colore giallo-ocra, mentre fresca è di colore rosa giallastro. La grana media permette di riconoscere già a occhio nudo i singoli grani di calcite con aspetto spatico.

Al microscopio si ha:

Composizione mineralogica

Comp. princ.: calcite (95)
Comp. sub.: muscovite (4), biotite (1)
Comp. acc.: clinozoisite, limonite (assieme meno di 1)

Descrizione dei componenti

Calcite. Essa si presenta in grani dai bordi poligonali o tondeggianti, con abito per lo più isometrico e grana variabile da fine a grossolana, di regola media, e presenta facile sfaldatura romboedrica e la geminazione lamellare in uno o due sistemi visibili (gli elementi morfologici sono sempre piani). Include eccezionalmente laminette di muscovite.

Muscovite. In lamine corte e tozze con la faccia (001) idiomorfa e le estremità addentellate.

Biotite. In lamine esili, con pleocroismo da verde brunastro a verde pallido, che dimostra come essa sia parzialmente cloritizzata.

Clinozoisite. Grani minuti, ovoidali.

Limonite. Essa forma una pellicola irregolare attorno alla muscovite ed è perciò di genesi secondaria.

Struttura e tessitura

La struttura è granoblastica, a selciato, con debole implicazione dei grani di calcite, a grana piuttosto eterogenea. La muscovite è intergranulare e non influisce sul quadro strutturale. La tessitura è praticamente massiccia, determinata dall'abito isometrico della calcite; la scistosità appena percettibile risulta dalla disposizione delle miche, orientate grosso modo in parallelo.

Localmente le lenti di marmo sono accompagnate da *quarzo ialino* in lenticelle discordanti (cfr. fig. 5) che si inseriscono al contatto con il gneiss granitico. Il contatto con il marmo è netto, debolmente addentellato.

Al microscopio le lenti risultano essere perfettamente monomineraliche, formate esclusivamente di *quarzo:* esso si presenta in grani dalla morfologia ameboidale con i margini intensamente addentellati e sezioni grossolanamente isometriche o nastriformi con allungamento perpendicolare a quello delle lenti. La grana è estremamente eterogenea, variabile da fine a grossolana. L'estinzione è ondulata o a campi, orientati perpendicolarmente alle lenti.

Il contatto con il marmo è solitamente netto, con debole ingranamento dei grani di calcite con quelli di quarzo; localmente esso è occupato da *biotite* (con pleocroismo da bruno oliva a bruno giallo, molto elongata nel senso del contatto), parzialmente trasformata in *clorite,* e da *pirite* in agglomerati cesellati dal quarzo; altrove la calcite penetra con propaggini tentacolari tra i grani di quarzo per una profondità di 1–2 mm.

La struttura delle vene quarzifere è granoblastica, a mosaico, con intensa compenetrazione suturata intergranulare. La tessitura lenticolare si manifesta più chiaramente nel dominio microscopico.

Discussione

I banchi di marmo calcitico del Piottino presentano le stesse caratteristiche macroscopiche e microscopiche del «marmo di Freggio» (cfr. BOSSARD 1925, p. 506; 1929*a*, p. 68; in NIGGLI et al. 1936, p. 50; carta geol. spec. no. 116). Anche a Freggio il marmo possiede analoghe caratteristiche di

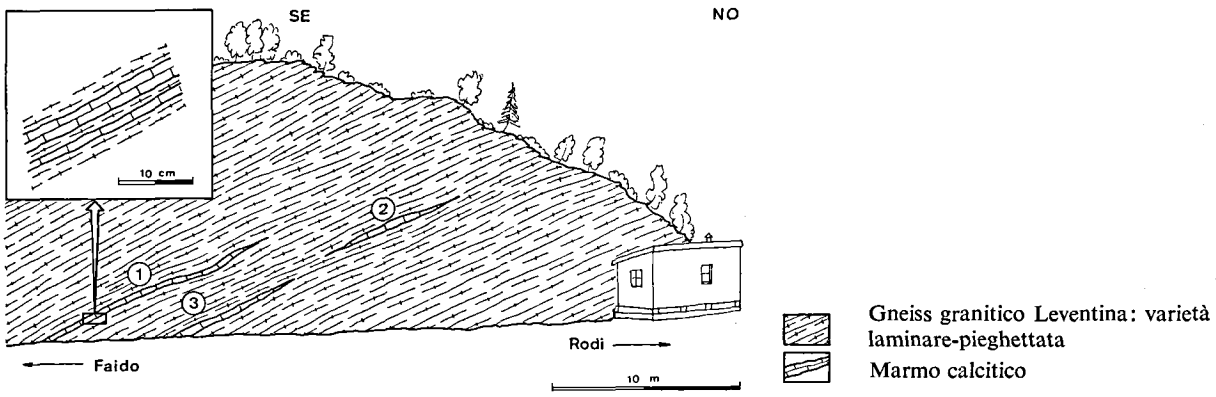


Fig. 4: Lenti di marmo calcitico del Piottino.

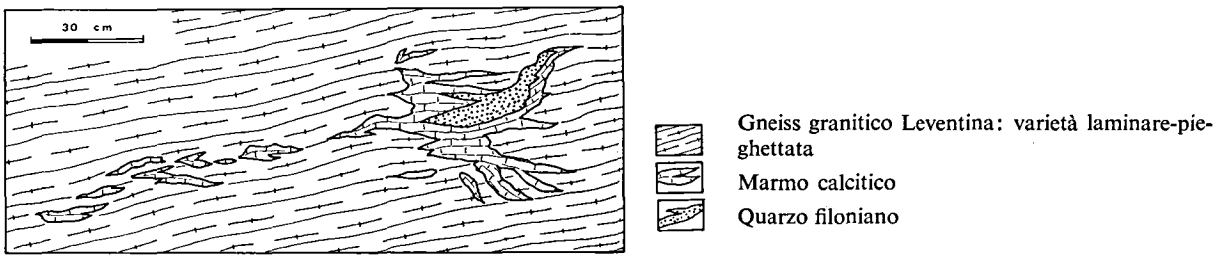


Fig. 5: Lenti di marmo calcitico e quarzo filoniano, in parte discordanti (Piottino).

giacitura: esso infatti, accompagnato da un banco di quarzite al tetto, è incluso nel gneiss granitico Leventina e precisamente nella varietà laminare-pieghettata, e non si trova a diretto contatto con i parascisti del cristallino antico del Lucomagno come è indicato sulla carta geol. spec. no. 116. Ancora più distante dal contatto Leventina–Lucomagno, nel gneiss granitico Leventina è pure inclusa una lente concordante di baritina bianca, granulare[1]. L'unica differenza fra il marmo del Piottino e quello di Freggio è la distanza dal contatto Leventina–Lucomagno: mentre a Freggio si tratta di pochi metri, al Piottino sono invece all'incirca 300 m.

Le possibilità di interpretazione genetica di queste lenti di marmo calcitico e di baritina sono molteplici:

[1] Osservazioni fatte durante un'escursione con il collega W. Egli (11. 7. 1964). La lente di baritina è citata anche da FREY (1967, p. 51).

a) Si tratta di resti rudimentali di rocce triassiche o più antiche nel gneiss granitico Leventina grazie a fenomeni di laminazione tettonica. Il marmo di Freggio viene attribuito al Trias da BOSSARD (opp. cit), che lo considera un elemento di separazione fra il ricoprimento Leventina e il ricoprimento Lucomagno (cfr. BOSSARD 1925, profilo sinottico attraverso la culminazione del Ticino). Lo stesso autore (1929*a*, p. 68) a proposito del marmo scrive però: «...bleibt es dabei fraglich, ob die Marmore zur Trias zu rechnen oder ob sie jünger oder älter sind. Wahrscheinlich ist das letztere anzunehmen»; l'autore cade perciò in contraddizione, affermando come il marmo sia probabilmente più antico del Trias e contemporaneamente considerandolo come un elemento di separazione fra due ricoprimenti.

b) La possibilità che si tratti di *carbonatiti,* cioè di rocce calcaree magmatiche primarie, ci sembra da escludere a priori sulla base delle considerazioni di BARTH (in: BARTH et al. 1960, p. 105–106).

c) Molto più probabile appare invece la possibilità di interpretazione discussa da BARTH (op. cit.): si tratterebbe di lenti generate da fenomeni autometasomatici nel magma granitico stesso (carbonatizzazione grazie all'apporto sostanziale di acido carbonico) (op. cit., p. 391). Questa ipotesi è convalidata dalla presenza della baritina a Freggio e dalla giacitura dei marmi, racchiusi nel gneiss granitico Leventina e non al suo tetto.

In conclusione si può affermare che l'interpretazione genetica più plausibile è quella metasomatica, sebbene non si possa escludere del tutto quella che si tratti di rocce sedimentarie pretriassiche.

7. La «quarzite» del tetto

Il gneiss granitico Leventina alla sua fronte è separato dai parascisti del cristallino, antico del Lucomagno da un orizzonte di quarzite in forma di lenti, con potenza fino a ca. 10 m, che verso est affiora sempre più raramente per scomparire definitivamente a Osoglio (cfr. tav. I), mentre sul fianco nordest della massa Leventina esso verso sud affiora fino a Cavagnago (cfr. la carta geol. spec. no. 116). CASASOPRA (op. cit., pp. 590–593) ne riporta una caratterizzazione macroscopica e microscopica completa, per cui qui mi limito a una breve descrizione accompagnata da osservazioni complementari.

Nel suo aspetto comune essa ha colore bianco latteo, con una sottile patina ferruginosa superficiale, giacitura tabulare o in lastre finissime, con il piano di scistosità ricoperto di muscovite o localmente da arricchimenti di muscovite e biotite che conferiscono alla roccia un carattere zonato o listato. Spesso la parte centrale del banco è formata di quarzite pura (ad es. nelle cave di Morasco e del Dazio Grande), in banchi compatti pressochè massicci, un tempo sfruttati.

La composizione mineralogica (10 campioni esaminati) varia entro limiti abbastanza vasti: dai valori della composizione mineralogica risulta chiaramente come solo una parte dei campioni esaminati meriti il nome di quarzite e come invece la maggior parte siano piuttosto dei «gneiss aplitici», in cui la componente feldspatica notevole rimpiazza parzialmente il quarzo. Nei pochi profili continui si osserva come in generale il tenore di feldspato diminuisce dal gneiss granitico verso l'alto, mentre invece quello di quarzo aumenta: per cui i termini quarzitici veri e propri si trovano al tetto della serie.

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	quarzo (40–97), feldspato potassico (0–35), plagioclasio (0–20), muscovite (2–15)
Comp. sub.:	biotite (0–10), clorite (0–3), epidoto (0–5), calcite (0–5), scapolite (0–2)
Comp. acc.:	pirite (0–15), apatite, rutilo, titanite e zircone (0–1)

Descrizione dei componenti

Quarzo. I grani xenoblastici hanno abito da isometrico a elongato nel verso della scistosità, con margini poligonali irregolari o debolmente sinuosi. La grana è eterogenea, da fine a media, più grossa nelle varietà povere di mica. L'estinzione varia da uniforme a ondulata o a campi. Le inclusioni, molto rare, si limitano a squamette di muscovite.

Feldspato potassico. Granuloso, da finissimo a fine, esso ha abito isometrico poligonale o debolmente ameboidale, con sezioni debolmente spolverate fino sericitizzate e con il graticcio del microclino da diffuso a distinto.

Plagioclasio. Esso ha lo stesso abito del quarzo, in parte più ameboidale, è fresco o debolmente sericitizzato ed ha grana fine-piccola. Presenta finissime lamelle di geminazione polisintetica (secondo le leggi dell'albite, del periclino o le due). CASASOPRA (op.cit., p.591) riporta i seguenti valori: 12–15% An e una seconda generazione, interstiziale, con 70% An.

Muscovite. Lamini esili elongate nel verso della scistosità, lobate dal quarzo, in straterelli allineati.

Biotite. Lamine sfrangiate, con pleocroismo da bruno fulvo o bruno oliva a bruno pallido, per lo più parzialmente o completamente cloritizzata.

Clorite. Lamine pseudomorfe su biotite, con pleocroismo da verde erba a verde pallido, carattere ottico positivo (proclorite magnesiaca).

Epidoto. Grani irregolari lobati da quarzo e plagioclasio, localmente zonari, con nucleo di *ortite.* È presente nelle due varietà, la pistacite e la clinozoisite.

Calcite. Con abito da poligonale a ameboidale essa occupa gli interstizi dell'aggregato di quarzo, con grana da fine a media. Tende a inglobare singoli grani o agglomerati di quarzo. I grani presentano una superficie brunastra, facile sfaldatura e più raramente la geminazione (1 sistema visibile), ambedue piani.

Scapolite. Limpida, incolore, facile sfaldatura in due sistemi ortogonali, colori d'interferenza di ordini diversi, ma che in genere indicano termini molto ricchi di mejonite. I grani possono tendere all'idiomorfia o essere estremamente ameboidali, formando un reticolo tra i grani di quarzo e il microclino, e hanno grana fine-piccola. Includono muscovite e calcite.

Pirite. Minuti agglomerati di grani idiomorfi a sezione del cubo, freschi o con limonitizzazione marginale. Grana fine-piccola.

Apatite. Limpida, a grani più o meno ovoidali.

Rutilo. Chicchi inclusi in titanite.

Titanite. Da idiomorfa a lobata dal quarzo, in grani isolati o in adunamenti disordinati di più grani.

Zircone. Minuti grani idiomorfi colonnari, limpidi.

Struttura e tessitura

La struttura varia a seconda del contenuto di mica: nelle varietà povere di mica essa è granoblastica, con debole o media implicazione intergranulare, intensa nel caso della calcite e della scapolite, mentre nelle varietà ricche di mica essa risulta da un'alternanza di straterelli granoblastici e altri lepidoblastici, con passaggi netti. La grana è finissima-fine, localmente media, per lo più omogenea. L'aggregato di fondo è polimineralico (quarzo, microclino, plagioclasio); solo localmente si osservano concentrazioni lenticolari di quarzo. Il plagioclasio predilige i lettini micacei, mentre calcite e scapolite non si concentrano in orizzonti definiti. Gli influssi meccanici sono di modesta intensità e si esplicano nell'estinzione ondulata o a campi del quarzo, mentre non hanno nessun influsso sulle miche. La tessitura varia parallelamente alla struttura: nelle varietà povere di mica essa è debolmente scistosa di cristallizzazione, nelle varietà micacee essa è chiaramente listata con alternanze di lettini a elementi leucocratici con altri a miche, plagioclasio, epidoto e accessori; la scistosità di cristallizzazione in questo caso è media o intensa, con elongazione del quarzo nel verso della scistosità e orientazione in parallelo delle miche.

I contatti sono di natura variabile: quello al tetto, verso i paragneiss del cristallino antico del Lucomagno nella zona studiata è netto, repentino e localmente marcato da una debole discordanza tettonica (ad es. nella cava abbandonata del Dazio Vecchio), mentre quello del letto, verso il gneiss granitico Leventina talvolta è graduale, talvolta rapido.

Discussione

La questione fondamentale a proposito della «quarzite» è quella genetica. Le possibilità di interpretazione sono molteplici, come già lo dimostrano i dati della letteratura: BOSSARD (1925, p.506; 1929, pp.114–115; 1936, p.39) afferma categoricamente che si tratta di quarziti di origine sedimentaria del Trias inferiore (e quindi, assieme con il marmo di Freggio, un elemento di separazione fra il ricoprimento Leventina e quello Lucomagno); PREISWERK (1936, p.10) afferma invece che si tratta di quarziti di origine magmatica rappresentanti presumibilmente prodotti ultra-acidi di differenziazione; CASASOPRA (1939, p.590) rivela l'incertezza della loro interpretazione e altrove (op.cit., p.697) afferma come «...per i leggerissimi banchi o lenti che intercedono fra la massa di Leventina e gli ortogneiss sovrastanti, la stessa età (triassica) non è sostenibile». Lo stesso problema si pone al tetto del

granito di Verampio, il quale è occupato da quarzite, esattamente come nel caso del gneiss granitico Leventina (NEJAND 1966).

Delle varie possibilità di interpretazione credo si possa senz'altro escludere quella che si tratti di una quarzite del Trias inferiore, anche solo sulla base del confronto litologico con le quarziti sicuramente appartenenti al Trias inferiore (Campolungo, Molare, Piora, Soja, ecc.): infatti queste presentano sempre una composizione mineralogica costante e contenuta entro limiti molto rigidi, che si differenzia da quella delle «quarziti» del tetto della massa Leventina per il minore contenuto di miche, la presenza solo eccezionale di plagioclasio e di feldspato potassico (e allora esso non presenta mai il graticcio del microclino visibile). D'altra parte la mancanza assoluta di dolomie del Trias medio rende insostenibile l'affermazione di BOSSARD (op. cit.), che si tratta di quarziti triassiche. Restano aperte le altre possibilità: origine sedimentaria pretriassica, origine magmatica (per differenziazione) o «idrotermale» (nel senso di concentrazioni di quarzo proveniente da soluzioni ascendenti e cristallizzate sulla superficie stessa del granito). La scelta permane incerta: solo in base alla struttura i criteri addotti da PREISWERK (1936, p. 10) non sono sufficienti a dimostrare l'origine magmatica; ma se si considera l'insieme delle caratteristiche, cioè: forte tenore feldspatico (plagioclasio e microclino), i passaggi localmente graduali dal gneiss granitico Leventina alle «quarziti», la giacitura lenticolare discontinua, si ha però una conferma dell'ipotesi di PREISWERK (op. cit.), della loro origine magmatica.

Ai fini dell'interpretazione tettonica è però più importante unicamente la questione dell'età (Trias o pre-Trias): sebbene non si possa dimostrare con assoluta certezza l'origine magmatica delle «quarziti», tutte le osservazioni di carattere geologico e litologico tendono a escludere la possibilità dell'età triassica. Sulle conseguenze di ordine tettonico cfr. il capitolo relativo.

B. Il cristallino antico di Prato–Cornone

Il secondo complesso di rocce cristalline antiche nell'area rilevata è quello che si è raggruppato sotto il nome di «*cristallino antico di Prato–Cornone*» e che si è parallelizzato con quello del Lucomagno (cfr. il capitolo sulla tettonica). Esso era già stato rilevato da PREISWERK (cfr. carta geol. spec. ni. 81 e 116), che però lo fa terminare poco a est di Piana Selva: il rilevamento particolareggiato della regione ha permesso di definire meglio lo sviluppo geografico di questo complesso; esso inizia a est al Dazio Grande (i contatti con il cristallino antico a nord del Ticino sono malauguratamente ricoperti dai depositi alluvionali del Ticino), con una potenza di ca. 100 m, e continua verso ovest, assottigliandosi vieppiù, tanto che al margine est dell'area rilevata la sua potenza è ridotta a una ventina di metri. I limiti superiore e inferiore del complesso sono ben definiti e sempre netti: quello inferiore è rappresentato dal gneiss granitico Leventina (e più precisamente dalla varietà laminare o dalla «quarzite»), quello superiore, fino all'altezza di Ogiòra dal Trias (Zona triassica di Rodi–Ogiòra), a est di questo dalla Zona milonitica di Ogiòra (cfr. la carta geologica, tav. I e la fig. 2). La continuazione est del cristallino antico di Prato–Cornone è probabilmente rappresentata dalla «Zona di separazione tra le masse Leventina e Campo Tencia» di KELLER (1968).

L'aspetto litologico del cristallino antico di Prato–Cornone è monotono: praticamente tutto il complesso è formato da un *gneiss scistoso leuco-mesocratico a grana fine, ricco di quarzo, a plagioclasio, due miche, o a biotite, e granato,* con marcata tessitura planare-tabulare. Esso si differenzia dai tipi analoghi del cristallino antico del Campo Tencia e di Gribbio per la mancanza di tipi micascistosi, di distene e staurolite e delle segregazioni quarzose; il granato è sempre minuto e spesso visibile solo a livello microscopico. La composizione mineralogica comprende: quarzo, plagioclasio, biotite, muscovite, epidoto e ortite, granato, pirite e limonite, apatite, rutilo e zircone; essa collima con quelle dei tipi analoghi del cristallino antico del Lucomagno indicato da KRIGE (1918, pp. 63–64) e da BOSSARD (1936, p. 41). Un campione del Dazio Grande all'immediato contatto con la «quarzite» del margine superiore del gneiss granitico Leventina ha rivelato la presenza di calcite e scapolite (termine mejonitico). Nel letto della Piumogna, verso il contatto inferiore, è intercalato uno strato di pochi metri di potenza in cui il gneiss testè descritto oltre a granato contiene anche orneblenda, la quale è

sviluppata con struttura chenopoditica, in cristalli prismatici di 1–2 cm di lunghezza. Anche questa intercalazione trova la corrispondenza in quelle frequenti del cristallino antico del Lucomagno (cfr. KRIGE 1918, p. 70; BOSSARD 1936, p. 43; DAL VESCO 1964, p. 17).

Discussione

Le rocce del cristallino antico di Prato–Cornone sono tutte di origine sedimentaria e rappresentano i prodotti metamorfici di argille comuni o debolmente marnose o dolomitiche; esse presentano pochissime variazioni di composizione. Il grado di metamorfosi alpina (con ricristallizzazione totale delle rocce originarie) non è definibile in dettaglio siccome mancano paragenesi critiche: comunque esso corrisponde alla mesozona e più particolarmente all'inizio della facies metamorfica dell'anfibolite a almandino.

C. La Zona milonitica di Ogiòra

Introduzione

Nelle carte geologiche speciali ni. 81 e 116 PREISWERK indica una lente di «scisti grafitici, ricchi di quarzo, presumibilmente del Carbonifero» al tetto del gneiss granitico Leventina, in parte a diretto contatto con esso, in parte separato da questo da una lente di cariata, all'incirca all'altezza del sentiero che da Osoglio porta a Gribbio. L'autore descrive brevemente l'affioramento e in un primo tempo (1918, p. 56) lo attribuisce senz'altro al Carbonifero (parallelizzandolo con quello di Mattengo sotto il P. Molare), mentre in seguito (1936, p. 10) considera anche la possibilità che si tratti di formazioni milonitiche.

Estensione e aspetti litologici

Come si vedrà sotto, si tratta effettivamente di rocce milonitiche: esse affiorano a Ogiòra (cfr. tav. I) in tre intagli nella morena e si alzano da quota 1070 m a ovest a quota 1150 m a est, con una potenza massima al centro di ca. 20 m, su di una lunghezza di ca. 500 m fino al limite est dell'area rilevata. Esse non sono accompagnate da cariate triassiche come afferma PREISWERK (opp. cit.), ma si trovano bensì sulla diretta continuazione est della Zona triassica di Rodi–Ogiòra, che scompare a cuneo 100 m a ovest del loro inizio. D'altra parte esse sono separate dal gneiss granitico Leventina da un banco verso est sempre più esile di parascisti del cristallino antico di Prato–Cornone. Al tetto esse sono a contatto con gneiss scistosi a due miche del cristallino antico di Gribbio.

L'aspetto macroscopico di queste rocce effettivamente ricalca grossolanamente quello degli scisti grafitici del Carbonifero del Molare: specie l'intensa scistosità, il colore grigio-violetto, la giacitura lenticolare molto appiattita; si tratta però di un fenomeno di convergenza: infatti sui piani di rottura la granulometria è ridotta al punto da determinare la colorazione grigiastra, la quale non risulta (come è il caso degli scisti grafitici del Carbonifero) dall'inclusione di grafite.

Al microscopio (3 sezioni sottili) si ha:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	quarzo (40), plagioclasio (0–40), muscovite e sericite (5–30)
Comp. sub.:	biotite (1–30), clorite (5–20), granato (0–6), staurolite (0–1), distene (0–1), pistacite (0–1)
Comp. acc.:	pirite e limonite (0–1), tormalina (0–1), apatite, rutilo, zircone, ilmenite (sempre meno di 1).

Descrizione dei componenti

Quarzo. Solitamente in grani poligonali o intensamente lobati o addentellati, per lo più allungati nel verso della scistosità. Estinzione ondulata, a campi, a lamelle o vagamente a scacchiera. La grana è fine-piccola. Localmente è presente una seconda generazione in grani minutissimi (0,004–0,05 mm) dalle forme ameboidali, intensamente suturati, con estinzione da uniforme a ondulata («Mörtelstruktur»).

Plagioclasio. Grani più o meno isometrici dai margini poligonali, localmente ameboidali. Include localmente quarzo guttiforme, muscovite, biotite. Esso è estremamente torbido per la ricchezza di inclusioni feltriformi di squamette di sericite (?) che mascherano quasi totalmente gli elementi morfologici (geminazione lamellare e sfaldatura), per cui la determinazione della composizione è impossibile.

Muscovite e *sericite*. La muscovite si presenta in lamine esili e lunghe, intensamente ondulate o strappate. Predomina la sericite, che forma aggregati squamosi racchiudenti lamine singole di muscovite. I margini spesso sono occupati da concentrazioni di «pigmento» (che probabilmente risulta dalla frantumazione meccanica dei componenti della roccia lungo i piani di rottura) che conferisce alla roccia il colore grigiastro.

Biotite. Lamine elongate fino fenocristalli intensamente lobati dal quarzo e dal plagioclasio. Rare inclusioni di zircone e pirite. Il pleocroismo è intenso, da bruno rossiccio a bruno pallido. Le lamine sono spesso ondulate o attraversate da piani di taglio perpendicolari o obliqui rispetto a (001).

Clorite. Sempre con pleocroismo da verde chiaro a incolore, colori di interferenza azzurri o bruni anomali, carattere ottico negativo (quindi probabilmente proclorite ferrifera), essa si presenta sotto due aspetti: *a)* pseudomorfa su granato e biotite; *b)* in filoncelli dello spessore massimo di 0,3 mm, formati dall'accostamento di aggregati a ventaglio o subsferolitici, vagamente orientati secondo due sistemi rispetto alla scistosità e tendenti a suddividere la pasta di fondo in rombi molto schiacciati o in lenti stirate.

Granato. Fenocristalli dalle forme lenticolari e dai margini irregolari, intensamente fessurati e frantumati, cementati da clorite. Includono quarzo in quantità variabili, per cui risultano strutture cribrose o scheletriche a seconda dei casi.

Staurolite. Fenocristalli estremamente irregolari, in parte frantumati con i singoli frammenti racchiusi in sericite. Il pleocroismo, distinto, va da giallo limone a giallo pallido. Con rare inclusioni di quarzo.

Distene. Con caratteristiche ottiche e morfologiche normali, esso si presenta in grani estremamente xenoblastici, compenetrati da quarzo, muscovite e sericite. Spesso a contatto o racchiuso dalla staurolite.

Pistacite. Rari grani a contatto del quarzo, frantumati o cementati da quarzo a grana finissima.

Pirite e *limonite*. Grumi irregolari e grani elongati, ai margini dei filoncelli cloritici o inclusi nei cordoncini micacei.

Tormalina. Idioblasti colonnari a sezioni esagonali e con marcato pleocroismo da verde oliva a verde pallido, omogeneo. Con rari inclusi di quarzo. Intensa incrinatura perpendicolare all'asse c con debole rigetto delle singole sezioni.

Apatite. Grani ovoidali debolmente lobati, limpidi.

Rutilo. Grani a forma di chicco, inclusi in granato.

Zircone. Minuti idioblasti limpidi, di solito inclusi in biotite.

Ilmenite. Grani lanceolati inclusi in granato.

Struttura e tessitura

La struttura originaria, granoblastica con debole implicazione, fino lepidoblastica, è parzialmente cancellata dagli influssi meccanici molti intensi, che si manifestano con maggiore evidenza negli straterelli quarzitici, in cui grani ancora intatti sono immersi in una massa finissima di quarzo, per cui risulta una struttura porfiroclastica, che occupa in parte anche i piani di taglio lungo i quali i frammenti di quarzo sono stati rigettati. Meno sensibili sono gli effetti sul plagioclasio, il quale conserva la forma originaria, ma è intensamente trasformato in un aggregato feltriforme di sericite (?). Le miche sono ripiegate, arricciate o strappate, il granato è frantumato e parzialmente trasformato in clorite, la staurolite, il distene e la tormalina sono essi pure in parte incrinati o frantumati. I piani di taglio sono generalmente occupati da clorite: essi accentuano l'intensità della scistosità originaria e conferiscono alla roccia il tipico aspetto lenticolare.

Discussione

Dallo studio microscopico risulta che le rocce originarie erano di almeno due tipi: *a)* gneiss biotitici a plagioclasio e *b)* micascisti a granato, staurolite, distene e tormalina. Siccome la composizione mineralogica coincide con quella normale dei gneiss e micascisti dei cristallini antichi di Prato–Cornone e di Gribbio e la caratteristica principale della struttura è l'intensa sollecitazione meccanica postmetamorfica non vi sono più dubbi sulla natura milonitica di queste rocce. Gli influssi cataclastici hanno probabilmente toccato sia le rocce del cristallino antico di Prato–Cornone, sia quelle del cristallino antico di Gribbio. Secondo la nomenclatura di ZAWADYNSKI (1952) si tratta di cataclasiti fino cachiriti, non di miloniti vere e proprie.

KELLER (1968) descrive una zona di gneiss laminati e di brecce tettoniche al tetto del gneiss Leventina: essa probabilmente coincide con quella milonitica di Ogiòra, che in questo settore si è già abbassata raggiungendo il tetto della massa Leventina stessa. Sul significato tettonico della Zona milonitica di Ogiòra cfr. il capitolo sulla tettonica.

D. Il cristallino antico del Campo Tencia e di Gribbio

Il cristallino antico del Campo Tencia nell'area rilevata affiora a sud della Zona triassica del Campolungo, occupando la striscia sud della regione e in parte anche a nord di questa formando il «lobo intermedio di Gribbio» (secondo la nomenclatura di PREISWERK 1936), all'estremità orientale della regione studiata (cfr. fig. 2, la tav. I e il capitolo sulla tettonica). Esso è già stato descritto da PREISWERK (1918, 1936) e recentemente da KELLER (1968): l'ultimo autore ne ha studiato in dettaglio la geologia e la petrografia nell'area a est e a sud della mia, per cui qui mi limito a una concisa descrizione geologica e petrografica delle singole rocce che lo costituiscono, rimandando al lavoro citato per ogni dettaglio di ordine litologico e genetico.

Le rocce del cristallino antico del Campo Tencia si possono suddividere in tre gruppi principali:

a) I gneiss quarzitici conglomeratici, probabilmente appartenenti al Permiano.
b) Le rocce di origine sedimentaria, più antiche, comprendenti:
   - micascisti e gneiss scistosi quarzitici a due miche, in parte con granato, distene, staurolite;
   - micascisti e gneiss scistosi a due miche, in parte con granato, distene, staurolite;
   - gneiss mesocratici a due miche, plagioclasio e granato, a grana fine;
   - gneiss leucocratici a biotite e plagioclasio.
c) Le rocce basiche, comprendenti anfiboliti di diversi tipi.

Particolare interesse presentano le rocce del primo gruppo, che vengono descritte per la prima volta nella regione del Campolungo.

1. Le quarziti e i gneiss conglomeratici

L'immediato substrato delle quarziti del Trias inferiore del Campolungo, vale a dire il passaggio dal cristallino antico del Campo Tencia e di Gribbio alla quarzite vera e propria, è spesso occupato da un banco della potenza massima di una decina di metri di quarziti e gneiss quarzitici conglomeratici, localmente calcariferi. Gli affioramenti, sebbene in numero abbastanza rilevante, sono sempre di modeste proporzioni e isolati. Nel cristallino antico di Gribbio si tratta dei seguenti (cfr. tav. I): Il Sasso, alla base del Trias di Pianmez; A. Piota, Piota d'Isra e Piumogna, alla base del Trias del Campolungo; nel cristallino antico del Campo Tencia sono i seguenti: Nedi, Boschia Balcon, Valle Campo, Varozzeira, Barbügheira, Pian dei Sautri, Piz Prevadin, Val Prevat, A. Pianascio, tutti alla base del Trias del Campolungo (cfr. anche i rispettivi profili di dettaglio attraverso il Trias): il loro modo di affiorare è perciò lenticolare; essi mancano in alcuni settori (ad es. tra Stüéi e il Pian dei Sautri). È impossibile stabilire se per una lacuna primaria o per laminazione tettonica. I contatti, sia con la quarzite del Trias inferiore, sia con i micascisti e gneiss più antichi, sono sempre netti e concordanti: un'eventuale discordanza originaria non è quindi più visibile.

L'aspetto macroscopico è relativamente monotono e costante: la matrice bianca, grigiastra o verdognola, a grana fine e debolmente scistosa, contiene componenti con una granulometria corrispondente alla ghiaia, di colore bianco latteo, quarzose, di 1–10 cm di lunghezza, dalle forme solo raramente poligonali, di regola ovoidali o lenticolari, stirate nel verso della scistosità, e che costituiscono dal 20 all'80% del volume della roccia, spesso concentrate in banchi paralleli. In casi particolari la roccia è pieghettata, con i ciottoli di quarzo concentrati nei fianchi delle pieghe; se però essi si trovano nelle cerniere, allora sono essi pure ripiegati. Localmente la matrice ha una struttura spugnosa dovuta alla soluzione superficiale della calcite.

Per la descrizione microscopica (16 sezioni sottili esaminate) appare logico suddividere la roccia nei suoi due domini strutturali: la matrice e i ciottoli.

a) La matrice

La matrice corrisponde generalmente a un gneiss quarzitico, raramente a una quarzite vera e propria, con la caratteristica mancanza degli alumosilicati (distene, staurolite, granato) che altrimenti sono sempre presenti nei gneiss quarzitici del Campo Tencia, almeno al livello microscopico.

La *composizione mineralogica* (non ha senso riportare i valori percentuali siccome si tratta solo di parte della roccia) è la seguente:

Comp. princ.:	quarzo, muscovite
Comp. sub.:	biotite, clorite, plagioclasio, feldspato potassico, epidoto e ortite, calcite, scapolite, vesuvianite
Comp. acc.:	tormalina, rutilo, titanite, minerali metalliferi, apatite, zircone

Descrizione dei componenti

Quarzo. Grani isometrici poligonali o debolmente elongati in *s*, a grana fine-piccola (0,1–0,5 mm). L'estinzione varia da uniforme a campi.

Muscovite. Lamine esili e lunghe con la faccia (001) idiomorfa.

Biotite. Stesso abito come la muscovite o fenocristalli cribrosi e lobati dal quarzo, in parte orientati obliquamente rispetto alla scistosità. Pleocroismo intenso, da verde oliva oscuro a bruno gialliccio pallido. In parte verde (cloritizzazione incipiente) o completamente trasformata in clorite.

Clorite. Pseudomorfa su biotite. Pleocroismo da verde erba a incolore, birifrangenza bassa con colori d'interferenza di I ordine o anomali, carattere ottico positivo, raramente negativo (proclorite magnesiaca e ferrifera). Include rutilo in aggregati sagenitici.

Plagioclasio. Xenoblasti cribrosi includenti gli altri minerali, specie le miche, il quarzo e l'epidoto, localmente a loro volta inclusi nella muscovite. Ha grana fine o media e una fine geminazione lamellare. Il chimismo varia a seconda della paragenesi: nei campioni senza calcite esso è di 28–38% An (geminati secondo la legge dell'albite, talvolta anche del periclino); nei campioni con calcite esso è compreso fra 60 e 70% An (geminati secondo la legge della albite). Anche se non espresso esplicitamente, tutti i feldspati sono stati determinati al tavolino universale.

Feldspato potassico. Xenoblasti ameboidali a grana fine-piccola, fino a media, racchiusi nei cordoncini micacei. Limpido o debolmente spolverato, senza il graticcio del microclino, include quarzo e minerali metalliferi. L'angolo assiale è compreso tra −66 e −76°: si tratta quindi probabilmente di microclino con graticcio invisibile.

Epidoto–ortite. Prevale la pistacite. I grani, xenoblastici fino parzialmente idioblastici, sono cribrosi per le inclusioni di quarzo. Localmente con nucleo intensamente pleocroitico di ortite.

Calcite. Grani ameboidali limpidi o leggermente torbidi, con sfaldatura molto sviluppata, senza la geminazione lamellare, a grana fine o piccola, eccezionalmente media. Include epidoto e parzialmente plagioclasio e si trova negli straterelli micacei a contatto con quarzo e miche.

Scapolite. Grani xenoblastici dalle forme ameboidali racchiudenti gli altri componenti, in particolare agglomerati di titanite. Incolore, facile sfaldatura secondo due sistemi ortogonali, colori d'interferenza variegati di II ordine, a chiazze, che indicano un termine mejonitico.

Vesuvianite. Colori d'interferenza grigi di I ordine, sfaldatura a sviluppo irregolare, carattere ottico negativo, estinzione localmente a campi. In due abiti: *a)* quasi idiomorfa, con margini addentellati dal quarzo e poche inclusioni (quarzo, clorite, sericite, lungo i piani di sfaldatura); *b)* xenoblasti lenticolari-lobati, con molte inclusioni (quarzo, clorite, plagioclasio, sericite, apatite, rutilo) che le conferiscono una struttura cribrosa. Ha grana grossolana.

Tormalina. Idioblasti colonnari a sezioni esagonali, solo localmente fenocristalli incrinati, sfrangiati a contatto con il quarzo. Intenso dicroismo da verde bottiglia a rosa pallido.

Rutilo. Granelli a forma di chicco.

Titanite. Singoli grani a forma di chicco inclusi in scapolite o grossi xenoblasti nella pasta fondamentale micacea.

Minerali metalliferi. Soprattutto pirite (in parte limonitizzata) in grani idiomorfi di dimensioni molto variabili.

Apatite. Grani ovoidali nella pasta quarzitica.

Zircone. Grani limpidi idiomorfi.

b) I ciottoli

I ciottoli sono sempre praticamente monomineralici, formati da quarzo, accompagnato localmente da minime quantità di muscovite e calcite. Mancano del tutto ciottoli chiaramente polimineralici, ad es. contenenti feldspato.

Quarzo. Grossi grani che raggiungono 4 mm di diametro, dalle forme estremamente ameboidali (isometriche o elongate) con i margini finemente addentellati e suturati. L'estinzione è almeno a campi se non addirittura a bande, senza un'orientazione particolare. Le inclusioni si limitano a rare laminette di *muscovite*, a *calcite* guttiforme e a *pirite*.

Struttura e tessitura

La struttura conglomeratica al microscopio rivela i seguenti caratteri: *a)* nei ciottoli essa è granoblastica, a mosaico, con intensa implicazione intergranulare del quarzo. La grana è eterogenea, spesso più piccola ai margini; *b)* nella matrice essa è granoblastica, a selciato, localmente lepidoblastica, a grana fine-piccola, omogenea nei singoli affioramenti. Il contatto fra i ciottoli e la matrice è in parte netto e occupato da esili lettini micacei; localmente è invece addentellato, se il quarzo dei ciottoli è a diretto contatto con quello della matrice, sempre però evidente per il subitaneo cambiamento della grossezza della grana. La deformazione dei ciottoli si manifesta solitamente nello stiramento a forma

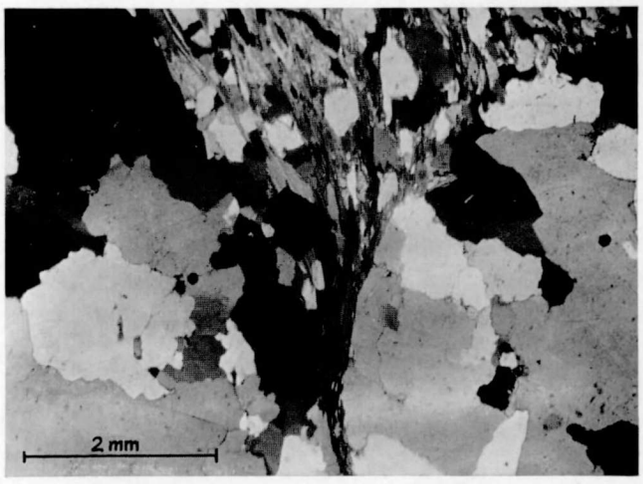


Fig. 6: Microfotografia di un gneiss quarzitico conglomeratico (Piota d'Isra, camp. 1007): due ciottoli ellissoidali, formati di quarzo a struttura a mosaico e a grana media, sono separati dalla matrice a quarzo e muscovite a grana fine. Nicol incr.

di lenti appuntite; localmente piani di taglio fessurano i ciottoli rigettandone le due metà: le fessure non sono visibili all'interno dei ciottoli, per cui bisogna concludere che la ricristallizzazione del quarzo dei ciottoli è stata completa e posteriore alle fessure stesse.

La tessitura è debolmente scistosa, con una ripetizione di lettini quarzitici con altri a miche, feldspato, epidoto, eventualmente scapolite e vesuvianite e i componenti accessori. I piani di scistosità in parte vengono tagliati dai ciottoli, in parte vi si adagiano, per cui risulta un tessuto lenticolare con matrice fluidale.

Discussione

Il quadro microscopico e macroscopico della roccia descritta non lascia dubbi sul carattere originariamente sedimentario dei ciottoli quarzosi: la forma da poliedrica a ovoidale, poco o non deformata, si differenzia nettamente da quella delle vene e lenti di quarzo di segregazione alpina. Altre caratteristiche confermano questa affermazione: la concentrazione in banchi «stratigraficamente» ben definiti e i contatti con la matrice, spesso occupati da piani micacei. Il sedimento originario era perciò un conglomerato con matrice arenaceo-argillosa a elementi quasi certamente di quarzo filoniano provenienti dalla disgregazione di scisti e gneiss erciniani o più antichi: la mancanza di componenti polimicti si può spiegare alla luce di un recente lavoro di CAILLEUX (1965): l'autore, in uno studio sui ciottoli recenti e del Quaternario ha stabilito come in depositi di climi caldi e umidi il quarzo filoniano raggiunga spesso il 100%, siccome i feldspati a queste condizioni alterano rapidamente a bauxite o argilla. La metamorfosi alpina ha rielaborato completamente la roccia, ciottoli compresi (cristallizzazione sommativa del quarzo), senza cancellare la forma dei ciottoli, al massimo deformandola. L'intensità della metamorfosi deve corrispondere all'incirca all'inizio della facies dell'anfibolite a almandino: mancano gli alumosilicati puri per poterla definire più in dettaglio: comunque il plagioclasio in paragenesi con calcite raggiunge termini basici, fino al 70% An. Tipica è la presenza, del resto sporadica, di scapolite e vesuvianite, grazie al contenuto di Ca della roccia: non è possibile giudicare se la scapolite risulti dal plagioclasio o se sia una neoformazione, mancando le relazioni di contatto fra i due minerali.

Le caratteristiche litologiche coincidono altresì quasi nei minimi particolari con le quarziti e gneiss conglomeratici del Molare (cfr. AMMANN 1963; BOSSARD 1936), attribuiti al Permiano (l'ultimo autore, op. cit., p. 40, precisa addirittura che si tratta di Permiano inferiore), per cui anche nel nostro caso appare plausibile, anche se non dimostrabile, attribuirli al Permiano, in accordo con la loro posizione «stratigrafica», sotto il Trias inferiore. Meno spiccata è invece l'analogia con le rocce equivalenti della Scaglia di Soja (cfr. JENNY 1923, p. 10; EGLI 1966, pp. 81 sgg.), dal primo autore classificate come Verrucano.

2. Micascisti e gneiss scistosi quarzitici

Questa unità di rocce di origine sedimentaria ha uno sviluppo modesto con un'estensione che si limita all'estrema fronte nord e ovest del cristallino antico del Campo Tencia (cfr. le tavv. I e IV), con una potenza massima dell'ordine di 600–700 m, raggiunta nella parte centrale, tra il P. Prevat, il fianco nord del Pizzo Campolungo, i Leìt, mentre essa si assottiglia verso ovest (A. Zaria e Colla) e verso est, dove termina a cuneo nella Valle Campo. Essa forma l'immediato substrato della rocce triassiche del Campolungo o è separata da queste dai gneiss quarzitici conglomeratici testè descritti, con contatto netto e concordante. Il passaggio verso le unità tettonicamente inferiori (di regola micascisti e gneiss scistosi o gneiss mesocratici) indicato sulla carta geologica (tav. I) è invece puramente soggettivo: questo infatti è graduale, con una progressiva diminuzione del quarzo da nord verso sud; il limite riportato sulla carta geologica (tav. I) è perciò unicamente indicativo e è stato fissato direttamente sul terreno sulla base di criteri macroscopici.

La varietà litologica più diffusa è la seguente:

2a. Micascisto fino gneiss scistoso quarzitico a due miche e granato, sporadicamente con distene e staurolite

Questa varietà corrisponde alle «quarziti granatifere» di PREISWERK (1936, p. 13) che indica quale località tipica il Piz Prevat. La roccia è caratterizzata dalla preponderanza del quarzo, distribuito in parte nei lettini quarzitici alternanti con gli altri a miche e alumosilicati, in parti nelle lenti allungate e concordanti, monomineraliche, che nei casi estremi raggiungono 1 mm di spessore e vari metri di lunghezza, di segregazione metamorfica. La roccia è grigiastra con una patina bruno rossiccia, estremamente compatta, con scistosità da debole a media, di regola ondulata o pieghettata. La composizione mineralogica comprende quarzo (dal 50 al 75% vol.), muscovite e biotite, clorite, epidoto, raramente plagioclasio, gli alumosilicati: granato (almandino), distene e sporadicamente staurolite, tormalina nera, e gli accessori: apatite, zircone, rutilo e minerali metalliferi. La grana varia da fine a piccola.

Molto più rara è la seguente varietà:

2b. Micascisto fino gneiss scistoso quarzitico a due miche

Esso rappresenta una variante del tipo precedente, caratterizzata dalla mancanza degli alumosilicati: per il resto le caratteristiche macroscopiche e mineralogiche sono invariate.

Oltre a queste due varietà principali va notata la presenza molto eccezionale di una varietà debolmente calcarifera: essa è stata riscontrata unicamente al piede sudest del Piz Prevat, nelle immediate vicinanze della quarzite triassica; la roccia contiene all'incirca il 15% del volume di calcite, contenuto che si manifesta nell'alterazione «spugnosa» superficiale della roccia.

Discussione

Le rocce di questa unità rappresentano i derivati metamorfici di sedimenti psammitici molto ricchi di quarzo e con interstratificazioni argillose. L'intensità della metamorfosi, mesozonale, va situata nella facies dell'anfibolite a almandino (di tipo Barrow, nel senso di WINKLER 1965, pp. 86 sgg.; 1967, pp. 104 sgg.) con le prime due subfacies, quella a staurolite–almandino e quella a distene–almandino–muscovite.

3. Micascisti e gneiss scistosi

Questa unità è la seconda per importanza quantitativa e si trova sia nel cristallino antico del Campo Tencia s. s., con la massima estensione tra la Val Prevat, il Pizzo Campolungo e l'A. Crozlina, dove essa affiora in tre livelli tettonici che vanno scomparendo verso est, sia nel «lobo intermedio di Gribbio», in due livelli, il primo in vicinanza del Trias del Campolungo, il secondo in quello di Rodi–Ogiòra (cfr. tavv. I e IV). La potenza massima è raggiunta nell'ultimo settore citato e è di ca. 300 m, mentre di regola si mantiene attorno ai 100–200 m. Come si è già accennato sopra, i passaggi con il

gruppo quarzitico sono graduali; in taluni casi i due gruppi sono intercalati al livello di campione o addirittura microscopico.

La varietà più comune è la seguente:

3a. Micascisto fino gneiss scistoso a due miche e granato, sporadicamente con distene e staurolite

Questa varietà si differenzia da quella corrispondente del gruppo precedente per la minor ricchezza di quarzo, compensata da un relativo aumento dei minerali micacei e degli alumosilicati, per cui l'aspetto macroscopico risulta più marcatamente scistoso, la grana maggiore (piccola-media), la patina di alterazione superficiale più oscura, di colore rosso ruggine, mentre la superficie di scistosità è argentea per la predominanza della muscovite, punteggiata dal granato, relativamente grosso. Il distene si presenta in cristalli dal tipico abito lamellare, spesso concentrati al margine delle vene leucocratiche quarzose, che abbondano anche in questo gruppo. Localmente la roccia presenta arricchimenti di tormalina nera in nidi raggiati (ad es. a est del Pizzo Campolungo). La roccia è quasi sempre intensamente pieghettata o per lo meno ondulata. La composizione mineralogica comprende, in ordine decrescente di importanza quantitativa: muscovite, granato, biotite, plagioclasio, clorite, staurolite, distene, epidoto, tormalina, minerali metalliferi, apatite, rutilo, zircone. Dalla combinazione dei tre alumosilicati citati risultano le varietà seguenti:

- a solo granato,
- a granato e distene,
- a granato e staurolite,
- a granato, staurolite e distene.

3b. Micascisto fino gneiss scistoso a due miche, staurolite e distene

Questo tipo rappresenta unicamente una variante di quello precedente, con la stessa composizione mineralogica, salvo il rapporto quantitativo rovesciato tra granato da una parte e staurolite e distene dall'altra. Le caratteristiche macroscopiche sono pure praticamente invariate rispetto a quello, salvo la più marcata scistosità e la presenza di fenocristalli idiomorfi di staurolite e distene che raggiungono l'ordine di grandezza del cm. Questo tipo coincide altresì con quello classico dei micascisti a staurolite e distene del P. Forno – A. Sponda (cfr. KELLER 1968) e probabilmente come quelli contiene eccezionalmente paragonite e muscovite con natrio accanto alla muscovite: HARDER (1956) cita affioramenti all'A. Crozlina, al Campolungo e all'A. Ladomighino (per Cadonighino?). Questa varietà è stata distinta sulla carta geologica (tav. I) per mezzo di una segnatura all'interno dei micascisti a granato nelle seguenti località: a sudovest del P. Prevat, tra i Leìt e il Pizzo Campolungo e a sudest del Pizzo Campolungo.

La terza e ultima varietà, come la seconda di modesta diffusione (infatti la si ritrova unicamente a sud della Varozzeira e della Barbügheira, cfr. tav. I), è la seguente:

3c. Micascisti e gneiss scistosi a due miche

Si tratta anche in questo caso di una variante del tipo comune, con le stesse caratteristiche di composizione mineralogica e strutturali, salvo la mancanza di alumosilicati a livello macroscopico. Essa rappresenta contemporaneamente il termine di passaggio al gruppo seguente.

Discussione

Le rocce di questo gruppo derivano da sedimenti prevalentemente argillosi o formati da un'alternanza di argille e di arenarie o silt. Il grado di metamorfosi è ben individuabile, grazie alla presenza degli alumosilicati puri: esso corrisponde alla facies della anfibolite a almandino, specie alla subfacies della staurolite–almandino (in cui è possibile la paragenesi con i tre alumosilicati granato, staurolite e distene, contemporaneamente e in equilibrio stabile, secondo WINKLER 1967, pp. 104 sgg.), localmente a quella del distene–almandino–muscovite (nel senso di WINKLER 1965, pp. 86 sgg.).

4. Gneiss mesocratici a due miche, plagioclasio e granato, a grana fine

Questo gruppo comprende le rocce più diffuse del cristallino antico del Campo Tencia; in quello a sud del Trias del Campolungo esso forma tre complessi principali: uno a nord, dalla Varozzeira al Pizzo del Lambro, uno a sud, dalla Val Prevat, attraverso il Pizzo Campolungo e il Lago Morghirolo, fino verso l'A. Crozlina, suddiviso in vari livelli dalle numerose intercalazioni di micascisti a granato, di gneiss leucocratici e anfiboliti, e infine quello a sudest, a La Motta, che si ricongiunge con quello del «lobo intermedio di Gribbio», dove il Trias del Campolungo scompare a cuneo; nel «lobo intermedio di Gribbio» esso forma la massa principale, centrale, dove raggiunge la potenza massima di 800 m (cfr. le tavv. I e IV). Come i due gruppi precedenti anche questo è litologicamente eterogeneo, con passaggi graduali e interstratificazioni con i micascisti del gruppo 3, e con differenti sviluppi mineralogici, che si possono suddividere in quattro tipi.

4a. Gneiss mesocratico a biotite o a due miche, plagioclasio e granato, a grana fine

Questa è la varietà di gran lunga predominante, con i seguenti caratteri macroscopici: la roccia ha un colore bruno chiaro che le è caratteristico (tanto che PREISWERK 1918 e 1936, li denomina «braune Gneise»), localmente bruno violetto, grana fine, omogenea, debole o media scistosità, planare o ondulata, con lettini a concentrazioni di biotite, spesso in fenocristalli orientati obliquamente rispetto alla scistosità, e piccolissimi granati. La composizione mineralogica comprende quarzo, plagioclasio, biotite, muscovite, clorite, granato, epidoto, apatite, rutilo e minerali metalliferi. L'abito del granato (almandino) è di tipo particolare: i minuscoli idioblasti hanno l'aspetto di un atollo per via del nucleo centrale occupato da quarzo o plagioclasio (cfr. anche KELLER 1968).

4b. Gneiss mesocratico a due miche, plagioclasio e granato, contenente staurolite e distene, a grana fine

Questo tipo rappresenta una variante del precedente, di cui ha le stesse caratteristiche macroscopiche e anche quelle di composizione mineralogica, salvo la presenza a livello microscopico di staurolite, distene e tormalina nera.

4c. Gneiss leuco-mesocratico a due miche, plagioclasio e granato, contenente staurolite e distene, a grana fine

Si tratta di una variante del tipo precedente con gli stessi componenti in rapporto diverso: predominano quelli leucocratici (quarzo e plagioclasio) per cui la roccia risulta di colore grigio chiaro.

4d. Gneiss scistoso mesocratico a due miche, plagioclasio e granato, sporadicamente contenente staurolite, a grana fine

In questa varietà le miche prevalgono sui componenti leucocratici, per cui la tessitura risulta maggiormente scistosa che nei tipi precedenti, oltre che a essere intensamente pieghettata. Essa rappresenta il termine di passaggio tra questo gruppo e quello precedente dei micascisti e gneiss scistosi.

Discussione

I tipi di roccia di questo gruppo derivano dalla trasformazione metamorfica di sedimenti argilloso-siltoso-arenacei, con grado di metamorfosi uguale a quello del gruppo precedente, vale a dire con condizioni mesozonali e più precisamente nella facies metamorfica dell'anfibolite a almandino, specie nella prima subfacies, quella a staurolite-almandino.

5. Gneiss leucocratici a biotite, plagioclasio e feldspato potassico

Questo gruppo litologico è abbastanza diffuso, ma unicamente a sud della Zona triassica del Campolungo. Negli affioramenti si osserva una giacitura in grossi strati concordanti racchiusi per lo più nei gneiss mesocratici, più raramente nei micascisti granatiferi o in quelli quarzitici (ad es. i banchi poco estesi ai Leìt). Il banco più potente e contemporaneamente più esteso inizia a ovest a meri-

dione dell'A. Zaria in forma di piccole lenti, va sempre più ingrossandosi verso ovest, passando a sud del Pizzo Campolungo, alla Cima Lei di Cima, dove raggiunge la potenza massima di ca. 250 m, per poi piegare verso sud passando tra A. Morghirolo e il Pizzo del Lambro. Di estensione molto limitata sono invece i tre banchi dei Leit e una lente tra il Piz Prevat e il Pizzo Campolungo. Essi sono generalmente omogenei e racchiudono piccole lenti di anfibolite o masse più importanti di gneiss mesocratici o micascisti granatiferi che li suddividono in vari livelli (cfr. le tavv. I e IV). I contatti sono sempre netti e subitanei. Questi gneiss si distinguono subito dagli altri per i caratteri macroscopici particolari: la giacitura è in banchi regolari della potenza del dm–m, spaccati in parallelepipedi dalla combinazione della scistosità con la litoclasi regolare. Il colore è grigio chiaro o cenerino, punteggiato dalle biotiti ordinate in lettini paralleli. La tessitura è debolmente scistosa nelle varietà a grana fine, quasi massiccia in quelle a grana media. La grana è sempre omogenea, mancano tipi occhiadini o porfirici.

La composizione mineralogica è uniforme, soggetta a modeste variazioni quantitative e comprende i seguenti minerali, nell'ordine di importanza: quarzo, feldspato potassico (microclino con graticcio invisibile o diffuso; diagnosi confermata con la colorazione secondo BAILEY & STEVENS 1960) e plagioclasio, biotite, muscovite, clorite, epidoto, apatite, rutilo, titanite, zircone, minerali metalliferi.

Localmente essi contengono granato in piccoli idioblasti con lo stesso abito come nei gneiss mesocratici. Una varietà particolare, assai rara, è «aplitica», molto ricca di quarzo; un'altro non contiene feldspato potassico bensì unicamente plagioclasio in grossi ameboidi cribrosi (tipo a grana media).

PREISWERK interpreta questi gneiss in parte come ortogneiss (corpi intrusivi di tipo microgranitico, 1918, pp. 63–64), in parte come gneiss aplitici (1936, pp. 15–16), in parte (quelli granatiferi) come rocce miste (1936, pp. 13–14), spiegando l'alto tenore di al (cfr. analisi chimiche in PREISWERK 1936, p. 15 e in KOENIGSBERGER 1908, p. 494) grazie all'assorbimento di materiale sedimentario.

Un'altra possibilità di interpretazione è quella di considerarli paragneiss derivati da una normale metamorfosi regionale da arenarie o arcose, senza apporto o scambio sostanziale: questa interpretazione spiegherebbe l'alto tenore di al, la struttura omogenea, l'aspetto macroscopico di gneiss «psammitici», i contatti netti senza aureole di nessun genere, la giacitura concordante e stratoide nella serie di micascisti e gneiss sicuramente di origine sedimentaria. A questo proposito va notato come alcune quarziti del Trias inferiore contengano esse pure feldspato potassico, con le stesse caratteristiche morfologiche: la presenza di feldspato potassico non è necessariamente un criterio sicuro per designare senz'altro una roccia «orto». A conclusioni analoghe è giunto EL TAHLAWI (1965, pp. 35–54) per i cosiddetti «gneiss chiari» dello zoccolo cristallino insubrico.

6. Le anfiboliti

Le uniche rocce basiche (le rocce ultrabasiche mancano completamente) sono le anfiboliti. Nel cristallino antico del Campo Tencia a sud del Trias del Campolungo gli affioramenti si possono raggruppare grosso modo in due livelli (cfr. fig. 2 e tav. I): quello nord si estende dai piedi del Pizzo Campolungo al Passo Morghirolo e trova la probabile continuazione all'A. Morghirolo, indi tra A. Crozlina e A. Gera per terminare alla Boschia Balcon. Il banco non è omogeneo, ma bensì accompagnato da numerose lenticelle laterali. Il livello a sud è quello più importante per estensione e potenza e in dettaglio è suddiviso in numerosi banchi lenticolari compresi nei gneiss mesocratici. Esso inizia a ovest sopra il Piano della Zaria con singole lenti che verso est diventano sempre più potenti (a nord del Lago Morghirolo), di cui solo quella meridionale continua verso ovest nella regione delle Cascine di Lei di Cima, con un costrutto complesso ricco di apofisi lenticolari: qui gira improvvisamente verso sudest (esattamente nel punto dove l'andamento degli strati forma un angolo improvviso esso raggiunge la potenza massima di 120 m) e si assottiglia per poi scomparire a punta. Esso ricompare nuovamente in forma di grossa lente tra l'A. Crozlina e l'A. Morghirolo. Nel «lobo intermedio di Gribbio» gli affioramenti sono due, di estensione e potenza modeste: il primo tra Dalpe e Piumogna, troncato a ovest dalla faglia della Piumogna, il secondo all'estremità dell'area rilevata, a est di Gribbio.

Le anfiboliti sono quasi senza eccezioni sempre racchiuse nei gneiss mesocratici (gruppo no. 4) con contatti netti e concordanti. Raramente al contatto si inseriscono alcuni cm o dm di un gneiss a plagioclasio e biotite, ± orneblenda, granato e calcite, con plagioclasio in fenocristalli ameboidali e cribrosi, dello stesso tipo di quelli descritti da EGLI (1966, pp. 59 sgg.).

Le anfiboliti hanno grana fine o piccola, colore verde nero o nerastro, tessitura massiccia o debolmente scistosa, struttura omogenea, di regola con grosse lamine di biotite non orientate; localmente essa contiene lettini irregolari di epidoto verde chiaro e ancor più raramente minuti idioblasti di granato. In casi molto particolari la struttura è corismitica: la roccia è listata da lettini concordanti leucocratici di plagioclasio e granato.

La composizione mineralogica comprende i seguenti minerali: orneblenda comune, plagioclasio, quarzo, biotite, clorite, epidoto, granato, calcite, rutilo, titanite, apatite, minerali metalliferi. A seconda delle paragenesi si possono distinguere, solo a livello microscopico, almeno sette varietà litologiche:

a) *Anfibolite.* Formata essenzialmente da orneblenda e plagioclasio.
b) *Anfibolite a biotite.* Biotite in grosse lamine, spesso orientate obliquamente rispetto alla scistosità. Si tratta della varietà più comune.
c) *Anfibolite a epidoto.* Abbastanza comune, ma di estensione sempre locale, limitata.
d) *Anfibolite a biotite e epidoto.*
e) *Anfibolite a biotite e calcite.*
f) *Anfibolite a epidoto e granato.* Queste ultime tre varietà sono molto rare.
g) *Anfibolite a biotite e granato.* Piuttosto rara e di estensione locale.

Discussione

La composizione mineralogica e la variazione litologica delle anfiboliti dell'area studiata rientrano nei limiti normali delle anfiboliti mesometamorfiche dei ricoprimenti ticinesi. In merito alla loro genesi si possono fare le considerazioni seguenti. Sebbene manchino rocce ultrabasiche in paragenesi con le anfiboliti, tuttavia appare probabile che esse siano ortoanfiboliti, cioè derivati metamorfici da rocce dioritiche o gabbriche: la loro composizione mineralogica e le loro caratteristiche strutturali collimano con quelle delle anfiboliti della regione frontale della coltre Adula, delle quali EGLI (1966, pp. 76–77) ha dimostrato la natura «orto». Si è già notato come il contatto con le rocce adiacenti sia o netto o occupato da un'esile «salbanda» simmetrica di gneiss a plagioclasio e biotite: questa caratteristica depone in favore della tesi secondo cui le anfiboliti in questione rappresentino delle intrusioni sotto forma di sill (donde il contatto simmetrico), escludendo la possibilità che si tratti di prodotti effusivi o di tufi: in questo caso si dovrebbe infatti avere dei contatti asimmetrici (cfr. le considerazioni analoghe in EGLI, op. cit., p. 77). L'autore citato considera le rocce di contatto quali prodotti di metasomatosi dei magmi basici.

Ancora più incerte sono le considerazioni sull'età delle anfiboliti: l'unica affermazione sicura è che esse sono pretriassiche (giacitura concordante nei gneiss incassanti), mentre è impossibile determinare se esse rappresentino ofioliti erciniane.

E. Il cristallino antico di S. Giorgio

Sotto questa denominazione si è compreso il complesso di rocce cristalline pretriassiche che, per le loro caratteristiche litologiche e strutturali, si differenziano chiaramente sia da quelle del cristallino antico del Campo Tencia e di Gribbio, sia da quelle del cristallino antico di Sambuco, formando in tal modo un'unità litologicamente particolare. Il cristallino antico di S. Giorgio affiora a sud di Prato (cfr. fig. 2 e tav. I) alla Faura di S. Giorgio (donde il nome), con il massimo sviluppo all'incirca in direzione nord-ovest–sudest, tra il Ri Foch e la Piumogna. A nord esso è a contatto diretto con i Calcescisti (con i quali si alterna tettonicamente); a sud le relazioni di contatto sono nascoste dai detriti morenici di Scontra –

A. Cadonigo, ma probabilmente anche in questo settore esso è a contatto con una sottile striscia di Calcescisti che lo separa dal Trias di Campolungo; a sudest esso è intensamente scagliato con i Calcescisti; a ovest esso è troncato dalla Faglia della Piumogna, che lo divide dal cristallino antico di Gribbio, mentre a est esso termina improvvisamente inviluppato nei Calcescisti e separato da questi da un banco sottile e discontinuo di dolomie e cariate del Trias. Si tratta quindi di un complesso autonomo di modestissimo sviluppo, lungo circa 3 km e potente al massimo 400 m, completamente racchiuso nei Calcescisti della Zona Bedretto–Tremorgio, salvo a ovest, dove esso viene a diretto contatto con il cristallino antico di Gribbio. I contatti sono spiccatamente tettonici, come lo dimostra la quasi totale mancanza della serie triassica ai margini e le frequenti scaglie nei Calcescisti.

Il cristallino antico di S. Giorgio è formato da tre tipi litologici fondamentali. più due varianti, cioè da cinque tipi di roccia, dei quali segue una concisa descrizione petrografica.

1. Micascisti leucocratici quarzitici a muscovite

Questo è il tipo di roccia più diffuso nel cristallino antico di S. Giorgio, di cui ne forma il nucleo centrale tra il bordo della valle del Ri Foch e Figiòch e il margine orientale della Cascata della Piumogna. I migliori affioramenti sono quelli sulla strada agricola che da Dalpe conduce all'A. Cadonigo. La roccia ha colore grigio chiaro, grana fine, scistosità intensa ad andamento tabulare, localmente lenticolare molto stirato: il piano di scistosità è occupato da squame argentee di muscovite, per cui l'aspetto della roccia ricorda quello di alcuni tipi dei Calcescisti (gli «schistes lustrés») o della Serie di Frodalera del Trias superiore.

La *composizione mineralogica* è la seguente:

Comp. princ.:	quarzo (50–70), muscovite (20–30)
Comp. sub.:	plagioclasio e feldspato potassico (2–15), biotite (1–5), epidoto (0–1), clorite (0–1), distene (0–5)
Comp. acc.:	tormalina (0–1), minerali metalliferi (1–2), rutilo, apatite, zircone (sempre meno di 1)

La struttura è granoblastica–lepidoblastica, con grana omogenea, fine, ed è caratterizzata dall'alternanza di lettini quarzitici e di altri con muscovite, quarzo, feldspato e gli altri componenti subordinati e accessori. La tessitura è intensamente scistosa di cristallizzazione.

La roccia rappresenta il derivato metamorfico di sedimenti psammitici, probabilmente di un'arenaria argillosa con rari letti arcosici: da questi è risultata la componente feldspatica comprendente anche feldspato potassico (quasi certamente microclino con graticcio invisibile a livello microscopico, analogamente a un tipo particolare di quarziti del Trias inferiore; cfr. p. 104).

2. Idem, con banchi conglomeratici

Localmente il tipo ora descritto contiene banchi di alcuni m di potenza a struttura conglomeratica, con ciottoli quarzosi che raggiungono 7 cm di lunghezza, dalle forme raramente ellissoidali, di regola alquanto deformati, stirati a forma di fuso o di lente schiacciata. I ciottoli formano tra il 10 e il 70% del volume della roccia.

La *composizione mineralogica* (matrice e ciottoli) è la seguente:

Comp. princ.:	quarzo (35–70), muscovite (10–40)
Comp. sub.:	plagioclasio (2–10), feldspato potassico (0–15), biotite (2–3), clorite (meno di 1), epidoto (1–4), calcite (0–5)
Comp. acc.:	minerali metalliferi (2–3), apatite, rutilo, zircone (meno di 1)

La natura conglomeratica della roccia è documentata dalla presenza di ciottoli polimineralici che, oltre al quarzo, contengono feldspato potassico (ambedue intensamente alterati) e clorite e da altri contenenti calcite.

3. Micascisti leucocratici quarzitici a muscovite e biotite chenopoditica pseudomorfa su orneblenda

Questo tipo litologico, il secondo per importanza quantitativa, affiora al margine nord del complesso, alla Faura di S. Giorgio, con una potenza massima di un centinaio di m, in un banco unico, mentre verso Figiòch e tra le dolomie del Lambro e Piumogna esso affiora in diversi banchi sottili intercalati nei Calcescisti. Esso rappresenta una variante del tipo no. 1, con l'aggiunta di biotite in aggregati chenopoditici che raggiungono la lunghezza di 10 cm e uno spessore di 1 cm, per lo più adagiati sul piano di scistosità, talvolta invece nettamente obliqui rispetto a questo. Sporadicamente vi si associa il granato, in idioblasti rosa che raggiungono il diametro di 1 cm. L'aspetto macroscopico ricalca in modo talvolta evidente quello degli scisti a covoni della serie della Tremola.

La *composizione mineralogica* è la seguente:

Comp. princ.:	quarzo (30–70), plagioclasio (3–30), muscovite (1–40), biotite (5–25)
Comp. sub.:	clorite (0–3), epidoto (0–10), scapolite (0–5), orneblenda (0–5), granato (0–10), distene (0–10), calcite (0–1)
Comp. acc.:	tormalina (0–2), rutilo, titanite, apatite, zircone (meno di 1), minerali metalliferi (1–5)

La biotite è pseudomorfa su orneblenda, come lo dimostrano la forma lanceolata degli aggregati, spesso a sezione rombica, rari nuclei relittici di orneblenda e la ricchezza di inclusioni di minerali metalliferi (magnetite o ematite?) al margine delle pseudomorfosi, risultante dalla trasformazione dell'orneblenda in biotite.

Struttura e tessitura rispetto al tipo no. 1 presentano l'unica variante degli aggregati di biotite, a struttura chenopoditica; la grana della pasta fondamentale è omogenea, fine, quella dei porfiroblasti (biotite, granato, distene e in parte plagioclasio) è media o grossolana.

La roccia deriva da un sedimento analogo a quello del tipo precedente, salvo l'aggiunta di una componente marnoso-dolomitica, che in una prima fase metamorfica è stata trasformata in orneblenda, a sua volta trasformata in biotite in una successiva fase metamorfica: lo stesso sviluppo metamorfico è già stato studiato in dettaglio nelle rocce della Serie della Tremola da STEIGER (1962, pp. 404, 408, 415).

4. Micascisti leucocratici a muscovite e granato, contenenti staurolite e distene

Questo tipo litologico ha diffusione locale: i suoi affioramenti si limitano alla «fronte» occidentale del complesso, nell'intaglio est della valle del Ri Foch, oltre a un piccolo affioramento a sudovest di Figòch, a diretto contatto con i Calcescisti (cfr. la carta geologica, tav. I), Le caratteristiche macroscopiche sono le seguenti: la roccia è leucocratica, di colore grigio argenteo se fresca, con una patina superficiale ferruginosa; ha grana fine, scistosità debole nelle varietà povere di mica, media in quelle più micacee; essa contiene granato in minuti idioblasti (al massimo 0,5 cm di diametro) e localmente staurolite in cristalli prismatici bruni lunghi fino a 1 cm.

La *composizione mineralogica* è la seguente:

Comp. princ.:	quarzo (7–43), muscovite (15–30), granato (5–35)
Comp. sub.:	plagioclasio (0–10), biotite (1–15), clorite (0–1), epidoto (0–1), staurolite (0–35), distene (0–20)
Comp. acc.:	tormalina (0–2), minerali metalliferi (1–2), titanite, rutilo, apatite, zircone (meno di 1)

La struttura è porfiroblastica, con una massa di fondo a grana fine, omogenea, e fenocristalli a grana media-grossolana; la tessitura è debolmente scistosa di cristallizzazione.

La roccia deriva da sedimenti psammitici–pelitici (arenarie siltose o argillose) poveri di Mg, per cui delle miche è la muscovite che prevale. La povertà di biotite è l'unica caratteristica che la differenzia dai tipi corrispondenti dal cristallino antico del Campo Tencia e di Gribbio.

5. Scisti anfibolici a biotite, con struttura chenopoditica

Quest'ultimo tipo litologico affiora sotto forma di banchi concordanti dalla potenza molto variabile, tra qualche metri e un massimo di 20 m, al margine nord e est del cristallino antico di S. Giorgio o intercalati quali scaglie tettoniche nei Calcescisti sottostanti, in questo caso spesso accompagnati dai micascisti leucocratici a muscovite e biotite chenopoditica. L'aspetto microscopico è omogeneo: la roccia ha colore verde oscuro striato da straterelli leucocratici ed è formata soprattutto da orneblenda prismatica, raramente tozza, di regola bacillare fino aciculare, lunga da pochi millimetri a qualche cm, adagiata sul piano di scistosità senza un'orientazione particolare, per cui risulta una struttura chenopoditica più o meno regolare. All'orneblenda è associata la biotite in grosse lamine nere. I due componenti melanocratici sono racchiusi in una pasta fondamentale a grana fine di plagioclasio, quarzo e epidoto.

La *composizione mineralogica* è la seguente:

Comp. princ.:	orneblenda (5–56), plagioclasio (5–40), quarzo (3–37), biotite (0–30)
Comp. sub.:	calcite (0–20), scapolite (0–20), muscovite (0–5), clorite (0–4), clinozoisite-pistacite (1–5), distene (0–10), staurolite (0–8)
Comp. acc.:	tormalina, titanite, rutilo, apatite (sempre meno di 1), minerali metalliferi (1–2)

L'anfibolo è un'orneblenda comune di colore verde intenso, con pleocroismo talvolta bluastro. La struttura è porfiroblastica–nematoblastica, con fenocristalli cribrosi a grana grossolana fino molto grossolana in una pasta fondamentale granoblastica a grana finissima-fine, omogenea.

La roccia corrisponde quasi nei minimi particolari agli scisti a orneblenda delle Serie della Tremola, i classici «Hornblendegarbenschiefer» (cfr. STEIGER 1962, pp. 412 sgg.): l'unica differenza rispetto a questi è la presenza di distene, quella, del resto sporadica, della scapolite (probabilmente secondaria da plagioclasio) e la mancanza di granato: differenze che forse sono dovute unicamente al grado leggermente maggiore di metamorfosi nel nostro caso. Come nel caso della Serie della Tremola anche gli scisti anfibolici a biotite del cristallino antico di S. Giorgio rappresentano i derivati metamorfici da rocce sedimentarie del gruppo delle argille o marne dolomitico-arenacee.

Discussione

Il cristallino antico di S. Giorgio è formato da una serie di rocce metamorfiche derivate da sedimenti in gran parte psammitici (tipo no. 1), con intercalazioni psefitiche (tipo no. 2) o marnose (tipo no. 3), da altri psammitico-pelitici (tipo no. 4) e infine da altri argillosi o marnosi dolomitici: quindi in gran parte da sedimenti clastici di transizione (facies deltizia, in parte forse addirittura continentale).

Il grado di metamorfosi è ben definito dalla presenza dei tre alumosilicati almandino, distene e staurolite, oltre che dalla orneblenda. La presenza sporadica delle paragenesi *distene + staurolite + almandino* e quella più frequente *muscovite + distene + almandino + quarzo + plagioclasio + epidoto* indicano che il grado di metamorfosi è mesozonale e che corrisponde alla facies mineralogica dell'anfibolite a almandino, subfacies a staurolite–almandino e quella a distene–almandino–muscovite; il grado di metamorfosi coincide perfettamente con quello massimo raggiunto nelle rocce mesozoiche.

La serie litologica del cristallino antico di S. Giorgio si può senz'altro paragonare, specie per quanto riguarda lo sviluppo delle strutture metamorfiche (biotite e orneblenda chenopoditiche), in parte anche per quanto concerne le paragenesi metamorfiche, alla Serie delle Tremola: già PREISWERK, che descrisse per la prima volta le caratteristiche litologiche particolari del cristallino antico di S. Giorgio, aveva notato l'analogia fra le due serie (1917: «...Sie sind den Hornblendegarbenschiefern der Tremolaserie ähnlich, denen sie auch im Alter entsprechen», cioè Permiano–Carbonifero fino ev. Trias inferiore), attribuendolo però al Lembo del Campo Tencia (1918, p. 61); d'altro canto la serie di S. Giorgio si può paragonare al cristallino di Lebendun–Soja, per l'analogia con le rocce metamorfiche psefitiche e psammitiche sia della Scaglia di Soja (cfr. EGLI 1966, pp. 78 sgg.) sia della serie di

Lebendun stessa (BURCKHARDT 1942, pp. 141 sgg.): ipotesi del resto già postulata da STAUB (1958, tav. III; cfr. il capitolo sulla tettonica); nel caso del cristallino antico di S. Giorgio prevale la facies psammitica, mentre quella psefitica rappresenta l'eccezione, forse anche perchè è stata in molti casi cancellata dall'intensa laminazione tettonica. Una certa analogia litologica esiste anche con il cristallino antico del Lucomagno (gneiss conglomeratici di Piora, strutture chenopoditiche nelle anfiboliti [DAL VESCO 1964, p. 17]) e certe varietà del cristallino della «digitazione di Nara» (gneiss ricco di quarzo a clorite e plagioclasio con strutture chenopoditiche, del Permiano [AMMANN 1963]).

Sull'età del cristallino antico di S. Giorgio si può affermare con sicurezza unicamente che essa è pretriassica: infatti al Ri Foch si ha la successione, benchè tettonicamente alquanto disturbata, cristallino antico – Trias – Calcescisti. È perciò escluso che si tratti di formazioni mesozoiche (eventuali equivalenti della Serie di Frodalera del Trias superiore, con la quale il cristallino antico di S. Giorgio ha varie caratteristiche litologiche in comune). È possibile ma non dimostrabile, che si tratti di formazioni permiane del tipo del Verrucano, come nel caso della Scaglia di Soja.

F. Il cristallino antico di Sambuco

Il bordo nordovest dell'area rilevata è occupato dal cristallino antico di Sambuco, un lobo parziale del lobo della Maggia (cfr. la tav. I). Questo cristallino è stato oggetto di un lavoro petrografico particolareggiato (HASLER 1949), cui si rimanda senz'altro per le descrizioni litologiche di dettaglio delle varie rocce che lo compongono. Le denominazioni litologiche della leggenda della carta geologica (tav. I) ricalcano in parte quelle dell'autore citato.

Le rocce affioranti nell'area rilevata si possono suddividere in quattro gruppi principali:

a) La quarzite grigia ricca di muscovite e con biotite (Permiano?) e lo scisto grafitico a muscovite, granato e tormalina (Carbonifero?): esse vengono descritte e discusse più sotto.
b) La serie di micascisti e gneiss scistosi di origine sedimentaria, con sviluppo mineralogico e metamorfico analogo al gruppo corrispondente del cristallino antico del Campo Tencia; essa comprende:
   - micascisti fino gneiss scistosi quarzitici a due miche, con varietà granatifere e altre, più sporadiche, a distene e staurolite. Essi occupano la regione di contatto con il Trias, per cui HASLER (op. cit., p. 95) indica la possibilità che si tratti di rocce del Permiano–Carbonifero;
   - micascisti e gneiss scistosi a due miche, in parte a granato, sporadicamente a distene e staurolite. «Stratigraficamente» sotto le varietà precedenti, essi affiorano con grande potenza nella regione tra il Poncione Tremorgio e la Valle dei Cani.
c) I gneiss di origine magmatica: si tratta di un gneiss leucocratico a due miche, plagioclasio e feldspato potassico, a grana fine, cui sono intercalati banchi dello stesso gneiss con struttura da fusolare a occhiadina. La massa principale affiora tra la Valle dei Cani e il Madone e continua, girandosi verso sudovest e in seguito verso sud, assottigliandosi vieppiù.
d) Le rocce basiche e intermedie, comprendenti anfiboliti e gneiss a due miche e orneblenda, affioranti soprattutto sulla cresta a sudovest del Madone, incluse nelle serie micascistose.

Un'attenzione particolare meritano le rocce citate sotto *a)*, quelle che presumibilmente appartengono al Permiano e al Carbonifero. Oltre ai due tipi citati ne esiste un terzo, non distinto sulla carta geologica per l'esiguità dell'affioramento: si tratta di un gneiss quarzitico conglomeratico, esso pure di possibile attribuzione al Permiano.

1. Scisto grafitico a muscovite, granato e tormalina (Carbonifero?)

In parte esso si trova già descritto in HASLER (1949, pp. 95–96). Esso affiora in diverse località comprese tra lo sbocco della Valle dei Cani (Val Maggia), il Passo dei Cani (cfr. fig. 36, strato n°. 12), la Leiarozza e la cresta a nord del Poncione Tremorgio. La giacitura è sempre lenticolare (cfr. fig. 33)

e la posizione «stratigrafica» sempre costante: esso è infatti separato dalle dolomie triassiche dalla quarzite ricca di muscovite o dal gneiss quarzitico conglomeratico (Permiano?).

L'aspetto macroscopico è costante: lo scisto è di colore grigio oscuro, con una debole patina di alterazione ferruginosa, è finemente scistoso e localmente presenta pieghette spigolose dall'andamento a zig-zag e dell'ampiezza dell'ordine del centimetro. Localmente contiene piccoli granati idiomorfi, grigi essi pure, del diametro di alcuni millimetri. Al microscopio (2 sezioni sottili) si ha:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	quarzo (30–75), muscovite (15–40), grafite (5–10)
Comp. sub.:	granato (0–5), tormalina (2), pistacite (meno di 1), biotite (0–1), clorite (0–1)
Comp. acc.:	rutilo (1–2), ilmenite (0–1), zircone (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Quarzo. A grana fine, esso ha abito isometrico poligonale, con debole implicazione spigolosa e estinzione ondulata. Nel tipo scistoso esso è volentieri raggruppato in aggregati lenticolari o rettangolari, mentre nel tipo quarzitico esso forma la massa di fondo con aggregati granoblastici a selciato.

Muscovite. Lamine esili, sempre piane, anche nelle cerniere delle pieghette. È ricca di inclusioni di grafite.

Grafite. Essa è stata determinata come tale per le stesse caratteristiche come nel pigmento delle dolomie triassiche (cfr. p. 129) e cioè: grani opachi finissimi dell'ordine di grandezza del micron, solitamente in aggregati nebulitici stirati nel verso della scistosità. Essa è inclusa o ai margini della muscovite, inclusa in tormalina, pistacite, più raramente nel granato, mai nel quarzo.

Granato. I fenocristalli (che raggiungono 2 mm di diametro) hanno colore rosa pallido (prevalenza dell'almandino) e forme cribrose o scheletriche, specie ai margini, per le numerose inclusioni di quarzo: essi perciò, sebbene isometrici, non sono mai idiomorfi, bensì intensamente ameboidali. Le rare inclusioni grafitiche lo attraversano indisturbate, per cui si può dedurre che la crescita del granato è post-cinematica.

Tormalina. Idioblasti colonnari (diametro fino a 0,5 mm) con pleocroismo da verde-oliva a verde chiaro, non zonare. Relativamente ricca di inclusioni elicitiche di grafite.

Pistacite. Rari grani idioblastici con inclusioni elicitiche di grafite.

Biotite. Lamine corte e tozze, con pleocroismo da bruno rossiccio a bruno pallido.

Clorite. Pseudomorfa su biotite, in squamette dal pleocroismo da verde erba a verde pallido e colori d'interferenza azzurri anomali, carattere ottico negativo: caratteri che corrispondono a quelli della proclorite ferrifera.

Rutilo. Granelli a forma di chicco, di colore giallo miele, in aggregati dalle forme ovoidali, lunghi fino a 0,5 cm, racchiudenti quarzo e muscovite.

Ilmenite. Associata al rutilo, in chicchi di regola ai margini degli aggregati di rutilo.

Zircone. In minuti idioblasti colonnari, limpidi.

Struttura e tessitura

Esse variano a seconda della composizione mineralogica:

a) nel tipo scistoso, ricco di mica, la struttura è dominata dalla muscovite, per cui risulta lepidoblastica, mentre nelle rare lenti di quarzo essa è granoblastica, a mosaico. Su di essa si inseriscono i fenocristalli di granato, invariabilmente nei cordoncini micacei. La grafite, la tormalina, la pistacite e i minerali di titanio sono concentrati nei lettini muscovitici. La tessitura è intensamente scistosa e intensamente pieghettata: le miche sono piane anche nelle cerniere, per cui sono di cristallizzazione sin- fino postcinematica. La tessitura assume localmente un carattere lenticolare, con aggregati di quarzo che hanno l'aspetto di ciottoli debolmente stirati;

b) nel tipo quarzitico la struttura è granoblastica, a mosaico, con debole implicazione spigolosa; la muscovite e la grafite sono concentrate in sottili lettini paralleli, ondulati, a struttura lepidoblastica. La tessitura è debolmente scistosa di cristallizzazione, zonata per l'alternarsi di lettini quarzitici con quelli più sottili, micacei. La grana è fine, omogenea.

Discussione

La roccia testè descritta coincide quasi perfettamente con quelle attribuite al Carbonifero superiore che affiorano sotto alle dolomie del Molare (cfr. Bossard 1929*a*, p. 56; 1936, p. 40; Ammann 1963; 1965), sia nelle caratteristiche litologiche, sia in quelle di giacitura stratigrafica, per cui anche

nel nostro caso si può parlare di Carbonifero presumibile, ciò che del resto aveva già postulato HASLER (op. cit., p. 95).

2. Gneiss quarzitico conglomeratico (Permiano?)

L'unico affioramento di rocce a struttura conglomeratica si trova a nordest del Poncione Tremorgio, a contatto con i Calcescisti. Si tratta di una lente di alcuni m di potenza di un gneis quarzitico di colore grigio chiaro, intensamente scistoso, contenente ciottoli di quarzo ialino allungati e appiattiti, del diametro fino a 2 cm. Al microscopio (1 sezione sottile) si ha:

Composizione mineralogica

Comp. princ.: quarzo (85), muscovite (15)
Comp. sub.: biotite e clinozoisite (meno di 1)
Comp. acc.: tormalina, rutilo, pirite e limonite, zircone (meno di 1)

Le caratteristiche microscopiche dei singoli componenti e quelle strutturali ricalcano fedelmente quelle già descritte nelle rocce equivalenti del cristallino antico del Campo Tencia, per cui vi si rimanda per le osservazioni particolareggiate (cfr. pp. 21 sgg.) e per le considerazioni di ordine stratigrafico (attribuzione al Permiano).

3. Quarzite grigia ricca di muscovite e con biotite (Permiano?)

Tra le lenti degli scisti grafitici e le rocce trassiche localmente si inserisce uno strato continuo di una quarzite grigia ricca di muscovite e con biotite. Gli affioramenti si limitano a alcune lenti alla Leiarozza e a uno strato continuo al Passo e alla Valle dei Cani (Val Maggia) (cfr. fig. 37, strato n°. 7), dove la quarzite è a diretto contatto con i Calcescisti.

L'aspetto macroscopico varia da una quarzite ricca di mica a un gneis psammitico leucocratico; il colore è grigio, la scistosità debole, con andamento ondulato e le lamine di muscovite spesso orientate obliquamente rispetto al piano di scistosità. Al microscopio (1 sezione sottile) si ha:

Composizione mineralogica

Comp. princ.: quarzo (55), muscovite (40)
Comp. sub.: biotite (3), clorite (0–1), pistacite e ortite (1)
Comp. acc.: apatite (1), pirite e zircone (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Quarzo (grana fine-piccola). Grani da isometrici poligonali a ameboidali, con estinzione da uniforme a ondulata. Ricco di inclusioni di muscovite.

Muscovite. In lamine piuttosto grosse, con la faccia (001) idiomorfa, le altre sfrangiate o lobate dal quarzo o dal contatto con un'altra lamina di muscovite. Rare inclusioni di quarzo e di squamette di biotite.

Biotite. Laminette tozze, intensamente lobate e sfrangiate da quarzo e muscovite. Pleocroismo pronunciato, da bruno oscuro a bruno rossiccio. Parzialmente o totalmente cloritizzata.

Clorite. Intenso pleocroismo da verde oscuro a gialliccio, carattere ottico negativo, colori d'interferenza grigi (proclorite ferrifera).

Pistacite. Grani dai contorni irregolari lobati dalla muscovite da cui essi sono racchiusi. Di regola con un nucleo intensamente colorato (bruno castano) e pleocroitico di *ortite*.

Apatite. Grani ovoidali, limpidi, per lo più racchiusi nel quarzo.

Pirite. Grumi irregolari limonitizzati ai margini.

Zircone. Minuti idioblasti limpidi inclusi nelle miche.

Struttura e tessitura

La struttura di fondo è granoblastica, a mosaico, determinata dall'aggregato di quarzo, continuamente interrotta dalle miche, le quali, sebbene tendano a formare straterelli continui, presentano tutte le orientazioni possibili di rotazione attorno all'asse tettonico b, formando così un intreccio che racchiude singoli aggregati di quarzo. La biotite è sempre a contatto della muscovite, spesso comple-

tamente racchiusa da essa. La pistacite si trova essa pure racchiusa negli straterelli muscovitici. La tessitura al livello microscopico si presenta praticamente massiccia, appunto a causa dell'orientazione particolare delle miche. Solo gli straterelli più grossi di muscovite mostrano una certa tendenza ad allinearsi in parallelo. Nel dominio macroscopico è più evidente l'alternanza dei sottili straterelli quarzitici con quelli muscovitici.

Discussione

Questa roccia quarzitica dalle caratteristiche strutturali fuori del comune potrebbe rappresentare il Permiano per le seguenti ragioni:

- innanzitutto la posizione stratigrafica, tra le lenti di Carbonifero (?) e la quarzite del Trias inferiore (cfr. fig. 37, strato n°. 7);
- la maggiore ricchezza di miche rispetto alla quarzite del Trias inferiore e le caratteristiche strutturali diverse rispetto a questa;
- la potenza che raggiunge 20 m, mentre nelle quarziti del Trias inferiore non supera mai i 10 m.

La roccia deriva da un'arenaria siltoso-argillosa, originariamente senz'altro sotto forma di sottili straterelli alternanti: questa struttura è poi stata cancellata dalla ricristallizzazione metamorfica alpina, che ha permesso qualsiasi orientazione delle miche con l'unica condizione: (001) parallela a *b*.

I tre tipi di roccia descritti, sebbene non databili con assoluta certezza (comunque dovrebbero situarsi nei livelli del Permiano e del Carbonifero), rivestono un'importanza eccezionale dal punto di vista tettonico: infatti essi documentano come il substrato del Trias sia rappresentato dai termini paleozoici giovani e che, nonostante gli intensi influssi tettonici di laminazione e ripiegamento, il Trias del P. Meda – Cta. Briolent rappresenta l'inizio della copertura mesozoica normale del cristallino antico di Sambuco e non è una scaglia di Trias del Campolungo come asserisce HASLER (1949, p. 145, e fig. 27).

III. Geologia e profili di dettaglio attraverso il Trias

A. La Zona triassica di Rodi–Ogiòra

Il cristallino antico di Prato–Cornone (ricoprimento Lucomagno) è separato dal cristallino antico di Gribbio a est e da quello di Sambuco a ovest da una Zona mesozoica (Trias e Calcescisti) che va assottigliandosi verso est, che fa parte della Zona Bedretto–Tremorgio. Il margine nord, cioè il settore a diretto contatto con il cristallino antico di Prato–Cornone, è formato da rocce triassiche che, da Dalpe verso est sono altresì le sole rappresentanti del Mesozoico, la *Zona triassica di Rodi–Ogiòra.*

In questa zona gli affioramenti sono quanto mai scarsi e isolati, per cui riesce comodo descriverli singolarmente: essi si possono raggruppare nei sei profili seguenti, descritti nell'ordine da ovest verso est.

1. Profilo attraverso il Trias a Casanova (cfr. tab. 1)

Coordinate: 698.555/150.320 (nordest) 1135 m
698.460/150.225 (sudovest) 1240 m

Questo profilo affiora di fronte a Varenzo: salendo dal fondovalle in direzione sud le rocce triassiche sono le prime a affiorare, siccome il cristallino antico di Prato–Cornone è completamente ricoperto da detrito (cfr. la carta geologica, tav. I). Il contatto superiore con i Calcescisti è esso pure sotto detrito. Il Trias affiora per una potenza di 50 m e risulta formato dai due tipi litologici seguenti:

a) Dolomia a flogopite (localmente accompagnata da rosette di grammatite), con la flogopite spesso trasformata parzialmente o totalmente in vermiculite.

b) Dolomia impregnata da calcite passante a cariata ricca di dolomite, localmente brecciata.

I due tipi presentano passaggi graduali o alternanze irregolari, per cui i limiti sono alquanto difficili da stabilire a occhio nudo. Questi due tipi sono quelli fondamentali in tutta la Zona triassica di Rodi–Ogiòra, come si vedrà nella descrizione dei profili che seguono.

2. Profilo attraverso il Trias a Ragasca (cfr. tab. 2)

Coordinate: 699.440/149.515 (est) 995 m
699.330/149.500 (ovest) 1050 m

Questo profilo affiora nel riale Ragasca («Ragheisca» sul foglio 1252 della carta topografica 1:25000), che scende dal Lago Tremorgio, 200 m a sud della centrale di Rodi, al margine del detrito che ricopre completamente il cristallino antico di Prato–Cornone a sud del Ticino, mentre il contatto superiore con i Calcescisti è affiorante. Tutto il profilo è formato da dolomie (dolomia bianca o giallastra saccaroide, in parte a flogopite in parte con rosette di grammatite, dolomia grigia listata), mentre le cariate mancano completamente.

Tabella 1: *Profilo attraverso il Trias a Casanova (numerazione dal basso in alto).* – Simboli cfr. p.11.

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	711	10	Dolomia bianca saccaroide contenente flogopite e rosette di grammatite bianca	a–d	f
2	713	3	Dolomia giallo ocra impregnata di calcite, con piccole cavità	a	f–p
3	712	15	Cariata dolomitica ocra arancione, brecciata	a	f–p
—	—	10	Detrito		
4	—	20	Dolomia bianca contenente flogopite	d	p
—	—	5	Detrito		
5	714	2	Dolomia a flogopite e vermiculite contenente rosette di grammatite	a–d	f–p
—	—	30	Detrito		
6	715	20	Dolomia giallastra con straterelli bruni di flogopite	m	f–p
—	—	50	Detrito		
7	899	—	Micascisto calcarifero a due miche e lenti leucocratiche di quarzo e calcite	m	f–p

Tabella 2: *Profilo attraverso il Trias a Ragasca (numerazione dal basso in alto).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	696	30	Dolomia bianco ocra a flogopite	d	f–p
2	694	15	Dolomia bianca saccaroide contenente rosette di grammatite bianca	d	f
3	—	5	Dolomia grigia listata, saccaroide	d	f–p
4	695	10	Dolomia bianca saccaroide con rosette di grammatite bianca talcicizzata	d	f
5	843	—	Micascisto calcarifero a due miche con lenti di quarzo e calcite	m	f–m

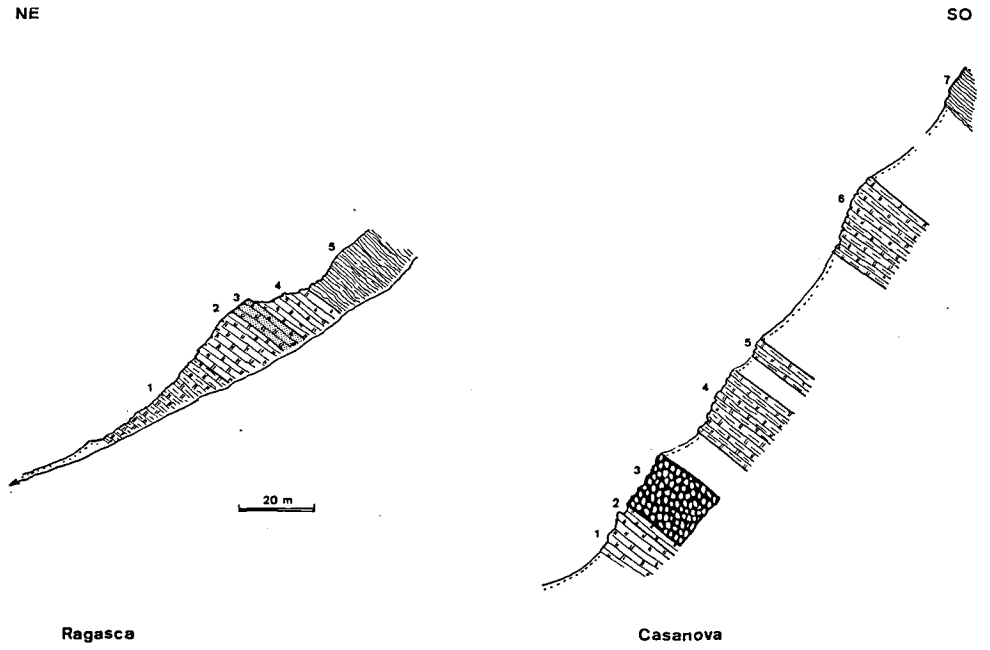


Fig. 7: Due profili attraverso il Trias di Rodi–Ogiòra (a Casanova e al Riale della Ragasca). Le cifre corrispondono alla numerazione delle descrizioni relative (cfr. tabb. 1 e 2).

3. L'affioramento di Trias a Prato (cfr. tab. 3)

Coordinate: 700.600/148.900 (est) 1095 m
699.870/148.870 (ovest) 1025 m

Attorno al villaggio di Prato spuntano dal detrito vari affioramenti isolati di Trias, che si possono suddividere in due gruppi: quello est attorno al Seminario e quello ovest al Motto della Chiesa (cfr. carta geologica, tav. I). In questo settore affiora inoltre anche il cristallino antico di Prato–Cornone, salvo il contatto con il Trias, sempre ricoperto da detrito, per cui non è possibile stabilire l'eventuale presenza della quarzite del Trias inferiore. Il Trias è rappresentato dai due tipi litologici seguenti:

Tabella 3: *Profilo attraverso il Trias a Prato (numerazione da NE verso SO).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	175	80	Gneiss mesocratico a due miche e granato	m	f
—	—	15	Detrito		
2	697	60	Cariata arancione, cavernosa, con straterelli di grammatite verdognola	d	ff
3	698	20	Dolomia giallo ocra con lettini di flogopite e straterelli calcitici	m	f
4	699	80	Cariata debolmente dolomitica, bruno chiaro, cavernosa, brecciata	a	ff–f
5	700	?	Dolomia bianca compatta con fessure rimarginate da calcite	m	f
5	693		Idem, più ricca di flogopite	m	f
—	—	—	Detrito che ricopre il contatto con i Calcescisti		

a) Cariata praticamente priva di dolomite, localmente brecciata: essa si limita al primo affioramento.
b) Dolomia compatta contenente flogopite e tagliata da una fitta rete di fessure a calcite. Essa forma l'affioramento del Motto della Chiesa, dove anticamente essa veniva sfruttata per la fabbricazione della calce, come testimonia la piccola fornace all'estremità sudovest del Motto.

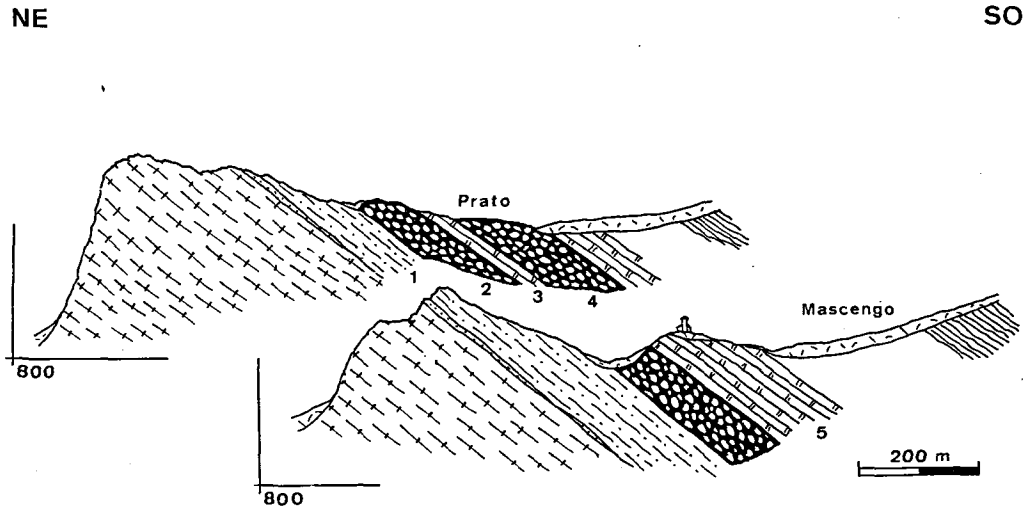


Fig. 8: Due profili attraverso il Trias e le formazioni al contatto nella regione Monte Piottino – Mascengo. Sotto il cristallino antico di Prato-Cornone (n°. 1) segue la quarzite di Morasco e il gneiss granitico Leventina, a SO del Trias i Calcescisti del Ri Foch. Per la spiegazione cfr. la tab. 3.

Dall'ultimo affioramento di Trias ai Calcescisti a sud di Mascengo la coltre detritica ha un'estensione di ben 400 m, per cui il profilo verso sud è quanto mai lacunoso (cfr. fig. 8).

4. Gli affioramenti di Trias a Cornone (cfr. tab. 4)

Sulla strada Rodi–Dalpe, dietro le case di Cornone, vi sono alcuni affioramenti di Trias, di cui il più interessante è quello della cava di Cornone, in cui viene estratta la dolomia. I contatti, con il cristallino antico di Prato–Cornone a nord, con quello di Gribbio a sud, non affiorano.

Gli affioramenti, che si estendono lungo la strada per 250 m, si possono suddividere in tre gruppi litologici principali:

a) Dolomia saccaroide contenente flogopite e localmente rosette di grammatite e calcite.
b) Dolomia saccaroide rosa con flogopite e contenente calcite in straterelli concordanti o filoncelli discordanti o in forma di reticolo che racchiude i grani di dolomite, dando luogo a strutture analoghe a quelle di certe cariate del Campolungo.
c) Cariata massiccia, cavernosa, localmente brecciata, con componenti di dolomia bianca saccaroide.

I primi due tipi formano la parte nord dell'affioramento, comprendente la cava di Cornone, mentre il terzo, le cariate vere e proprie, si limita all'estremità sudovest dell'affioramento, sotto la cava.

Strutture sedimentarie nella dolomia della cava di Cornone

Nella cava di Cornone, oggi sfruttata per la produzione di pietrisco da strada, fino a qualche anno fa si tagliavano grossi blocchi, i quali, segati e lisciati, fornivano lastre decorative per zoccoli e rivestimenti. Di questa attività restano a testimoniare alcune paretine verticali in cui si riconosce ancora il taglio delle cordine metalliche e che per il geologo rappresentano un affioramento prezioso grazie alla vasta superficie levigata in cui sono chiaramente leggibili numerose strutture.

Tabella 4: *Petrografia del Trias di Cornone (la numerazione si riferisce ai tre tipi litologici; il campione n°.737 proviene dall'estremità nordest dell'affioramento, i n°.736 e 735 da quella sudovest, gli altri tutti dalla cava).*

Tipi litologici	Campione	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	738	Dolomia bianco rosa, contenente flogopite; struttura saccaroide	d	f–p
1a	739	Idem, con rosette di grammatite bianca e straterelli di calcite reticolare	d	f–p
1a	691	Idem, più ricca di grammatite e con meno calcite	d	f–p
2	740	Dolomia bianca saccaroide con straterelli calcitici rosa, contenente flogopite	d	f–p
2	692	Idem, con meno flogopite, più ricca di calcite	d	f–p
2	737	Idem, più povera di calcite	d	f–m
2	741	Come 740	d	f–p
3a	735	Cariata dolomitica ocra arancione cavernosa	a	p
3b	736	Cariata dolomitica brecciata	a	p

a) Parete esterna

La parete esterna è quella più bella: essa si trova sulla strada e separa parzialmente l'intaglio della cava dalla strada. Di dimensioni ragguardevoli (5 m di lungo per 2,5 di altezza) essa ha andamento quasi esattamente nord–sud (89/88°), quindi gli strati dolomitici sono tagliati pressochè perpendicolarmente, con un'inclinazione apparente verso sud di 24° (l'inclinazione reale varia tra 26 e 42°). La stratificazione della dolomia è chiaramente visibile, con un'alternanza di straterelli di alcuni cm di potenza, in cui sono rappresentati i primi due tipi litologici (*a* e *b*), con prevalenza del secondo, la dolomia granulare rosa con flogopite e calcite, alternante con straterelli del primo tipo, la dolomia bianca saccaroide a grana piccola, intensamente marmorizzata. Gli strati hanno generalmente giacitura piana e indisturbata, salvo in alcuni casi, dove essi sono ripiegati secondo una regola costante, la seguente:

- strati indisturbati,
- lungo un piano netto segue un orizzonte più o meno intensamente ripiegato in «volute»,
- graduale diminuzione dell'intensità di ripiegamento verso l'alto,
- nuovo orizzonte indisturbato (cfr. fig. 9*a*).

Si tratta di fenomeni di ripiegamento atettonici, cioè di strutture sedimentarie primarie, conservate durante i processi di metamorfosi. Secondo la nomenclatura di PETTIJOHN & POTTER (1964) si tratterebbe in questo caso di *figure di scollamento* (op. cit., tav. 108 A) in strati con ripiegamento sinsedimentario scivolati su strati sottostanti indisturbati (Classe C: strutture di scivolamento subacquatico). I fenomeni marginali che accompagnano questi ripiegamenti, citati da PETTIJOHN & POTTER (op. cit.), e cioè: brecce, faglie, tessiture fluidali, sono tutti rappresentati. La fig. 9*b* mostra un esempio di faglie a cuneo, mentre le figg. 9*c* e *d* dimostrano il processo di formazione delle brecce, che inizia con struttura a «boudin» di strati di dolomia più pura (più competente rispetta agli altri strati) rotti trasversalmente. Se questi strati vengono poi implicati in figure di scollamento, essi vengono strappati in numerosi frammenti (fig. 9*c*) disposti in vortice. Nello stadio finale essi si dispongono irregolarmente nella matrice più «plastica», con strutture brecciate (fig. 9*d*).

In questa parete è stato rilevato un profilo di dettaglio, da nord verso sud, cioè dal basso verso l'alto. Nella descrizione, per «dolomia normale» si intende quella del tipo *b*, intercalata con straterelli del tipo *a*.

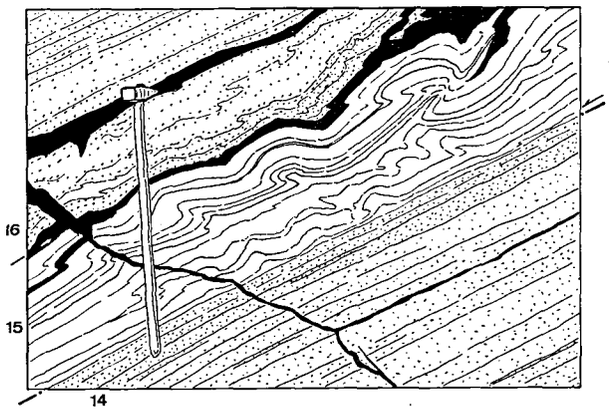


Fig. 9a: Figure di scollamento nella dolomia della parete esterna della cava di Cornone. Le cifre si riferiscono alla numerazione del profilo di dettaglio. In nero fessure e strati dilavati dalla erosione. La freccia indica la direzione del movimento. Il martello è lungo ca. 40 cm.

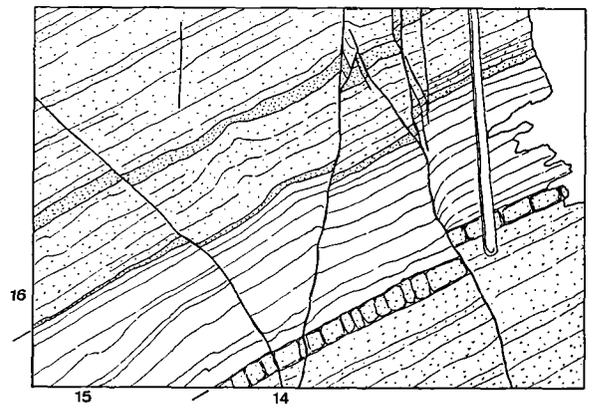


Fig. 9b: Idem, faglie a cuneo con rigetti di alcuni cm. La parte visibile del martello misura ca. 30 cm.

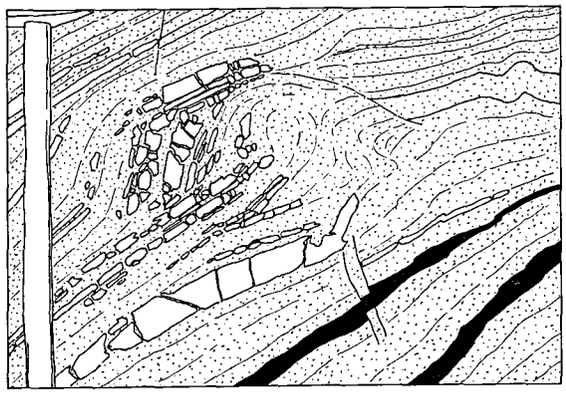


Fig. 9c: Idem, strato n°. 12. Figure di scollamento con frantumazione degli straterelli più competenti: inizio del fenomeno di formazione delle brecce. La parte visibile del martello misura ca. 20 cm. In nero straterelli dilavati dall'erosione, in bianco straterelli competenti, punteggiati gli strati meno competenti e con deformazione plastica.

Fig. 9d: Parete interna nord della cava di Cornone, orizzonte n°. 2: breccia singenetica con componenti di dolomia bianca saccaroide in matrice di dolomia rosa con flogopite e calcite (punteggiata). La parte visibile del martello misura ca. 30 cm.

Strato n°.	*Potenza* cm	*Descrizione*
1	77	Dolomia normale, con leggera variazione della grana tra straterello e straterello. Stratificazione pressochè indisturbata. Potenza dei singoli lettini: 1–3 cm.
2	14	Idem, con noduli di quarzo leggermente stirati in forma di lenticelle, lunghe 6–7 cm e spesse 3 cm. La tessitura vi fluisce attorno.
3	25	Come 1, con uno straterello di 4 cm di potenza più chiaro e a grana più grossa (in generale il colore è tanto più intenso quanto più fine è la grana).
4	4	Quattro straterelli chiari di dolomia a grana piccola, più competente rispetto a 3 e 5 e perciò strappata e con strutture a «boudin».
5	12	Dolomia a grana più fine, con sottile stratificazione e ricca di flogopite.
6	7	Tre straterelli di dolomia chiara a grana più grossa con stratificazione indisturbata salvo in un punto con accenni a strutture a «boudin».
7	13	Dolomia normale con sottili orizzonti più ricchi di quarzo.
8	15	Dolomia più chiara, in strati più grossi del solito, come a 4. Sulla destra con figure di scollamento.
9	5	Dolomia normale, indisturbata, salvo sopra le figure di scollamento del n°. 8, dove essa pure è debolmente ripiegata.
10	17	Gli ultimi 3 cm sono indisturbati, il resto è intensamente ripiegato, a destra con pieghe di scollamento rotte nelle cerniere, a sinistra con accenni a strutture brecciate.
11	4	Dolomia ricca di noduli di quarzo che arrivano a 6 cm di lunghezza.

12	16	Dolomia più intensamente marmorizzata del solito, chiara, con debole «boudinage». Questi strati di dolomia più marmorizzata e a grana più grossa sono più competenti rispetto agli strati normali, per cui sono spesso spaccati trasversalmente. A sinistra in basso figure di scollamento con strati competenti spaccati (fig. 9 *c*).
13	13	Dolomia normale indisturbata.
14	16	Dolomia chiara a grana media, con figure di scollamento.
15	21	Dolomia normale in straterelli sottili. Qui ci sono gli esempi più belli di figure di scollamento (fig. 9 *a*), che poggiano sugli strati 14 perfettamente piani e indisturbati, mentre gli strati superiori risentono della superficie di sedimentazione già rimaneggiata dalle pieghe sottostanti. Nella parte bassa della parete questo strato è implicato nel sistema di faglie a cuneo (fig. 9 *b*).
16	102	Dolomia normale, ricca di flogopite, con stratificazione parzialmente tranquilla, parzialmente, verso nord, con figure di scollamento. La parte sud è toccata dalle faglie che interessano soprattutto il 15.
17	86	Dolomia normale, a grana piuttosto fine, nella parte superiore con figure di scollamento che riguardano specialmente il 18. Al contatto c'è pure qualche faglia.
18	62	Strato molto disturbato: nella parte inferiore con figure di scollamento in relazione con quelle del 17, nella parte superiore con maggiore tendenza a formazione di brecce.
19	7	Dolomia bianca a grana media, con varie faglie trasversali che formano un contatto a zig-zag, molto netto, con 18 e 20. Strato estremamente competente rispetto agli altri due che lo racchiudono.
20	23	Dolomia normale indisturbata, salvo alcune faglie come a 19, e uno straterello con figure di scollamento nella parte superiore.
21	30	Dolomia normale indisturbata, a parte alcune piccole faglie.
22	27	Dolomia normale con figure di scollamento, una delle quali in forma di vortice con sfogo verso l'alto e racchiudente una breccia.
23	140	Dolomia normale con rare figure di scollamento al contatto con 22.

Potenza totale (apparente): 7,4 m.

Perpendicolarmente alla parete esterna vi è un corridoio deliminato a nord e a sud da due pareti e che immette all'interno della cava, nella parte sud.

b) Parete interna nord

Essa ha andamento all'incirca est–ovest (201/88°) e guarda verso sud. Essa contiene pure vari esempi di fenomeni di sedimentazione, però meno chiari che nella parete esterna, probabilmente anche per via del taglio degli strati più sfavorevole. Essa è costruita da cinque orizzonti principali, dal basso verso l'alto i seguenti:

1– Orizzonte più basso di ca. 2 m di potenza: dolomia normale con flogopite e qualche straterello di dolomia a grana più grossa e più competente. La stratificazione è fluidale, accompagnata da piccole faglie e trasversali e diagonali, con strappi che determinano tendenze a strutture brecciate.
2– Orizzonte mediano con sedimentazione molto disturbata ricca di figure di scollamento, che nella parte ovest si sviluppano a brecce. Potenza dello strato: da 30 a 100 m.
3– Come 1, con una breccia. Potenza: 1,2 m.
4– Orizzonte analogo a 2 con dissolvimento degli straterelli più competenti in parallelepipedi oblunghi con tendenza a strutture brecciate.
5– Orizzonte a sedimentazione tranquilla.

c) Parete interna sud

Essa ha andamento parallelo a quella che gli sta di fronte (22/86°) e mostra una sedimentazione più tranquilla e omogenea che nelle altre due.

Riassumendo le osservazioni fatte nelle pareti della cava di Cornone si possono dedurre le seguenti conclusioni: le strutture ripiegate sono dovute a slittamenti subacquatici di singoli strati di dolomia avvenuti durante o subito dopo la sedimentazione. Le strutture più frequenti sono del tipo delle figure di scollamento, con deformazione plastica nella maggior parte dei casi. Talvolta però, quando gli strati presentano differenze nel comportamento meccanico (di competenza) vengono spezzati in frammenti a forma di parallelepipedo che si dispongono, a seconda del grado di deformazione, in strati stirati, ondulati, in vortici, e nello stadio finale in componenti di strutture brecciate (brecce sinsedimentarie o intraformazionali).

Le figure di scollamento si trovano esclusivamente negli strati del tipo *b*, cioè nelle dolomie con calcite, che scivolarono probabilmente su piani argillosi (oggi sotto forma di flogopite) impregnati di acqua. Se i ripiegamenti implicano anche strati del tipo *a*, più competenti, si ha come conseguenza finale la formazione di brecce.

Questa regolarità di relazione tra le strutture e il materiale, abbinata all'ottimo grado di conservazione delle strutture stesse, dimostrano come la metamorfosi alpina, che raggiunge il grado «meso», non abbia cancellato nè l'alternanza di materiale nè le strutture originarie, ma si sia limitata a provocare la ricristallizzazione dei carbonati (la grana raggiunge in alcuni casi il millimetro), le neoformazione di flogopite e grammatite, ecc.

D'altro canto le strutture sedimentarie forniscono un prezioso criterio per stabilire la posizione dell'affioramento: dalla fig. 9*a* risulta con evidenza che esso giace in posizione normale: una conferma dell'affermazione che il Trias di Rodi–Ogiòra rappresenta la copertura triassica del cristallino antico di Prato–Cornone.

5. Gli affioramenti di Trias al Ponte di Cornone (cfr. tab. 5)

Coordinate: 702.980/148.020 (nordest) 1125 m
702.760/147.780 (sudovest) 1150 m

Il prossimo affioramento di Trias si trova 300 m a sudest di Cornone, nell'intaglio della Piumogna, dal Ponte di Cornone fin sotto le prime case di Dalpe (cfr. carta geologica, tav. I). Da nord verso sud affiora il seguente profilo:

- Cristallino antico di Prato–Cornone: gneiss mesocratico a biotite e granato, a grana fine,
- 100 m di detrito che ricopre il contatto con il Trias,
- ca. 70 m di cariata,
- 40 m di detrito che ricopre il contatto con il cristallino antico di Gribbio: in questo punto PREISWERK (carte geologiche spec. n^{i}. 81 e 116) indica la quarzite di base triassica: nonostante accurate ricerche non mi fu possibile rintracciarla; forse le condizioni degli affioramenti nel frattempo sono cambiate,
- Cristallino antico di Gribbio: micascisto mesocratico a due miche, granato e distene, a grana piccola-media.

Il Trias è rappresentato unicamente dalla cariata, in gran parte massiccia e cavernosa, localmente scistosa o brecciata.

Tabella 5: *Petrografia del Trias al Ponte di Cornone.*

Campione	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
701	Cariata ocra arancione, cavernosa	a	f
702	Cariata dolomitica ocra arancione, con lettini di flogopite	d	f–p

6. Gli affioramenti di Trias tra Piana Selva e Ogiòra (cfr. tab. 6)

Gli affioramenti del Trias di Rodi–Ogiòra riprendono 1400 m a est del Ponte di Cornone, dopo la lunga interruzione dovuta all'estesa coltre detritica a est della Piumogna: il Trias affiora su una lunghezza di ca. 900 m tra Piana Selva e Ogiòra, dove termina in forma di cuneo, in quattro affioramenti divisi da detrito, da ovest verso est i seguenti:

6a. Piana Selva

Si tratta di affioramenti isolati di dolomia a flogopite e di cariata scistosa molto alterata. I contatti con il cristallino antico di Prato–Cornone e con quello di Gribbio, probabilmente occupati da banchi quarzitici, non sono visibili.

6b. Pian d'Ört

200 m a est del Trias di Piana Selva, in un piccolo intaglio sotto la parete di Pian d'Ört, vi è un minuscolo affioramento di Trias spesso interrotto dal detrito. Sopra il cristallino antico di Prato–Cor-

none segue un banco di quarzite a muscovite del Trias inferiore, poi uno scisto flogopitico bruno ocra ricco di calcite e contenente scapolite, seguito da un banco di quarzite al contatto con il cristallino antico di Gribbio.

Tabella 6: *Profili attraverso il Trias tra Piana Selva e Ogiòra (la numerazione avviene dal basso verso l'alto).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
			6a. Piana Selva		
1	720	3	Dolomia giallo ocra a flogopite e lenticelle concordanti di quarzo	m	f–p
—	—	10	Detrito		
1	—	4	Come 720	m	f–p
—	—	30	Detrito		
2	—	10	Cariata scistosa giallo arancione, estremamente alterata	m	f
			6b. Pian d'Ört		
1	—	—	Cristallino antico di Prato–Cornone		
—	—	8	Detrito		
2	238	15	Quarzite leucocratica a muscovite, lenticolare e ondulata	m	p
—	—	5	Detrito		
3	716	7	Scisto flogopitico bruno ricco di calcite e contenente scapolite	m	f–p
—	—	3	Detrito		
4	1494	5	Quarzite a muscovite	d	f–p
5	—	—	Cristallino antico di Gribbio		
			6c. Riale Calcare		
1	—	—	Cristallino antico di Prato–Cornone		
—	—	4	Detrito		
2	1496	3	Quarzite a muscovite e feldspato potassico	m	f
—	—	6	Detrito		
3	718		Cariata dolomitica ocra rosa, localmente brecciata	a	f
3	717	15	Cariata dolomitica ocra arancione, scistosa, contenente grammatite	m	p
3	719		Cariata dolomitica ocra arancione, scistosa, con lettini di flogopite	m	f–p
4	241	5	Dolomia giallo grigiastra a flogopite, con intensa litoclasi in parallelepipedi	d	f
5	1495	3	Quarzite ricca di muscovite	m	f
6	240	—	Cristallino antico di Gribbio		
			6d. Ogiòra		
1	—	—	Cristallino antico di Prato–Cornone		
—	—	1	Detrito		
2	—	2	Dolomia a flogopite	m	f
3	720	12	Cariata dolomitica ocra arancione, cavernosa, contenente flogopite	a	ff–p
3	721		Cariata ocra chiaro, brecciata, con componenti di dolomia bianca saccaroide	m	ff–g
—	—	2	Detrito		
4	—	—	Cristallino antico di Gribbio		

6c. Riale Calcare

Nell'intaglio del Riale Calcare, 300 m a est dell'affioramento di Pian d'Ört, il Trias presenta una serie completa, con contatti affioranti, con quarzite di base, dolomia a flogopite e un complesso relativamente potente di cariate, tutte ricche di dolomite. La quarzite affiora ad ambedue i contatti con i due cristallini antichi.

6d. Ogiòra

Questo è l'ultimo affioramento di Trias verso est e dista 300 m dal precedente. Il Trias è rappresentato soprattutto da cariate dolomitiche massicce, localmente brecciate, con componenti di dolomia bianca saccaroide pulverulenta, spesso dilavate e, subordinatamente, da dolomia a flogopite. I contatti con i due cristallini antichi sono ricoperti da detrito.

B. La Zona triassica di Pianmez

A sudest di Dalpe, da Pianmez («Piano di Mezzo» sulla carta topografica al 25000, foglio Ambri–Piotta) fino alla Cascata delle Piumogna si estende una Zona mesozoica di potenza modesta, quella di Pianmez. Secondo la nomenclatura di PREISWERK (1936, p. 26) è la «Mulde von Pianez», «...eine wenig tiefgreifende, asymmetrisch gebaute Zweigmulde mit triassischen und jurassischen Gesteinen, welche das zweilappige Zwischenstück von Gribbio unterteilt». L'autore le attribuisce cioè un ruolo tettonico secondario, di separazione interna del lembo intermedio di Gribbio in due lobi, siccome egli considera il cristallino antico di S. Giorgio appartenente a quello di Gribbio. Ora invece, come si vedrà nel capitolo sulla tettonica, dato che i due cristallini antichi sono totalmente diversi come litologia e come livello tettonico, la Zona mesozoica di Pianmez assume ben altra importanza, quella di una vera e propria separatrice di due coltri.

Purtroppo gli affioramenti nell'ambito di questa zona sono assai lacunosi, per cui le relazioni di giacitura tettonica risultano alquanto ipotetiche: è certo però che la Zona triassica di Pianmez debba dividersi da quella di Rodi–Ogiòra tra Prato e Dalpe (cfr. la cartina tettonica, fig. 2), e lo dimostra la continuità dei Calcescisti del tetto; mentre non è altrettanto chiaro il modo in cui essa termina a est, alla Cascata della Piumogna.

Come aveva già riconosciuto PREISWERK (1918, 1936) la Zona mesozoica di Pianmez ha probabilmente costruzione asimmetrica, non è cioè una sinclinale, bensì presenta una serie normale non ripiegata e giacente sul cristallino antico di Gribbio, per quanto la mancanza di contatti affioranti non permetta di stabilire con certezza la presenza o meno di un'analoga serie normale sul cristallino antico di S. Giorgio e in posizione tettonica rovesciata: in questo caso si tratterebbe allora di una sinclinale.

Gli affioramenti

Venedo da ovest verso est i primi affioramenti si Trias si incontrano nel bosco di Pianmez, e sono piccoli bitorzoli di cariata arancione che spuntano dalla morena. Poco più in là, sul pendio che sovrasta Dalpe, in località Il Sasso affiora invece un profilo abbastanza completo, dal Cristallino antico di Gribbio ai Calcescisti. Il Trias scompare nuovamente sotto il detrito e riaffiora all'estremità orientale della Zona alla Cascata della Piumogna, malauguratamente inaccessibile, se non sui due fianchi, dove le condizioni di affioramento non sono però buone. In questa Zona triassica sono stati rilevati due profili di dettaglio, il primo a Il Sasso, il secondo alla Cascata della Piumogna.

1. Profilo attraverso il Trias a Il Sasso (cfr. tab. 7)

Coordinate: 702.290/147.680 (nordest) 1290 m
701.850/147.410 (sudovest) 1460 m

Questo profilo è stato rilevato a sudovest di Dalpe, tra Il Sasso e il Sasso Marcio. Il cristallino antico di Gribbio affiora per pochi metri, dapprima con micascisti a due miche granatiferi, local-

mente contenenti distene, al tetto con gneiss quarzitico conglomeratico, a componenti quarzose lenticolari, che probabilmente rappresentano il Permiano. Il Trias inizia con la quarzite di base, che al contatto con la cariata contiene della calcite. Il Trias medio è rappresentato unicamente dalla cariata, assai povera di dolomite o del tutto priva. Dopo detrito seguono i Calcescisti. Anche il contatto superiore, con il cristallino antico di S. Giorgio, non affiora, per cui non si può escludere l'eventuale presenza di Trias.

Tabella 7: *Profilo attraverso il Trias a Il Sasso (numerazione dal basso verso l'alto).*

Strato N°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	287	—	Cristallino antico di Gribbio		
—	—	50	Detrito		
2	857	10	Gneiss quarzitico conglomeratico	m	f–m
—	—	20	Detrito		
3	707	1	Quarzite leucocratica a muscovite e feldspato potassico	m	f–p
3a	708	0,5	Quarzite leucocratica a muscovite e contenente calcite	d–m	p
4	706	2	Cariata giallo ocra, scistosa, con alterazione terrosa	m	f
4a	703	40	Cariata dolomitica giallo ocra, porosa, debolmente alterata	a	ff–p
—	—	?	Detrito		
5	849	—	Calcescisti		

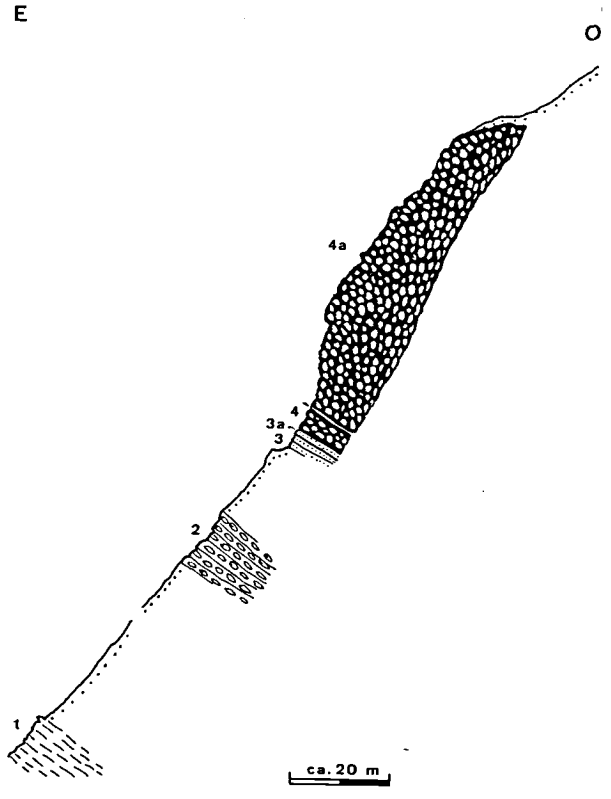


Fig. 10: Profilo attraverso il Trias a Il Sasso. Le cifre coincidono con la numerazione del profilo litologico corrispondente (cfr. tab. 7).

2. Profilo attraverso il Trias alla Cascata della Piumogna (cfr. tab. 8)

Coordinate: 702.340/147.275 (nord) 1210 m
702.115/147.035 (sud) 1340 m

La Cascata della Piumogna, a sudest di Dalpe, 300 m a sud del profilo precedente, segna la fine della Zona mesozoica di Pianmez. Il profilo che segue è stato rilevato sulla sponda ovest dell'affioramento, con la serie seguente da nord a sud, cioè dal basso verso l'alto:

- micascisti a granato e staurolite del cristallino antico di Gribbio;
- al tetto alcuni metri di gneiss quarzitico a plagioclasio e granato, intensamente diaftoretico, con trasformazione dei silicati in clorite e sericite e con impregnazioni locali di calcite, poi gneiss conglomeratico;
- la quarzite di base manca e la si trova invece racchiusa in rocce carbonatiche, in posizione stratigrafica anormale. Essa separa la dolomia a flogopite a nord dallo scisto carbonatico a flogopite a sud;

Tabella 8: *Profilo attraverso il Trias alla Cascata della Piumogna.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	209	—	Micascisto mesocratico a due miche, granato e staurolite	i	f–p
2	1033	—	Gneiss scistoso quarzitico a muscovite, clorite, sericite e contenente calcite, cataclastico	c	p–m
3	1034	—	Idem, senza calcite e più povero di plagioclasio	c	p–m
—	—	10	Detrito		
4	—	5	Gneiss quarzitico conglomeratico		
—	—	7	Detrito		
5	709	45	Dolomia giallastra a flogopite, con lenti di quarzo	d	f–p
—	—	10	Detrito		
6	1424	3	Quarzite a muscovite e contenente feldspato potassico	m	f–p
7	1425	10	Scisto carbonatico a flogopite, ricco di lenticelle di quarzo	m	f–p
8	1035	15	Gneiss quarzitico a muscovite e contenente biotite, calcite, feldspato potassico e plagioclasio	i	f–p
9	205	—	Micascisto quarzitico leucocratico a muscovite e biotite	i	f–p

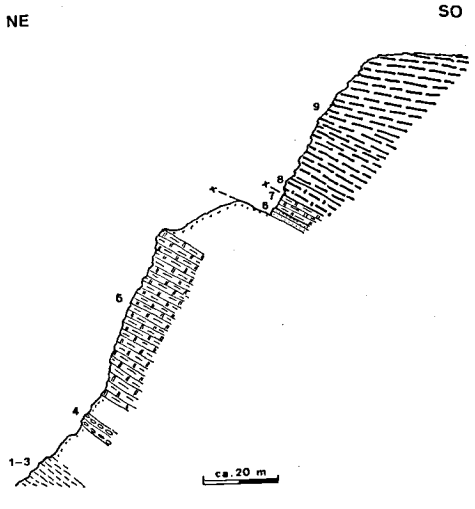


Fig. 11: Profilo attraverso il Trias alla Cascata della Piumogna. Le cifre coincidono con la numerazione del profilo litologico corrispondente (cfr. tab. 8).

- sopra il Trias segue direttamente il cristallino antico di S. Giorgio, dapprima con gneiss quarzitico contenente calcite, la cui posizione tettonica è incerta, poi con i tipici micascisti quarzitici a due miche.

I Calcescisti mancano completamente, per cui essi devono terminare a cuneo tra i due profili.

Il profilo sulla sponda est della Cascata ha caratteristiche totalmente diverse da quelle del profilo descritto prima: infatti da questa parte dell'affioramento la serie è rappresentata unicamente da cristallino antico di Gribbio, con micascisti a granato e staurolite, gneiss plagioclasici a grana minuta e un'esile intercalazione anfibolitica: il Trias e il cristallino antico di S. Giorgio mancano del tutto. Cioè nel breve spazio di un centinaio di metri la serie litologica cambia totalmente: a est affiora una serie di cristallino antico di Gribbio, a ovest una serie molto più complessa, con cristallino antico di Gribbio, Trias e cristallino antico di S. Giorgio. Quindi la Cascata della Piumogna segue una linea tettonica molto importante, che tronca verso est la Zona mesozoica di Pianmez contemporaneamente al cristallino antico di S. Giorgio, la *faglia della Piumogna,* che va probabilmente ricercata alla base del Trias di Pianmez: lì infatti i gneiss di Gribbio sono intensamente cataclastici e diaftoretici e la serie triassica alquanto disturbata.

3. Considerazioni generali sul Trias di Pianmez

Dagli scarsi affioramenti di Trias in questa Zona si possono ricavare le seguenti conclusioni generali in merito allo sviluppo della serie «stratigrafica»:

a) il substrato cristallino di Gribbio sembra avere giacitura normale, almeno a Il Sasso, dove al tetto contiene gneiss quarzitico conglomeratico, mentre alla Cascata esso è stato sollecitato intensamente dalla faglia della Piumogna;
b) la quarzite di base è presente anche in questa Zona, in posizione normale a Il Sasso, anormale alla Cascata;
c) delle dolomie del Trias medio, comuni nella regione del Campolungo, è rappresentata unicamente la dolomia a flogopite (strati n^{i}. 4 e 6 del profilo alla Cascata della Piumogna) peraltro in abito atipico: essa manca completamente nella parte ovest della Zona, dove invece le uniche rocce carbonatiche sono le cariate, povere di dolomite;
d) i Calcescisti (micascisti calcariferi con lenti leucocratiche di quarzo e calcite, del tipo del Tremorgio), che probabilmente non giacciono in posizione normale sul Trias di Pianmez, terminano a cuneo tra Il Sasso e la Cascata della Piumogna, per cui il cristallino antico di S. Giorgio in quest'ultima località viene a trovarsi a diretto contatto, tettonico, con il Trias di Pianmez.

La descrizione litologica delle rocce triassiche di questa zona avviene assieme a quelle del Campolungo, mentre le considerazioni sul grado di metamorfosi seguono nel capitolo relativo.

C. La Zona triassica di S. Giorgio

Il cristallino antico di S. Giorgio è completamente racchiuso in rocce mesozoiche, almeno là dove i contatti affiorano (mentre in Val Piumogna il contatto orientale è probabilmente marcato dalla faglia della Piumogna: la copertura detritica non permette di stabilire la eventuale presenza di rocce mesozoiche). Lungo i fianchi nord e sud la massa di cristallino antico è a diretto contatto con i Calcescisti, mentre sulla «fronte» occidentale, esattamente nell'intaglio del Ri Foch, dove la massa di S. Giorgio scompare sotto la massa di Calcescisti della Cima di Filo, tra le due formazioni si inserisce un'esile strato di rocce triassice (cfr. la carta geologica, tav. I) di modesta potenza (fra 3 e 20 m). PREISWERK (1917) ne dà una concisa descrizione (op. cit., p. 120): «... reduzierte Lagen von Dolomit oder dolomitisch-chloritischem Mulm, als Vertreter der Trias». Alcune righe più sotto egli afferma di aver trovato la quarzite del Trias inferiore al contatto sud con il cristallino antico di S. Giorgio più a est, e precisamente tra

l'A. Cadonigo e Figioch (op. cit., fig. 4, carte geologiche spec. n^{i}. 81 e 116): per quanto io abbia diligentemente cercato in quella regione, non trovai altro che Calcescisti, mentre il contatto con il cristallino antico di S. Giorgio non affiora.

Esclusa la presenza della quarzite di base il Trias risulta rappresentato fondamentalmente da due tipi principali:

a) *dolomie a flogopite o a biotite* del Trias medio, limitate al margine sud. Nella descrizione microscopica (cfr. tab. 9) si sono distinti due tipi: il campione 1025 è una dolomia a flogopite, nell'abito normale come esso è definito nella regione del Campolungo, mentre il campione 1023 rappresenta un tipo alquanto particolare e unico in tutta la regione del Campolungo: si tratta infatti di una *dolomia a biotite contenente epidoto e distene;* essa viene descritta petrograficamente in dettaglio a p. 120;
b) *cariate* del Trias superiore, che rappresentano le uniche rocce triassiche al margine occidentale del cristallino antico di S. Giorgio. Esse hanno in comune una caratteristica particolare, quella di contenere distene e vermiculite (campioni 1418a, 1419 e 1420).

Tabella 9: *Le rocce del Trias di S. Giorgio.*

Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1023	3	Dolomia giallastra a biotite in lettini neri e contenente epidoto e distene	m	f–p
1025	3	Dolomia giallastra a flogopite	m	f–p
1418a	20	Cariata dolomitica bianco giallastra, brecciata, con componenti di dolomia bianca	a	ff–f
1419	10	Cariata dolomitica arancione da lenticolare a brecciata	d	f–p
1420	20	Cariata dolomitica bianco brunastra, debolmente cavernosa	c	f–n

D. La Zona triassica del Campolungo

Il margine nord della massa di cristallino antico del Campo Tencia è occupato da una larga striscia di rocce triassiche (cfr. fig. 2) con grandi potenze (fino a 300 m) e con sviluppo litologico alquanto complesso: si tratta della Zona triassica del Campolungo, la più famosa delle cinque Zone triassiche nella regione del Campolungo per via della sua ricchezza di minerali ben cristallizzati (cfr. GÜBELIN 1939). In essa sono stati rilevati 26 profili di dettaglio, le tracce dei quali sono indicate nella fig. 3: la descrizione inizia all'estremità est della Zona (ai Nedi) e termina all'estremità ovest dell'area rilevata (alla Colla sopra Fusio). In questo capitolo viene descritta unicamente la geologia del Trias: le considerazioni litologiche, stratigrafiche e quelle sulla metamorfosi sono esposte ai capitoli IV, V e VII.

1. Profilo attraverso il Trias ai Nedi (cfr. tab. 10)

Coordinate: 703.930/145.120 (alto) 1845 m
703.945/145.150 (basso) 1880 m

Esso rappresenta l'ultimo affioramento all'estremità sudest della Zona triassica del Campolungo: infatti, continuando verso sudest, dopo un centinaio di metri di detrito si incontra una serie continua di gneiss scistosi a grana fine, senza alcuna discontinuità tra il cristallino antico di Gribbio e quello del Campo Tencia.

Il profilo è stato rilevato nell'intaglio di una valletta del pendio nord de La Motta, a sudovest di Gribbio, alla località Nedi. Le rocce carbonatiche si riducono a due lenti carbonatiche a flogopite biotitica e attinolite (del Permiano?) racchiuse in una serie alquanto potente e eterogenea di quarziti in parte conglomeratiche (del Trias inferiore e del Permiano). Il letto e il tetto del profilo sono formati dagli gneiss mesocratici a due miche, ricchi di quarzo, granatiferi e a grana fine (gli «gneiss bruni» di PREISWERK), quelli sotto appartenenti al cristallino antico di Gribbio, quelli sopra a quello del Campo Tencia. I contatti sono netti, con passaggio repentino dagli gneiss alle quarziti, senza che sia osservabile la presenza di movimenti differenziali fra le due unità.

Tabella 10: *Profilo attraverso il Trias ai Nedi.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	337	—	Micascisto a muscovite	m	f
2	—	2	Quarzite conglomeratica (come 12)	m	f
3	—	1,5	Quarzite a struttura spugnosa (come 10)	d	p–g
4	795	6	Quarzite a muscovite e con feldspato potassico	d	f
5	—	3	Alternanza di quarzite con quarzite a struttura spugnosa	m	f
6	—	5	Quarzite conglomeratica a struttura spugnosa (come 10)	d	p–g
7	796	1,5	Quarzite conglomeratica con feldspato potassico	d	f–m
8	—	2,5	Quarzite conglomeratica ricca di mica	m	f–m
9	793	0,5	Lente carbonatica con straterelli quarzitici	i	f–p
10	336	2	Quarzite conglomeratica a struttura spugnosa	d	p–g
11	792	0,5	Lente carbonatica a flogopite e rosette di attinolite	m–i	f–p
12	335	1,5	Quarzite conglomeratica a muscovite e con biotite	m	f
13	334	—	Gneiss scistoso a due miche, granatifero	m	f

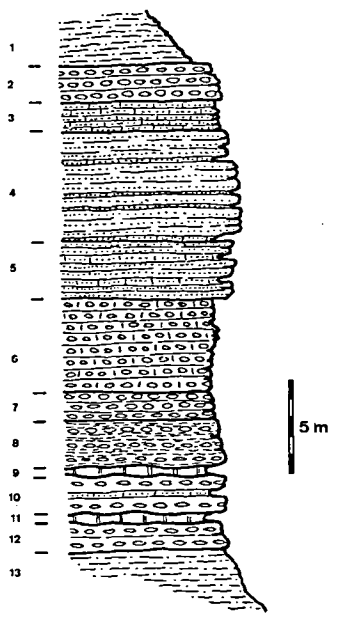


Fig. 12: Profilo litologico attraverso il Trias e il Permiano ai Nedi. La numerazione corrisponde a quella della descrizione litologica (cfr. tab. 10).

Le quarziti si presentano sotto tre abiti differenti:

a) quarzite a muscovite, localmente con feldspato potassico (sicuramente appartenente al Trias inferiore);
b) quarzite conglomeratica, con ciottoli esclusivamente quarzosi;
c) quarzite conglomeratica a struttura «spugnosa», derivante dalla erosione del carbonato.

Gli ultimi due tipi, come le lenti carbonatiche in essi racchiuse, probabilmente rappresentano rocce del Permiano.

2. Profilo attraverso il Trias a Pro d'Airo (est) (cfr. tab. 11)

Coordinate: 703.700/145.320 (alto) 1910 m
703.525/145.625 (basso) 1860 m

Il profilo di Pro d'Airo (est) dista ca. 500 m in direzione nordovest dal profilo dei Nedi; su questa distanza la serie litologica è già cambiata notevolmente: le quarziti e i gneiss quarzitici conglomeratici e «spugnosi» sono praticamente scomparsi, lasciando il posto a una quarzite a muscovite di potenza molto ridotta. Le rocce carbonatiche invece, che là erano ridotte a due lenticelle, qui sono rappresentate da cariate dolomitiche di notevole potenza. Le dolomie dei vari tipi, caratteristiche e predominanti nei profili a ovest della Piumogna, in questo profilo mancano ancora completamente.

Tabella 11: *Profilo attraverso il Trias a Pro d'Airo (est).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	—	—	Gneiss mesocratico a due miche, granatifero, a grana fine	m	f–p
2	799	4	Quarzite a muscovite e con feldspato potassico, localmente con struttura conglomeratica o spugnosa	d–i	p
3	798	25	Cariata dolomitica giallastra con piccole cavità lenticolari	m	f–p
3	796		Cariata dolomitica giallastra, compatta, con struttura omogenea	a–m	ff–f
4	797	6	Quarzite a muscovite e feldspato potassico, localmente conglomeratica	d	f–m
5	—	—	Gneiss mesocratico a due miche, granatifero, a grana fine	m	f

3. Profilo attraverso il Trias a Pro d'Airo (ovest) (cfr. tab. 12)

Coordinate: 703.420/145.625 (alto) 1825 m
703.450/145.655 (basso) 1820 m

Alla cascina dell'A. Pro d'Airo, pochi metri a ovest dello spartiacque tra Gribbio e la Piumogna, affiora un profilo attraverso parte del Trias, che corrisponde alla parte superiore del profilo precedente, cioè a quella verso il cristallino antico di Gribbio, con la quarzite di base seguita dalle cariate. La parte inferiore, verso il cristallino antico del Campo Tencia, non affiora. La quarzite assume il carattere normale per la Zona triassica del Campolungo, ha cioè struttura omogenea a giacitura in banchi regolari e paralleli.

Nel triangolo A. Piota – Bòschia Balcon – Piòta d'Isra, cioè sul versante destro della Piumogna, gli affioramenti di Trias sono molto rari a causa dell'estesa copertura morenica. Fortunatamente i

Tabella 12: *Profilo attraverso il Trias a Pro d'Airo (ovest).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	743	?	Cariata dolomitica giallo marrone contenente grammatite e flogopite	d	ff–p
1	742		Cariata dolomitica giallo ocra contenente grammatite	m	f–p
—	—	6	Detrito		
2	—	2	Dolomia a flogopite finemente scistosa	m	f
3	744	6	Quarzite leucocratica a muscovite, in banchi regolari	d	f–m
—	—	5	Detrito		
4	—	2	Gneiss quarzitico conglomeratico	m	f–p
—	—	5	Detrito		
5	—	—	Gneiss scistoso a due miche, ricco di quarzo e muscovite	m	f

contatti con il cristallino antico affiorano in tutt'e tre le località, nelle prime due praticamente completi, nella terza in modo frammentario. La copertura morenica è particolarmente sviluppata nella parte centrale, sulle cariate.

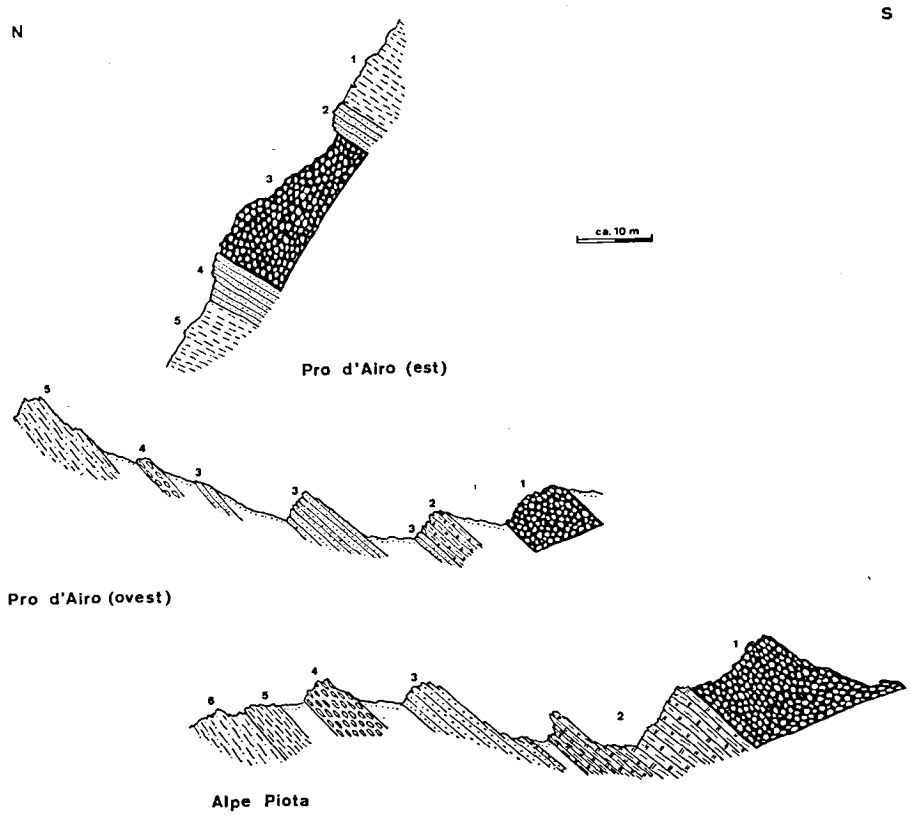


Fig. 13: Profili attraverso il Trias a Pro d'Airo (est o ovest) e all'Alpe Piota. Le cifre corrispondono con la numerazione dei profili litologici corrispondenti.

I tre profili combinati permettono comunque una visione abbastanza completa dello sviluppo assunto dal Trias in questo settore. La facies conglomeratica (permiana?) si manifesta ancora una volta con particolare intensità alla Piòta d'Isra; alla Bòschia Balcon questa formazione è accompagnata da lenticelle carbonatiche a attinolite, dello stesso tipo di quelle dei Nedi. È in questo settore che la quarzite del Trias inferiore raggiunge la potenza massima osservabile nella Zona triassica del Campolungo: 10 m alla Piòta d'Isra. Quale elemento nuovo appaiono le dolomie, per ora limitate alla dolomia a flogopite, che segue la quarzite dell'A. Piota; essa alla Bòschia Balcon è in posizione stratigrafica anormale, essendo racchiusa nelle cariate. Le cariate appartengono a un tipo relativamente poco diffuso nel Trias del Campolungo: il contenuto di flogopite e soprattutto di grammatite ne dimostra il carattere particolare.

4. Profilo attraverso il Trias alla Bòschia Balcon (cfr. tab. 13)

Coordinate: 702.910/144.722 (alto) 1685 m
702.555/145.060 (basso) 1450 m

Questo profilo comprende la parte stratigraficamente inferiore, cioè quella che segue immediatamente il cristallino antico del Campo Tencia. Esso è stato rilevato nelle vallette ai piedi del pendio nordovest del Pizzo Forno.

Tabella 13: *Profilo attraverso il Trias alla Bòschia Balcon.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	—	—	Cristallino antico del Campo Tencia		
2a	1005	15	Quarzite verdognola conglomeratica a muscovite e con clorite	d	f–m
2b	1006	0,2	Lente carbonatica a biotite e attinolite	m	p–m
2a	—	20	Come 2a	d	f–m
3	1410	10	Quarzite a muscovite e con feldspato potassico, localmente spugnosa	d	f–m
—	—	—	Detrito		
4	1411	10	Dolomia bruno terra con flogopite e localmente con rosette di attinolite	d	ff–f
3	—	4	Come 1410	d	f–m
4	1412	20	«Cariata» dolomitica a flogopite e con rosette di attinolite	a–d	f–p
3	—	1	Come 1410	d	f–m
4	—	2	Come 1412	a–d	f–p
—	—	—	Detrito		
4a	—	8	Cariata dolomitica	m	f–p
—	—	15	Detrito		
5	1413	30	Dolomia giallastra a flogopite	m	f–p
5	1408		Idem	m	f–p
5	1407		Dolomia giallo ocra a flogopite e contenente rosette di grammatite	m	ff–p
—	—	5	Detrito		
6	1409	—	Cariata dolomitica a cellette, con grammatite e flogopite	a	ff–f
6	1414	—	Cariata dolomitica giallo arancione contenente grammatite e flogopite	d	ff–f

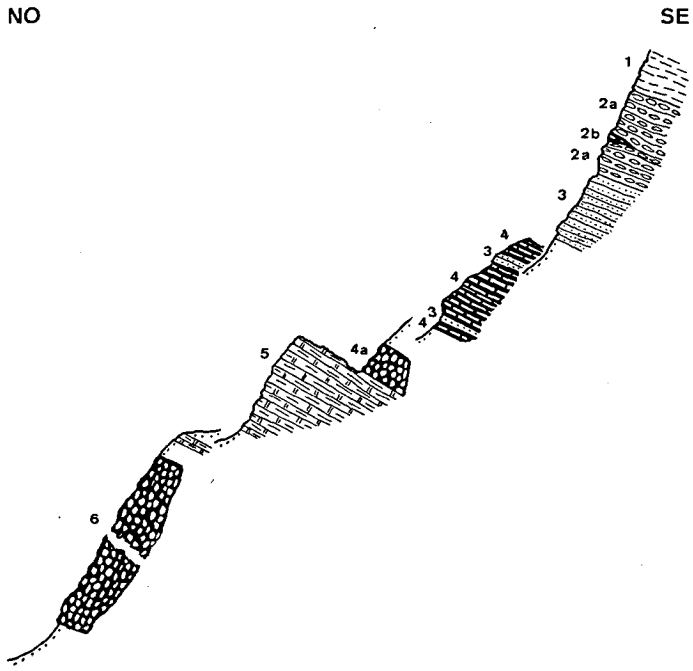


Fig. 14: Profilo attraverso il Trias alla Bòschia Balcon. Le cifre coincidono alla numerazione del profilo litologico (tab. 13).

5. Profilo attraverso il Trias all'Alpe Piota (cfr. tab. 14)

Coordinate: 703.092/145.458 (alto) 1680 m
703.055/145.060 (basso) 1705 m

Questo profilo affiora immediatamente dietro le cascine dell'A. Piota, con la serie completa dal cristallino antico di Gribbio alle cariate, che corrispondono a quelle del profilo precedente.

Tabella 14: *Profilo attraverso il Trias all'Alpe Piota.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	725	?	Cariata dolomitica con flogopite e grammatite	d	f–p
2	724	8	Dolomia giallastra a flogopite e con grammatite, pieghettata	m	f–p
2	723	2	Dolomia giallastra a flogopite, con grammatite e vermiculite	i	f–p
—	—	1	Detrito		
3	722	6	Quarzite leucocratica a muscovite e con feldspato potassico, debolmente lenticolare	d	f–m
—	—	7	Detrito		
4	723a	5	Quarzite leucocratica, conglomeratica, a muscovite e con feldspato potassico	d	f–m
—	—	3	Detrito		
5	—	4	Gneiss mesocratico a grana fine	d	f
6	—	—	Micascisto a due miche, granato e distene	m	f–p

6. Profilo attraverso il Trias alla Piota d'Isra (cfr. tab. 15)

Coordinate: 702.800/145.395 (alto) 1560 m
702.495/145.750 (basso) 1420 m

Esso corrisponde a quello precedente, dell'A. Piota, spostato di 500 verso ovest. I primi strati affioranti, le cariate, corrispondono a quelle dei due profili precedenti, mentre gli ultimi e il cristallino antico di Gribbio, affiorano al margine della piana alluvionale della Piumogna.

Tabella 15: *Profilo attraverso il Trias alla Piota d'Isra.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	1406	50	Cariata dolomitica a flogopite e con grammatite	m	ff–f
—	—	100	Detrito		
2	1405	10	Quarzite leucocratica a muscovite, localmente conglomeratica	d	f–p
2	1415		Quarzite leucocratica a muscovite e feldspato potassico, localmente conglomeratica	d	p
—	—	40	Detrito		
3	1007	10	Gneiss quarzitico conglomeratico, ricchissimo di ciottoli, quarzosi	m	f–p
—	—	10	Detrito		
3	—	5	Come 1007	m	f–p
4	—	—	Cristallino antico di Gribbio		

7a. Profilo attraverso il Trias alla Valle Campo (cfr. tab. 16)

Coordinate: 701.475/145.530 (alto) 1700 m
701.485/145.320 (basso) 1515 m

Continuando a seguire gli affioramenti di Trias verso ovest, vale a dire sul versante sinistro della Val Piumogna, si incontra una prima serie affiorante nella Valle Campo, una valletta laterale della Piumo-

Tabella 16: *Profilo attraverso il Trias alla Valle Campo.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	—	—	Cristallino antico del Campo Tencia		
—	—	70	Detrito		
2	353	12	Gneiss quarzitico conglomeratico con componenti quarzose di 2–3 cm di lunghezza	d	f–m
2a	1400	0,5	Dolomia giallo ocra con rosette di attinolite e con biotite flogopitica	m	f–p
—	—	15	Detrito		
3	354	5	Quarzite grigia a muscovite e con feldspato potassico	d	f–m
—	—	10	Detrito		
4	1401	120	Passaggio dolomia a flogopite e grammatite a cariata dolomitica	m	f–p

gna, direttamente sopra l'A. di Gera. È l'ultimo profilo che presenta caratteristiche analoghe a quelle dei profili a est della Val Piumogna, che si possono riassumere nei punti seguenti:

a) cristallino antico del Campo Tencia sotto forma di gneiss quarzitico a muscovite, a grana fine: in pratica una quarzite ricca di mica;
b) passaggio al Trias occupato da rocce presumibilmente permiane: si tratta di gneiss quarzitico conglomeratico, con componenti quarzose della lunghezza di 3–5 cm, debolmente elongate nel piano di scistosità. Esso racchiude lenticelle carbonatiche con rosette di attinolite, esattamente come ai Nedi e alla Bòschia Balcon;
c) quarzite del Trias inferiore a struttura spugnosa a causa del debole contenuto di carbonato e localmente conglomeratica;
d) cariata di tipo particolare, con flogopite e grammatite, in fondo un tipo di passaggio tra cariata e dolomia a flogopite;
e) mancanza totale di dolomie e in particolare di dolomia a flogopite.

7b. Profilo attraverso il Trias a nord della Valle Campo (cfr. tab. 17)

Coordinate: 701.355/145.790 (alto) 1900 m
701.515/145.730 (basso) 1750 m

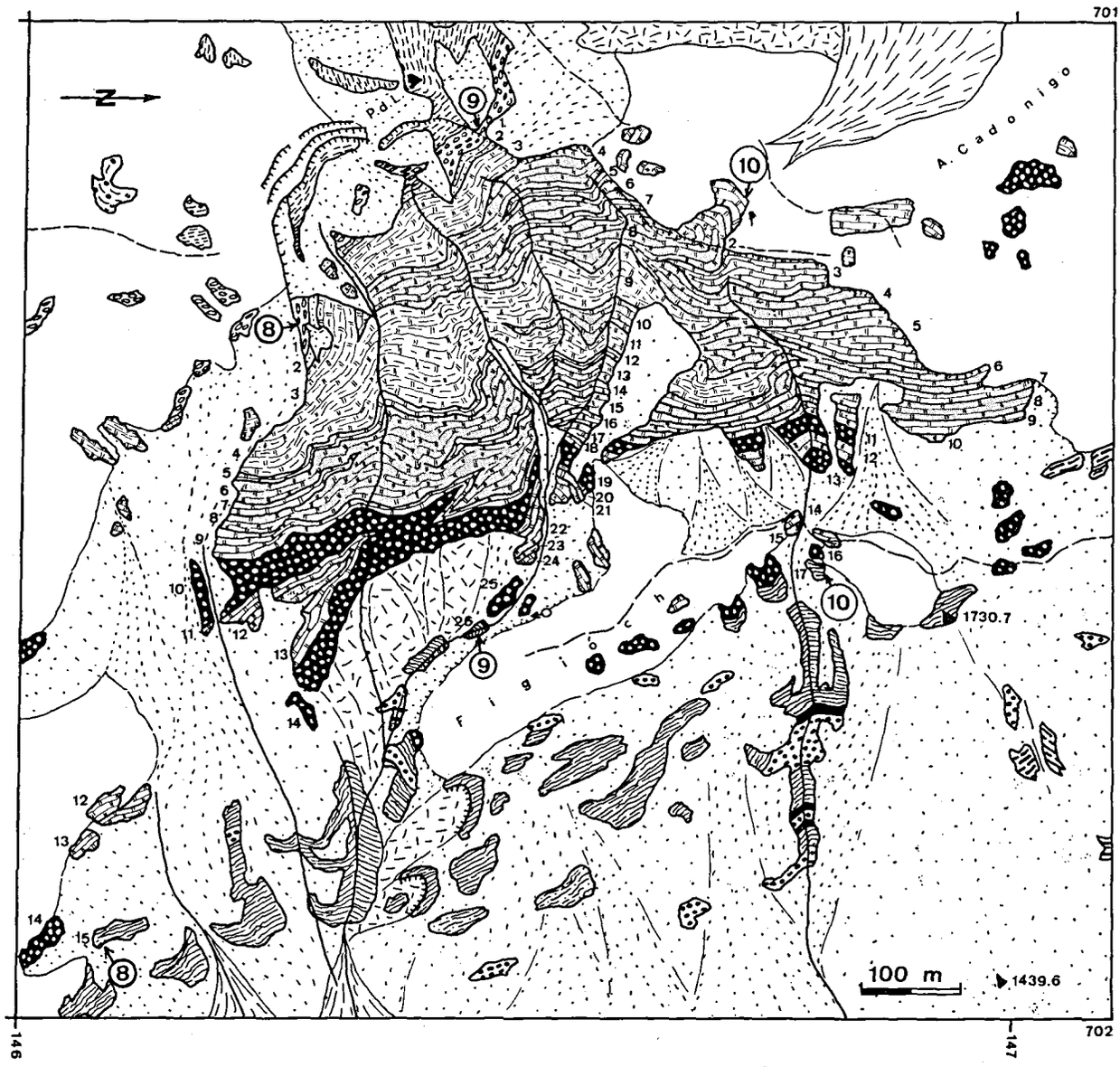
150 m a nord della Valle Campo affiora un piccolo profilo che corrisponde all'inizio di quello della Valle Campo, con l'aggiunta di uno strato abbastanza potente di dolomia a flogopite, completamente racchiuso in cariate. L'ultimo strato, un tipo di passaggio tra dolomia a flogopite e cariata, contiene resti fossili, rappresentati da piastre colonnari di crinoidi. Essi, insieme con gli altri ritrovamenti fossiliferi nel Mesozoico della regione del Campolungo, sono già stati descritti in un lavoro a parte (cfr. BIANCONI 1965).

Tabella 17: *Profilo attraverso il Trias a nord della Valle Campo.*

Strato nº.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	1404	6	Quarzite bianca a feldspato potassico e muscovite, localmente lenticolare	d	p-m
—	—	20	Detrito		
2	—	10	Cariata	d	f–p
—	—	15	Detrito		
3	1403	20	Dolomia ricca di flogopite e a plagioclasio, pieghettata	m	f–p
4	1402	60	Alternanza dolomia a flogopite–cariata	m	f

Gli affioramenti di Trias a est del Pizzo Lambro (cfr. fig. 15)

600 m a nord della Valle Campo il Trias affiora in modo completo per una vasta superficie grazie a uno squarcio del fianco sinistro della Val Piumogna, la cosiddetta «Sgrussa» (in dial. leventinese: frana). Il grosso intaglio inizia pochi metri sotto il Pizzo del Lambro, dove si osservano varie fessure concentriche alquanto slabbrate e l'orlo di distacco che segna l'inizio della «frana» del Lambro, che in realtà è una parete molto ripida, alta 400 metri, di dolomie fessurate nord–sud, soggette a un'erosione molto attiva tuttora in azione. Il detrito che si stacca continuamente si raccoglie a imbuto ai



P.d.L. = Pizzo del Lambro

Sorgente

Orlo di distacco, orlo di erosione

Detrito di falda

Detrito grossolano

Cono di deiezione

Morena

Calcescisti

Micascisti calcariferi

Scisti filladici a granato

Trias

Cariata

Dolomia bianca

Dolomia grigia

Dolomia a flogopite

Quarzite

Cristallino antico del Campo Tencia

Gneiss quarzitici

Micascisti a granato

Gneiss mesocratici a grana fine

Cristallino antico di S. Giorgio

Micascisti leucocratici a due miche, quarzitici

Idem, con biotite a struttura chenopoditica

Scisti anfibolici

Fig. 15: Carta geologica degli affioramenti di Trias a est del Pizzo Lambro, con i profili 8, 9 e 10. Le cifre corrispondono a quelle della descrizione litologica (cfr. le tabb. corrispondenti).

piedi della parete depositandosi poi nel ventaglio dell'A. Piumogna, dove la chiesetta di S. Giovanni, costruita nel 600, è interrata per un paio di metri nel detrito, dimostrando l'importanza recente del fenomeno.

Nell'ambito della «frana», purtroppo difficilmente accessibile per via della ripidità e della continua caduta di sassi, sono stati rilevati tre profili completi, il primo al margine sud del grosso affioramento, il secondo lungo il canalone centrale che serve da imbuto all'acqua e al materiale detritico, il terzo al margine sud, che nella parte alta coincide con lo spigolo tra la Val Piumogna e l'A. Cadonigo.

8. Profilo attraverso il Trias al Lambro (parte sud) (cfr. tab. 18)

Coordinate: 701.340/146.270 (alto) 1950 m
701.960/146.015 (basso) 1595 m

Questo profilo mostra una sezione completa del Trias compreso tra il cristallino antico del Campo Tencia e la formazione dei Calcescisti: questi rappresentano gli ultimi affioramenti della Zona Bedretto–Tremorgio (essi infatti sulla riva destra della Val Piumogna scompaiono definitivamente). Nel Trias appaiono per la prima volta le dolomie del Trias medio, già rappresentate in quasi tutte le

Tabella 18: *Profilo attraverso il Trias al Lambro (parte sud).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	333	—	Micascisto quarzitico mesocratico a due miche e con granato	i	p
2	791	8	Quarzite grigia con muscovite e feldspato potassico	a–d	f–p
3	790	80	Dolomia grigia a flogopite in lettini spesso pieghettati	m	ff–p
4	789	—	Dolomia grigia con flogopite, localmente in porfiroblasti obliqui	m	ff–p
5	788	5	Dolomia bianca scistosa, con sottili fessure rimarginate da calcite	d	f
6	787	7	Dolomia grigio cenere, saccaroide, localmente listata	a–d	f
7	—	12	Dolomia bianca	m	f
8	—	12	Dolomia grigia	m	ff–f
9	786	50	Dolomia bianca saccaroide con minuti cristalli cribrosi di grammatite bianca	a–d	f–m
10	785	30	Cariata brecciata giallo chiaro, con componenti di dolomia bianca saccaroide	a	ff–p
11	784	20	Dolomia bianca saccaroide con cristalli singoli di grammatite bianca e verde	a	p
12	782	10	Dolomia grigio chiaro, scistosa, compatta	m	ff
12	747		Idem, con reticolo di fessure capillari a calcite	m	p
13	781	30	Dolomia bianca saccaroide con fessure a calcite	a–d	f–p
13	748		Idem, contenente grammatite bianca	d–m	p
13	749		Idem, contenente piccole grammatiti aciculari in dolomite e quarzo a grana media	d	f–m
14	780	60	Cariata massiccia, localmente brecciata, di colore arancione	a	ff
14	779		Cariata dolomitica giallo ocra, compatta	a–d	ff–f
14	750		«Cariata» dolomitica giallo chiaro, compatta	d	ff–f
15	898	—	Micascisto filladico a due miche, granato, plagioclasio e con staurolite	m	f–g

varietà che si incontreranno in seguito fino all'A. Pianascio: invece mancano completamente i gneiss quarzitici conglomeratici, le quarziti conglomeratiche, le lenti carbonatiche con attinolite e flogopite biotitica. La quarzite di base, omogenea, è seguita da dolomie grigie a flogopite, che rappresentano il

complesso più potente, seguite a loro volta da dolomie bianche e grigie alternanti. La serie è terminata dalla cariata, a diretto contatto con i Calcescisti.

9. Profilo attraverso il Trias al Lambro (parte mediana) (cfr. tab. 19)

Coordinate: 701.115/146.470 (alto) 2050 m
701.595/146.365 (basso) 1670 m

Esso comprende un numero maggiore di strati del profilo precedente, a causa della maggiore differenziazione litologica delle dolomie specie nella parte alta, unita a complicazioni tettoniche (ripiegamenti con conseguenti ripetizioni simmetriche di una stessa serie). Nelle grandi linee però si ritrovano molti strati del profilo precedente invariati.

Tabella 19: *Profilo attraverso il Trias al Lambro (parte mediana).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	—	—	Cristallino antico del Campo Tencia		
2	663	6	Quarzite grigia a muscovite e feldspato potassico	d	ff–p
3	662	30	Dolomia grigia a flogopite	m	f–m
4	—	30	Dolomia grigia	m	ff–f
5	—	8	Dolomia bianca	d	f
6	—	15	Dolomia grigia	m	ff–f
7	—	10	Dolomia bianca	d	f
8	774	50	Dolomia grigia, localmente con orizzonti di flogopite	d–m	f–p
9	773	20	Dolomia a flogopite, pieghettata	m	f–p
10	772	20	Dolomia grigia con lenticelle di dolomia a grana media	m	ff–m
11	771	25	Dolomia giallastra a flogopite	d	f
12	—	6	Dolomia bianca	d	f
13	770	15	Dolomia grigio cenere, compatta	m	f
14	—	11	Dolomia bianca saccaroide con minuscole rosette di grammatite	d	f–p
15	769	20	Dolomia grigio cenere	d	f
16	768	7	Dolomia bianca scistosa con lenticelle concordanti di quarzo	m	f–m
17	—	6	Dolomia grigia scistosa	i	ff–f
18	762	5	Dolomia bianca scistosa, localmente saccaroide	a–d	f–p
19	766	10	Cariata brecciata con componenti di dolomia bianca saccaroide e dolomia a flogopite	a	f–m
20	767	3	Dolomia bianca saccaroide con flogopite	m–i	f
21	—	5	Dolomia bianca saccaroide	a–d	f–p
22	—	40	Dolomia grigia scistosa	m	ff–f
23	765	5	Dolomia a flogopite con lenti e straterelli di quarzo e dolomite a grana media	m	f–m
24	763	10	Dolomia bianca scistosa con lettini di flogopite	m	f
—	—	5	Detrito		
25	764	20	Cariata arancione brecciata, con componenti fino a 1 m di dolomia bianca e dolomia a flogopite	a	ff–f
25	746		Cariata dolomitica arancione compatta, localmente brecciata	a	ff–f
—	—	10	Detrito		
26	897	—	Marmo scistoso a scapolite, con lenti di quarzo e calcite a grana media	d	f–m

10. Profilo attraverso il Trias al Lambro (parte nord) (cfr. tab. 20)

Coordinate: 701.150/146.695 (alto) 1905 m
701.550/146.800 (basso) 1745 m

Rilevato al margine nord dell'affioramento del Lambro, esso non contiene la parte geograficamente alta (stratigraficamente bassa) del Trias, cioè la quarzite di base e le prime dolomie. Lo strato n°. 2 corrisponde al no. 8 del profilo precedente. Qui la serie risulta un po' diversa, soprattutto nella parte stratigraficamente superiore, con ripetizioni di strati (ad es. di 3 strati di cariata) senz'altro in relazione con ripiegamenti e laminazioni tettonici.

Tabella 20: *Profilo attraverso il Trias al Lambro (parte nord).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	661	20	Dolomia bianca saccaroide	a–d	f
2	660	30	Dolomia grigia listata (grigio chiaro – grigio molto oscuro)	m	ff
3	658	30	Dolomia bianca saccaroide	a	p
4	—	20	Dolomia grigia con rari cristalli singoli di grammatite grigia	m	f–m
5	751	40	Dolomia bianca saccaroide, localmente listata con dolomia grigia	a	p
6	752	20	Dolomia grigia saccaroide	a	p
7	—	10	Dolomia bianca scistosa	m	f
8	—	15	Dolomia grigia scistosa	i	ff–f
9	753	16	Dolomia bianca saccaroide, con passaggi a cariata	d	ff–f
10	754	8	Dolomia grigia scistosa	i	ff–f
10	755		Dolomia grigia saccaroide	a–d	
11	756	20	Cariata scistosa con accenni a struttura brecciata	m	ff–f
12	757		Dolomia grigio chiaro, scistosa, contenente flogopite	m	ff–f
12	760	15	Dolomia grigia finemente listata con dolomia bianca	m–i	ff
12a	761		Intercalazioni di scisti carbonatici a flogopite	i	f–p
13	759	20	Cariata arancione bruna, porosa, localmente brecciata	a	ff–f
—	—	30	Detrito		f
14	—	5	Dolomia bianca	d	f
15	—	5	Dolomia grigia	m	ff–f
—	—	5	Detrito		
16	745	10	Cariata giallo arancione, brecciata, con piccole componenti (2 cm) di dolomia bianca saccaroide	a	ff–f
16	732		Idem, più ricca di dolomite	c	ff–f
17	852	—	Quarzite calcarifera grigio bruna, pieghettata, con epidoto, scapolite e orneblenda	d	f–p

I tre profili attraverso il Trias del Lambro segnano l'inizio della parte centrale della Zona triassica del Campolungo, e precisamente quella in qui il Trias raggiunge potenze notevoli, qui di ca. 300 metri, e in cui predominano le dolomie (a flogopite, bianche, grigie). Qui le dolomie sono ancora povere di silicati di calcio e magnesio; infatti la grammatite, altrimenti così frequente, vi è abbastanza rara. Un'importanza ragguardevole rivestono le cariate, con prevalenza dei tipi brecciati, a componenti di dolomia bianca e di dolomia a flogopite, dell'ordine di grandezza tra il cm e il metro. Esse vengono descritte e discusse nella parte petrografica.

La «frana» del Lambro a est è delimitata morfologicamente dal ripiano morenico dell'A. Cadonigo. Ovviamente gli affioramenti in questo settore sono alquanto scarsi e di conseguenza il prossimo profilo è molto interrotto dalla mancanza di affioramenti.

11. Profilo attraverso il Trias all'Alpe Cadonigo (cfr. tab. 21)

Coordinate: 700.530/146.705 (alto) 1920 m
700.960/147.590 (basso) 1690 m

Gli affioramenti sono raggruppati in tre località, divisi dalla estesa copertura morenica:

a) *Motto di Mezzo.* Ai piedi della cresta del Lambro: vi affiorano il contatto con il cristallino antico del Campo Tencia, la quarzite di base e le prime dolomie in affioramenti isolati.

Tabella 21: *Profilo attraverso il Trias all'Alpe Cadonigo.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
			11a. Motto di mezzo		
1	162	—	Gneiss quarzitico a muscovite e con biotite		
2	664	6	Quarzite a muscovite e feldspato potassico con lenti di quarzo a grana media	d	ff–f
3	665	9	Dolomia a flogopite in straterelli irregolari pieghettati	m	f
4	666	6	Dolomia grigio oscuro con straterelli a flogopite	m	ff–f
—	—	3	Detrito		
5	667	4	Dolomia grigia con flogopite	m	ff
6	668	15	Dolomia giallastra a flogopite	d	f
—	—	25	Detrito		
7	—	18	Dolomia bianca	d	f
—	—	70	Detrito		
8	—	10	Dolomia bianca	d	f–p
—	—	10	Detrito		
9	669	15	Dolomia bianca saccaroide con striscie di dolomia grigia scistosa	d	ff–p
10	—	4	Dolomia grigia	m	ff–f
11	—	7	Dolomia bianca	d	f
—	—	350	Morena		
			11b. Pian Grande		
12	729	15	Cariata dolomitica giallo ocra, compatta	a	ff–f
13	728	20	Intercalazione di dolomia bianca saccaroide	a	f–p
14	727	30	Cariata dolomitica giallo ocra, debolmente cavernosa	a	ff–f
15	726	5	Dolomia a flogopite debolmente ondulata	m	f
—	—	250	Morena		
			11c. Scontra di Cadonigo		
16	734	8	Cariata dolomitica, localmente brecciata	a	ff
—	—	220	Morena		
17	—	12	Dolomia bianca	d	f
—	—	70	Morena		
18	778	8	Dolomia bianca con rari lettini di flogopite accompagnati da calcite a grana grossa	d	f–g
—	—	10	Morena		
19	777	14	Dolomia bianca saccaroide a grana fine	a	f
20	776	5	Dolomia grigio oscuro, pieghettata, con straterelli di dolomia bianca	d–m	ff–f
—	—	40	Morena (copre il contatto con i Calcescisti)		
21	253	—	Cristallino antico di S. Giorgio		

b) *Pian Grande*. Ca. 300 m a ovest della cascina dell'A. Cadonigo, con prevalenza di dolomie cariate.

c) *Scontra di Cadonigo*. Direttamente a nord dell'A. Cadonigo, con alternanza di dolomie bianche, grigie, a flogopite, e il cristallino antico di S. Giorgio. I contatti e i Calcescisti tra Trias e cristallino antico di S. Giorgio non affiorano.

Al margine ovest del ripiano morenico citato prima si trova l'*Alpe di Cadonighino,* sormontato a sud dalle ripide pareti di cristallino antico del Campo Tencia del Lambro e della Varozzeira, con un motto più a nord, lo *Scheggione* (2112,9 m), tra le due lingue detritiche, la Gana di Cadonigo e quella di Stüéi. Allo Scheggione (cfr. fig. 16) affiora la serie triassica inferiore, con la quarzite di base e un complesso di dolomie bianche e grigie a flogopite, seguite da dolomie bianche saccaroidi e grigie che formano il nucleo di una piega con la cerniera rivolta verso nordovest.

Nella regione compresa tra lo Scheggione e il margine superiore del Ri Foch, comprendente l'A. di Cadonighino, sono stati rilevati tre profili (12*a*, 12*b* e 12*c*).

12a. Profilo attraverso il Trias tra lo Scheggione (parte est) e l'Alpe di Cadonighino (cfr. tab. 22)

Coordinate: 699.765/146.895 (alto) 1960 m
700.410/147.935 (basso) 1615 m

Gli affioramenti di questo profilo, non completo, perchè in gran parte ricoperto da detriti, sono concentrati in due gruppi: la parte alta, stratigraficamente bassa, costituisce la piega dello Scheggione, con cristallino antico del Campo Tencia, quarzite di base e dolomie; la parte bassa, stratigraficamente alta, all'A. di Cadonighino, con dolomie bianche e grigie e cariate: queste ultime affiorano al contatto con i Calcescisti dell'orlo superiore del Ri Foch.

12b. Profilo attraverso il Trias allo Scheggione (parte mediana) (cfr. tab. 23)

Coordinate: 699.620/146.930 (alto) 2015 m
699.655/147.090 (basso) 1880 m

Questo profilo corrisponde esattamente all'inizio del profilo precedente: l'unica variazione comporta le potenze dei singoli strati. La dolomia grigia dello strato n°. 7 contiene cristalli di distene dal colore azzurro verdognolo, al margine di lenticelle «pegmatoidi» di dolomite senza pigmento, a grana media, dall'andamento irregolare (cfr. la descrizione litologica a p. 130).

12c. Profilo attraverso il Trias allo Scheggione (parte ovest) (cfr. tab. 23)

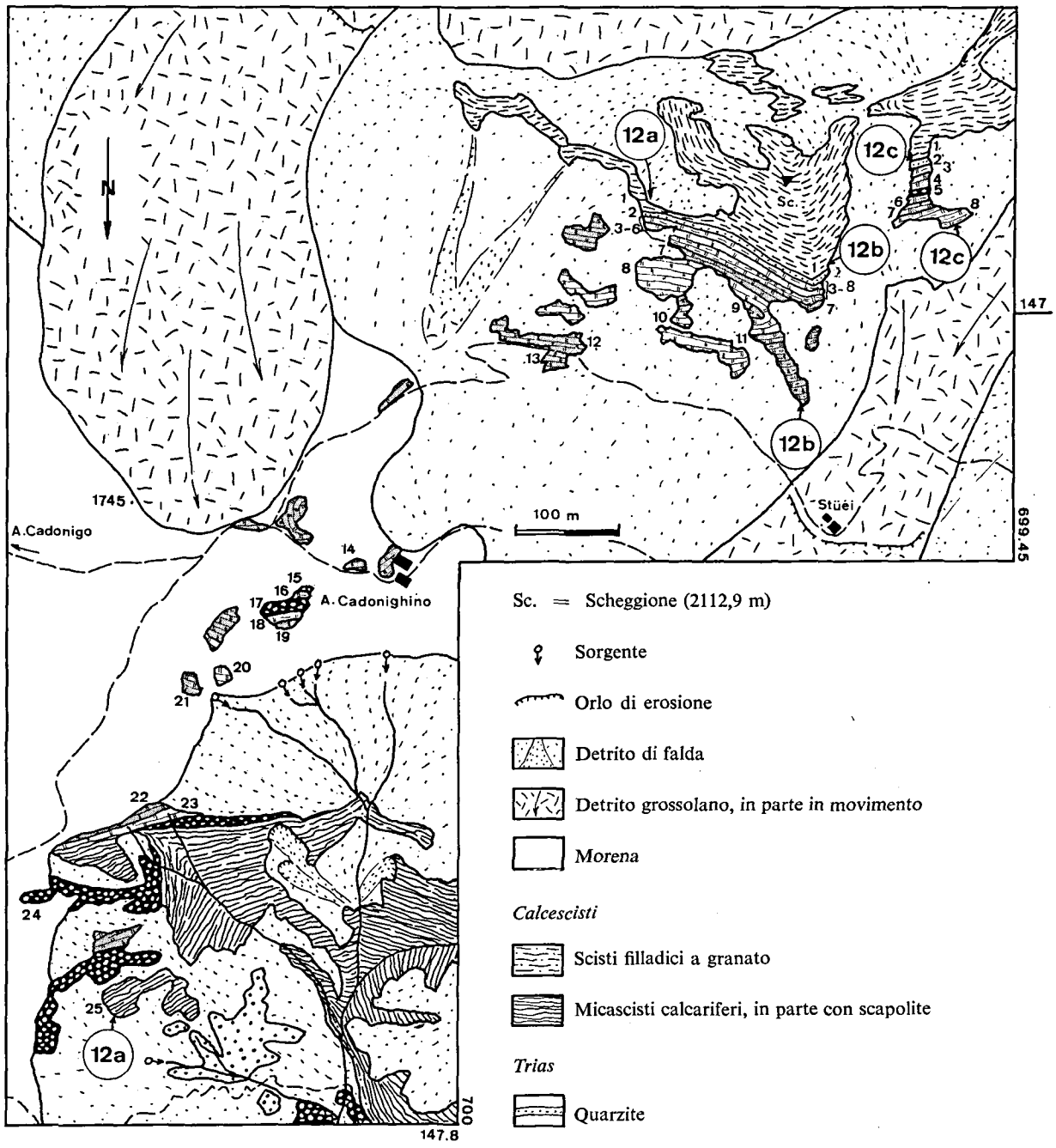
Coordinate: 699.560/146.835 (alto) 2065 m
699.515/146.910 (basso) 1990 m

Anche questo profilo corrisponde all'inizio del profilo 12*a* e a tutto il profilo 12*b*, con l'unica variante dello strato n°. 5, che là è formato di dolomia bianca a flogopite, qui invece da una breccia completamente calcitizzata, senza dubbio originata da processi di sollecitazione tettonica tardoalpini.

Il Trias della regione Stüéi – Passo Cadonighino – Leìt

200 metri a ovest del profilo precedente la Zona triassica del Campolungo si divide in due rami: quello principale, a nord, con il bellissimo affioramento del Passo Cadonighino, e quello secondario, a sud, molto meno potente del primo: esso sale sulla cresta a nord del Pizzo Varozzeira, attraversa i Leìt, sale alla bocchetta tra il Piz Prevat e il Piz Prevadin e si ricongiunge con la zona principale al piede ovest del P. Prevat (cfr. tavv. I e III). I due rami racchiudono un nucleo di cristallino antico del Campo Tencia a forma di chiglia con le due punte ricurve verso sud.

Nella regione compresa tra Stüéi – Passo Cadonighino – Leìt sono stati rilevati tre profili di dettaglio del ramo triassico Stüéi – P. Prevat (13*a*, 13*b* e 13*c*).



Dolomia a flogopite

Dolomia bianca

Dolomia grigia

Dolomia grigia a flogopite

Cariata

Cristallino antico del Campo Tencia

Gneiss scistoso fino micascisto leucocratico a due miche e granato

Cristallino antico di S. Giorgio

Gneiss quarzitico leucocratico a granato, localmente con staurolite

Fig. 16: Carta geologica di dettaglio con gli affioramenti di Trias all'Alpe Cadonighino, con i profili 12*a*, 12*b* e 12*c* (le cifre dei profili corrispondono a quelle delle descrizioni relative).

Tabella 22: *Profilo attraverso il Trias tra lo Scheggione (parte est) e l'Alpe di Cadonighino.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
			Scheggione (parte est)		
1	163	—	Micascisto quarzitico a muscovite e granato	m	f–p
2	—	4	Quarzite a muscovite	d	f–p
3	—	7	Dolomia a flogopite	m	f–p
4	—	1	Dolomia grigia con flogopite	m	ff–p
5	—	8	Dolomia bianca con flogopite	m	f–p
6	—	15	Dolomia grigia con flogopite, scistosa	i	ff–f
7	687	20	Dolomia grigia con cristalli singoli di grammatite grigia	a	f–G
8	686	30	Dolomia bianca saccaroide	a	p
9	—	0–5	Dolomia grigia scistosa	i	ff–f
10	684	15	Dolomia bianca saccaroide	a	f
10	685		Idem	a	f
11	683	20	Dolomia grigia listata con bianca	m	f
12	681	10	Dolomia grigio cenere, saccaroide	d	ff–f
13	680	10	Dolomia grigia, localmente listata con bianca	m	ff–f
—	—	200	Detrito		
			Alpe Cadonighino		
14	678	10	Dolomia finemente listata (grigio cenere – bianca)	m	ff–f
—	—	80	Detrito		
15	691	2	Dolomia bianca intensamente scistosa	i	f
16	690	3	Dolomia a flogopite	m	f–m
17	689	10	Cariata brecciata	a	ff–f
18	688	4	Dolomia a flogopite, in lastre sottili	m	f–p
19	—	25	Dolomia grigia listata	i	ff–f
20	—	20	Dolomia bianca scistosa	m	f
—	—	25	Detrito		
21	775	15	Dolomia grigia scistosa	m	f
—	—	120	Morena		
22	1423	8	Dolomia grigio cenere, scistosa	m–i	f–p
23	1422	12	Dolomia bianca saccaroide	a	f–p
24	1421	0–50	Cariata dolomitica, debolmente cavernosa	a	f
25	910	—	Micascisto calcarifero a scapolite, con vene e lenti di quarzo e calcite a grana grossa	m	p–m

13a. Profilo attraverso il Trias alla Varozzeira (cfr. tab. 24)

Coordinate: 699.225/146.770 (alto) 2160 m
699.300/147.135 (basso) 2010 m

Esso inizia a sud con il cristallino del Campo Tencia, che al contatto con il Trias contiene una ventina di metri di gneiss quarzitici fino quarziti con struttura spugnosa e localmente conglomeratica (Permiano?). Questa serie corrisponde a quella dei primi profili descritti, a est della Piumogna. La parte centrale, strati n°. 6–10 (cfr. fig. 17) è formata da una serie simmetrica, con quarzite e dolomia a flogopite ai fianchi e con dolomia grigia al centro della struttura, che è una antiforma (in realtà si tratta di una sinclinale rovesciata). Verso nord segue nuovamente cristallino antico del Campo Tencia

Tabella 23: *Profili attraverso il Trias allo Scheggione (parte mediana e parte ovest).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
			12b. Scheggione (parte mediana)		
1	164	—	Micascisto quarzitico a due miche e granato	m	f–m
2	670	4	Quarzite leucocratica a muscovite, in banchi regolari	d	p
3	671	5	Dolomia a flogopite con straterelli di quarzite a feldspato potassico	m	f–m
4	672	6	Dolomia grigia con flogopite	m	ff–m
5	673	10	Dolomia bianca con flogopite	m	f–m
6	674	15	Dolomia grigia, localmente con lettini di flogopite	m	ff–p
7	675		Dolomia grigia scistosa	d	ff
7	675a	8	Idem, con lenti di dolomite a grana gigante	d	ff–G
7	675a		Idem, con distene azzurro verdognolo	a–m	ff–G
—	—	15	Detrito		
8	682	30	Dolomia grigia a flogopite, localmente ondulata	m	f–m
			12c. Scheggione (parte ovest)		
1	165	—	Gneiss scistoso leucocratico quarzitico a due miche e granato	i	f–m
2	—	4	Quarzite leucocratica a muscovite	d	f–p
3	—	6	Dolomia a flogopite	m	f–p
4	—	8	Dolomia grigia con flogopite	m	f–p
5	676	3	Dolomia bianca con zone a brecce tettoniche calcitizzate	a	ff
6	—	16	Dolomia grigia scistosa contenente flogopite	m	ff–p
7	—	7	Dolomia grigia	m	ff
8	—	25	Dolomia grigia a flogopite	m	f–p
—	—	—	Detrito		

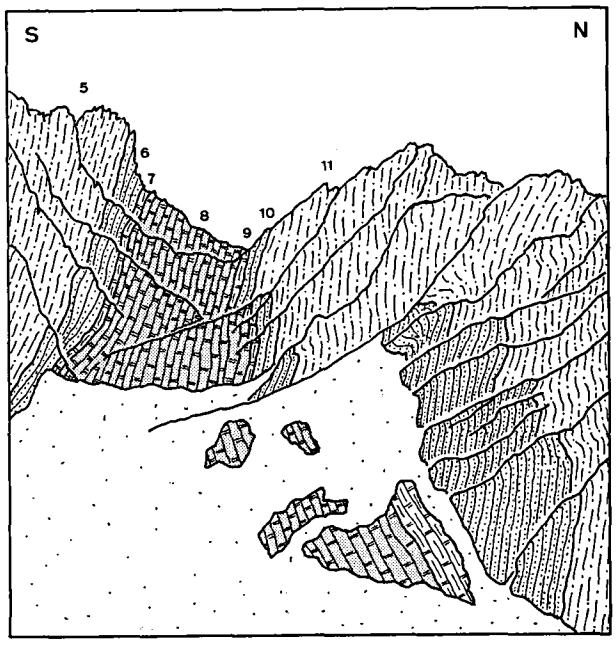


Fig. 17: Antiforma della Varozzeira, racchiusa in cristallino antico del Campo Tencia. Le cifre corrispondono alla numerazione del profilo 13*a*.

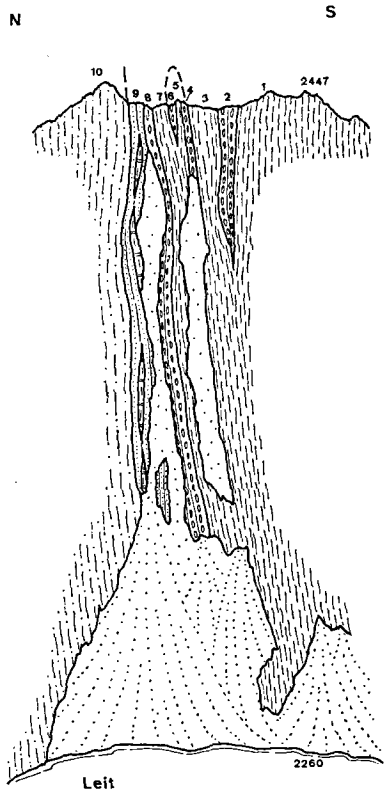


Fig. 18: Gli affioramenti di Trias alla Barbügheira. Le cifre corrispondono alla numerazione del profilo litologico (cfr. tab. 25).

Tabella 24: *Profilo attraverso il Trias alla Varozzeira.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	152	—	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite e granato	m	f
2	151	5	Gneiss quarzitico a struttura spugnosa	d	f
3	—	4	Quarzite leucocratica a muscovite	d	f–p
4	—	3	Gneiss quarzitico fino quarzite, con struttura spugnosa	m	f
5	—	8	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite e granato	m	f–p
6	653	3	Quarzite leucocratica a muscovite e feldspato potassico	d	f–p
7	654	3	Dolomia a flogopite bruno arancione	m	f–p
8	655	15	Dolomia grigio cenere, con lenticelle di quarzo e dolomite a grana media, con tormalina bruna	d	ff–m
9	656	2	Dolomia grigio chiaro a flogopite, lenticolare	d–m	ff–m
10	652	5	Quarzite leucocratica a muscovite e feldspato potassico	d	p
11	145	120	Gneiss quarzitico leucocratico a due miche	m	f
12	650	3	Quarzite leucocratica a muscovite	m	f
13	651	5	Dolomia a flogopite, lenticolare, localmente pieghettata	m	ff–g
13	649		Dolomia a flogopite con lettini di quarzo	m–i	ff–g
—	—	7	Detrito		
14	—	10	Dolomia grigia	m	ff–f
—	—	—	Detrito (Stüéi)		

(strato n°. 11), nucleo della sinforma compresa tra i due rami di Trias (in realtà un'anticlinale rovesciata). Gli ultimi strati (n^{i}. 12–14), di quarzite e dolomie, corrispondono all'inizio della Zona triassica principale.

13b. Profilo attraverso il Trias alla Barbügheira (cresta della Varozzeira) (cfr. tab. 25)

Coordinate: 698.860/146.865 (sud) 2450 m
698.855/146.940 (nord) 2460 m

Questo profilo (cfr. fig. 18), sulla continuazione immediata di quello precedente, mostra le seguenti analogie e differenze rispetto a quello:

- Il fianco sud del cristallino antico del Campo Tencia contiene esso pure una serie analoga di quarziti a struttura spugnosa e conglomeratiche, mentre quello nord ne è privo. Questa differenza nelle due ali dell'antiforma indica che il contatto sud del Trias è forse ancora stratigrafico (salvo la scomparsa di un'eventuale discordanza originaria, cancellata dall'orogenesi alpina), mentre quello nord è sicuramente tettonico, con movimenti differenziali, peraltro non dimostrabili e con la mancanza di una parte del substrato cristallino pretriassico.
- Il Trias si riduce alla quarzite di base, accompagnata da poche lenti molto stirate e intensamente laminate con la quarzite di dolomia giallastra a flogopite. Questa occupa il centro dell'antiforma e dimostra altresì l'importanza della laminazione tettonica.
- Di conseguenza la potenza è alquanto ridotta: il Trias sicuro, là di 28 metri, qui è ridotto a 5–6 metri.

Tabella 25: *Profili attraverso il Trias alla Barbügheira e ai Leìt.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
			13b. Barbügheira		
1	—	—	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite	m	f–p
2	89	2,5	Quarzite a struttura spugnosa, localmente conglomeratica	d	p
2	89a		Quarzite spugnosa a struttura conglomeratica (ciottoli quarzosi di 1–3 cm)	d	p–m
3	—	6	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite	m	f
4	—	1	Quarzite a struttura spugnosa, localmente conglomeratica (come 2)	d	p
5	—	0–2	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite	m	f
6	—	1,5	Quarzite a struttura spugnosa, localmente conglomeratica (come 2)	d	p
7	—	8	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite	m	f
8	—	2,5	Quarzite a struttura spugnosa, localmente conglomeratica (come 2)	d	f
9	90	4	Quarzite leucocratica a muscovite	a–d	p–m
9	92a		Quarzite leucocratica a muscovite e con feldspato potassico, alternante con dolomia a flogopite	d	f
9a	657	6	Dolomia a flogopite con straterelli di quarzite a muscovite e feldspato potassico	i	f–p
9a	91	0–1	Dolomia a flogopite, bruno ocra, lenticolare	m	ff–m
9a	92	0,5	Dolomia giallastra a flogopite in sottili straterelli	m	f–p
9a	93	1	Dolomia a flogopite intensamente pieghettata, con straterelli di quarzo	i	f
10	98	—	Gneiss scistoso quarzitico leucocratico a muscovite e clorite, granatifero	m	f–m
			13c. Leìt		
1	—	—	Gneiss scistoso leucocratico, quarzitico, localmente con struttura spugnosa	m	f
2	94	5	Quarzite leucocratica a muscovite, localmente con struttura spugnosa	m–i	f–p
2	95a	50	Quarzite leucocratica a muscovite, in banchi irregolari	a	f–p
3	—	—	Gneiss scistoso leucocratico quarzitico a muscovite	m	f

13c. Profilo attraverso il Trias ai Leìt (cfr. tab. 25)

Coordinate: 698.320/146.750 (sud) 2260 m
698.210/146.765 (nord) 2220 m

In questo profilo il Trias si riduce alla quarzite di base, che sulla riva destra del più grande dei Leìt (senza nome sulla carta topografica al 25000, segnato con la quota 2260) raggiunge 50 m di potenza, sicuramente per via di accumulo tettonico. Le dolomie mancano del tutto, probabilmente per via di un intenso schiacciamento tettonico.

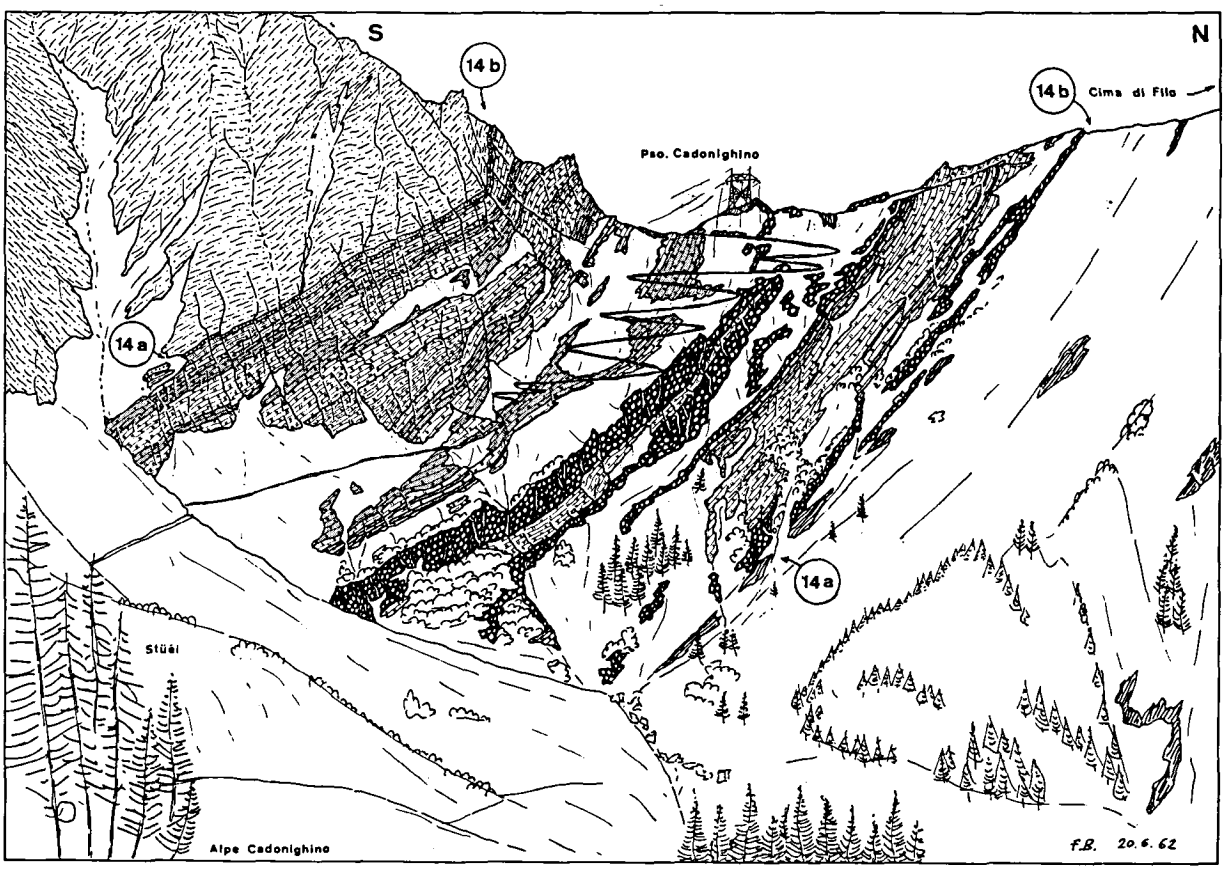


Fig. 19: L'affioramento di Trias del Passo Cadonighino visto dall'alpe omonimo. Le cifre indicano la posizione dei due profili di dettaglio.

A occidente di Stüéi la conca morenica di Cadonigo–Cadonighino è chiusa dalla cresta della Varozzeira, che verso nord, passando per i «Caucistri» (dial. leventinese per «roccia calcarea»), termina alla Cima di Filo, formata di Calcescisti. Tra i gneiss e micascisti del cristallino antico del Campo Tencia e i Calcescisti della Cima di Filo il Trias forma una debole depressione, il Passo Cadonighino («Venett», erroneamente per «Vanitt», sul foglio Ambri-Piotta della carta topografica nazionale al 25000), che immette nel Piano di Campolungo. Il Trias affiora per una potenza di ca. 300 m su una lunghezza di ca. 500 m, tra Stüéi e il Passo Cadonighino e fornisce due profili tra i più completi e continui di tutto il Trias del Campolungo: il primo, rilevato al piede est dell'affioramento, sulla continuazione del profilo 13*a* della Varozzeira, il secondo, rilevato esattamente sullo spartiacque al Passo Cadonighino, sulla continuazione del profilo 13*b* della Barbügheira, da cui è separato da 500 m di cristallino antico del Campo Tencia, che, come si è visto, rappresenta il nucleo di una sinforma racchiusa in rocce triassiche. La fig. 19 mostra la posizione dei due profili.

14a. Profilo attraverso il Trias ai Caucistri

Coordinate: 699.210/147.200 (sud) 2060 m
699.310/147.600 (nord) 1940 m

Il profilo, da nord verso sud, presenta le seguenti caratteristiche (fig. 20).

Strato nº.	*Potenza* m	*Roccia*
1	—	Cristallino antico del Campo Tencia: gneiss quarzitico mesocratico a due miche.
2	6	Quarzite leucocratica a muscovite, in banchi regolari.
3	4	Dolomia giallastra a flogopite, in lastre sottili, piane. Localmente la matrice dolomitica ha colore grigio chiaro.
4	6	Dolomia bianca saccaroide, localmente con straterelli di dolomia grigia scistosa. Contiene grammatite verde in cristalli singoli prismatici.
5	2	Dolomia grigia a flogopite, con giacitura in lastre sottili.
6	3	Dolomia grigio oscuro, scistosa.
7	1,5	Dolomia listata con alternanza di straterelli di colore grigio e bianco.
8	8	Dolomia grigia a grana fine, con locali intercalazioni di straterelli bianchi.
9	0,5	Dolomia bianca saccaroide.
10	3	Dolomia grigia saccaroide
11	1	Dolomia bianca saccaroide contenente cristalli isolati di grammatite verde prismatica.
12	2	Dolomia grigia saccaroide, localmente debolmente scistosa.
13	3	Dolomia grigio oscuro, con grammatite grigia in cristalli prismatici e in aggregati raggiati, localmente talcicizzata.
14	1	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca raggiata localmente talcicizzata. Con giacitura lenticolare.
15	10	Dolomia grigio oscuro, scistosa, contenente grammatite grigia prismatica o raggiata.
16	4	Dolomia bianca saccaroide.
17	1	Dolomia grigia scistosa.
18	7	Dolomia bianca saccaroide.

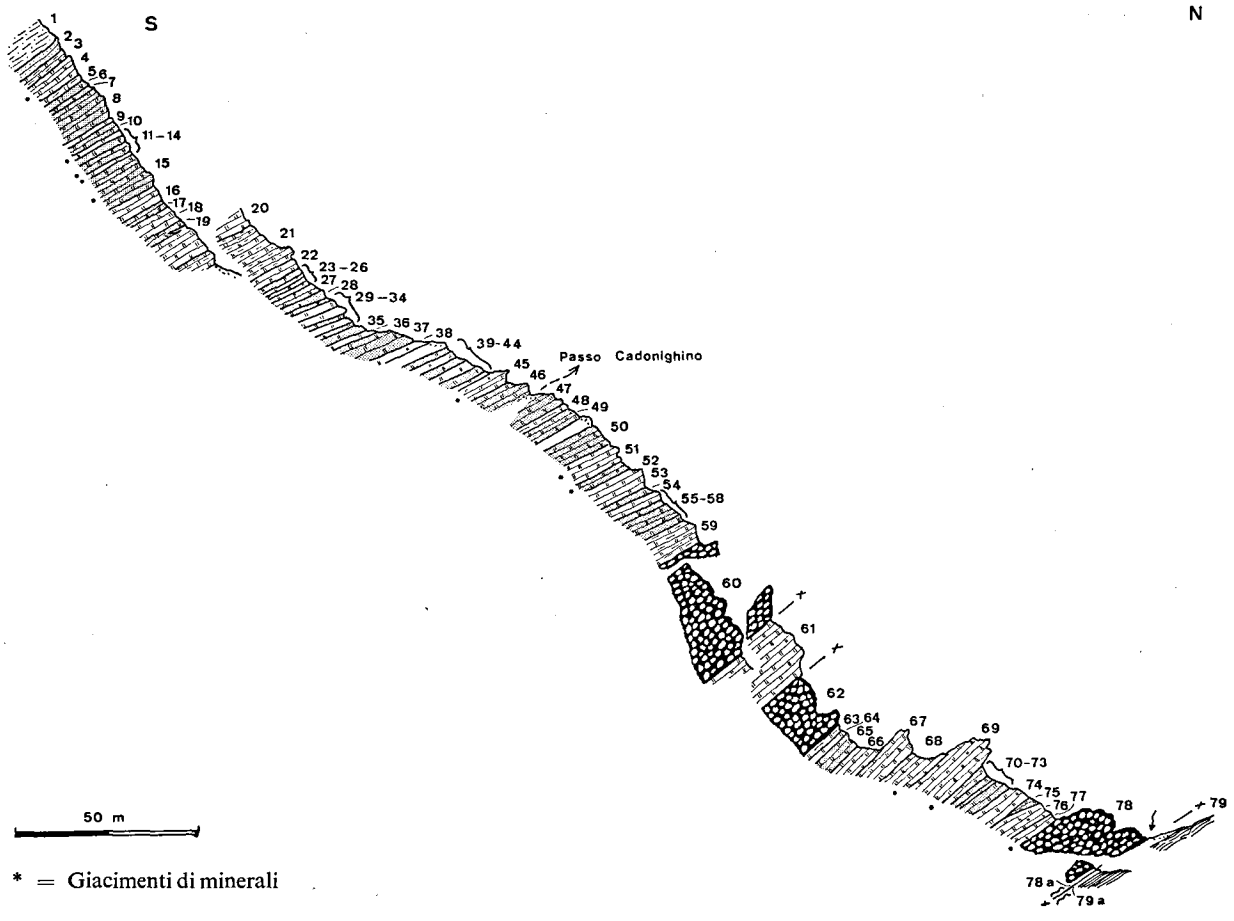


Fig. 20: Profilo di dettaglio attraverso il Trias lungo il piede est dell'affioramento del Passo Cadonighino. Le stellette indicano i giacimenti di minerali (vedi la descrizione del profilo).

Strato	*Potenza*	*Roccia*
19	4	Dolomia grigia in parte saccaroide, in parte scistosa. Contatto con la 20 addentellato.
20	9	Dolomia bianca saccaroide.
21	20	Dolomia giallastra a flogopite, con giacitura in lastre parallele.
22	4	Dolomia bianca da debolmente scistosa a saccaroide.
23	1	Dolomia grigia saccaroide, localmente debolmente scistosa.
24	1	Dolomia bianca saccaroide.
25	0,3	Dolomia grigia debolmente scistosa.
26	0,1	Dolomia bianca saccaroide.
27	6	Dolomia grigia listata (grigio chiaro / grigio cenere).
28	1	Dolomia grigio chiaro, scistosa.
29	1,5	Dolomia grigio oscuro.
30	2	Dolomia bianca scistosa, listata da straterelli di dolomia grigia.
31	3	Dolomia bianca saccaroide.
32	0,5	Dolomia grigia scistosa.
33	2	Dolomia bianca scistosa.
34	0,6	Dolomia bianca scistosa listata da straterelli di dolomia grigia.
35	1,5	Dolomia listata (grigio cenere / grigio oscuro).
36	1	Dolomia bianca scistosa.
37	5	Dolomia grigio cenere, scistosa.
38	2	Dolomia bianca scistosa.
—	2	Detrito
39	1,5	Dolomia grigia scistosa.
40	1	Dolomia bianca scistosa.
41	2,5	Dolomia grigia, listata da straterelli di dolomia grigia molto oscura.
42	2	Dolomia bianca scistosa.
43	2	Dolomia grigio cenere.
44	1	Dolomia bianca scistosa.
45	4	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca in aggregati raggiati.
46	5	Dolomia grigio chiaro da saccaroide a scistosa.
47	5	Prevalenza di dolomia grigia localmente listata da dolomia grigio chiaro fino bianca.
48	0,5	Dolomia giallastra a flogopite, ricchissima di straterelli bruni micacei.
49	5	Dolomia grigia listata da straterelli di dolomia bianca o grigio chiaro.
—	3	Detrito
50	6	Dolomia grigio cenere, scistosa.
51	5	Dolomia bianca saccaroide: contiene un banco di 0,2 m di spessore con grammatite bianca in aggregati raggiati.
52	3	Dolomia grigio cenere, scistosa. Localmente contiene grammatite grigia in cristalli isolati prismatici.
53	6	Dolomia bianca saccaroide.
54	1,5	Dolomia grigia scistosa.
55	2	Dolomia bianca saccaroide.
56	1	Dolomia grigia scistosa.
57	3	Dolomia grigia scistosa, localmente listata da dolomia bianca.
58	2	Dolomia grigia scistosa.
59	7	Dolomia giallastra a flogopite.
60	2	Cariata scistosa bruno arancione.
	25	Cariata dolomitica ocra arancione, da massiccia a debolmente scistosa. Alcuni banchi hanno struttura brecciata.
61	20	Con contatto tettonico segue dolomia bianca da scistosa a saccaroide, con fitta rete di fessure rimarginate da calcite. Verso ovest si assottiglia e scompare a cuneo.
62	30	Cariata dolomitica giallo ocra, con scistosità di intensità media.
63	1	Dolomia giallastra a flogopite.
64	1,5	Dolomia bianca scistosa.
65	4	Dolomia grigio cenere, scistosa, localmente listata con alternanza di straterelli di dolomia grigio cenere / grigio oscuro.
66	5	Dolomia bianca scistosa.
67	7	Dolomia bianca saccaroide: forma uno sperone pronunciato.
68	8	Dolomia bianca da scistosa a saccaroide: al centro un banco di 1 m contenente grammatite bianca e verde in cristalli singoli prismatici lunghi fino a 7 cm e grammatite bianca raggiata.
69	15	Dolomia bianca saccaroide. L'ultimo metro contiene grammatite bianca raggiata, giacente sui piani di scistosità.
70	2	Dolomia bianca scistosa.
71	2	Dolomia grigia scistosa.
72	1	Dolomia bianca scistosa.
73	3	Dolomia grigia scistosa.
74	7	Dolomia bianca scistosa.
75	3	Dolomia grigia scistosa: verso est scompare a cuneo.
76	4	Dolomia bianca scistosa.
77	2	Dolomia bianca saccaroide, con banchi contenenti grammatite bianca in aggregati raggiati. Con contatto tettonico segue
78	2	Cariata giallo ocra con struttura brecciata.
	20	Cariata arancione massiccia, localmente con struttura a cellette.
78a	0,2	Idem, con intensa scistosità meccanica.
79a	0,2	Micascisto calcarifero con intensa scistosità per sollecitazione meccanica.
79	—	Micascisti calcariferi di colore grigio sporco, con scistosità intensa, con lenti leucocratiche di calcite e quarzo concordanti (Calcescisti).

Questo profilo, rilevato senza prelievo di campioni, confrontato con quello classico del Passo Cadonighino, ne ricalca in grandi linee la serie delle dolomie, salvo alcune differenze di certa importanza: potenza maggiore della quarzite di base, potenza molto maggiore della terza dolomia a flogopite, intercalazione nella prima dolomia cariata di un cuneo tettonico di dolomia bianca saccaroide e mancanza, nella stessa cariata, del nucleo di Calcescisti. I contatti sono sempre affioranti: il contatto

sud della quarzite con il cristallino antico del Campo Tencia è netto, senza peraltro mostrare movimenti differenziali, al contrario del contatto nord della cariata con i Calcescisti, marcato da una zona cataclastica di 40 cm di potenza.

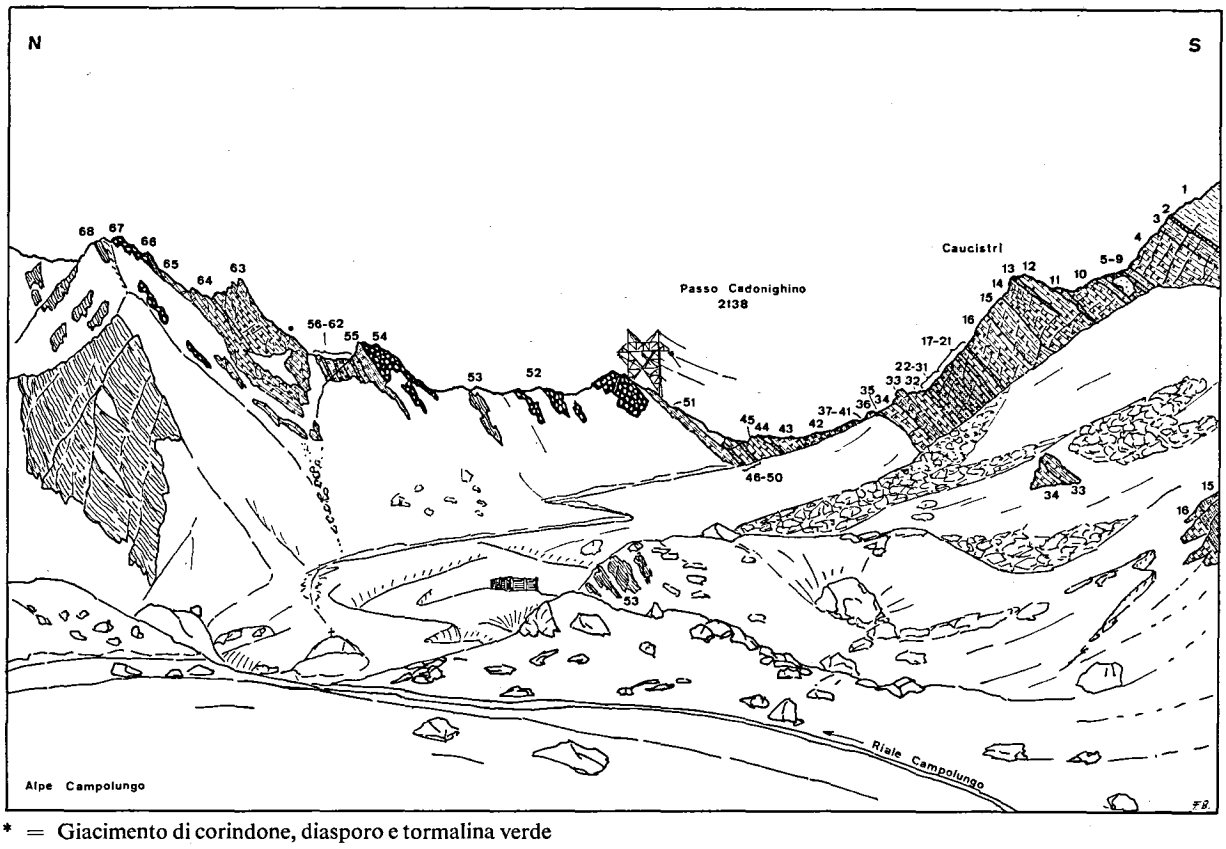
La potenza complessiva di questo profilo è di 364 m, la maggiore in tutto il Trias del Campolungo, raggiunta, come negli altri profili, grazie a un intenso ripiegamento tettonico di cui si vedrà la natura e l'intensità nel capitolo sulla tettonica.

14b. Profilo attraverso il Trias al Passo Cadonighino (cfr. tab. 26)

Coordinate: 698.890/147.395 (sud) 2205 m
698.970/147.815 (nord) 2220 m

Questo profilo è uno fra i più classici nella Zona triassica del Campolungo: lo si trova infatti già descritto in uno schizzo schematico in LARDY (1833). È inoltre il profilo, assieme a quello del Passo Campolungo, da cui partono tutte le interpretazioni tettoniche. BONNEY (1894) ne dà una descrizione concisa ma esatta ed è il primo autore a rilevare un profilo dettagliato, malauguratamente non pubblicato. PREISWERK è il primo autore a pubblicare un profilo dettagliato (1919, fig. 1, profilo I), che riprende in seguito, leggermente modificato, nel 1934. Infine GÜBELIN (1939) pubblica due fotografie del Passo (tav. II, fig. 2, visto da est e tav. III, fig. 1, visto da ovest) con i corrispondenti profili geologici (tav. IV, profili 1 e 2), più dettagliati di quelli citati di PREISWERK (op. cit.), ma con la stessa interpretazione tettonica.

Il profilo da me rilevato (cfr. fig. 19, visto da est, fig. 21, visto da ovest, e tab. 26) comprende 68 strati, di cui 65 appartengono al Trias, il quale è rappresentato nella serie più completa di tutta la Zona triassica del Campolungo, con quello precedente. Gli strati hanno una giacitura isoclinale abbastanza costante, con una pendenza verso sud di 45–50°, racchiusi fra il cristallino antico del Campo



* = Giacimento di corindone, diasporo e tormalina verde

Fig. 21: L'affioramento di Trias al Passo Cadonighino. Le cifre corrispondono alla numerazione del profilo litologico (cfr. tab. 26).

Tabella 26: *Profilo attraverso il Trias al Passo Cadonighino.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	28	—	Micascisto quarzitico a due miche, granato, distene, con staurolite e tormalina nera	m	f–m
2	404	0,25	Quarzite leucocratica a due miche, localmente pieghettata	i	f
2	405	1	Quarzite leucocratica a muscovite, in banchi regolari	d	f
3	406	5,8	Dolomia giallastra a flogopite, in lastre parallele	m	f–m
4	407	20	Dolomia bianca saccaroide contenente flogopite	a–d	f–m
4	410		Dolomia bianca saccaroide	a–d	p–m
5	411	3	Dolomia giallastra con flogopite	d–m	f
6	412	0,9	Dolomia grigio cenere con lenticelle leucocratiche di dolomite a grana media	m	ff–m
7	413	5	Dolomia bianca con straterelli di flogopite	d	f–p
8	414	2,5	Dolomia grigio cenere con rari lettini di flogopite	m	f–p
9	415	3	Dolomia bianca saccaroide con lettini di flogopite in grosse lamine bruno rame	d	p
10	416	7	Dolomia bianca saccaroide	a	p
10	417	1	Dolomia bianca saccaroide con talco pseudomorfo su grammatite raggiata	a	f–g
11	419	1,3	Dolomia grigia compatta, in lastre regolari	d–m	f
12	420	10	Dolomia bianca saccaroide	a	f–p
13	421	1	Dolomia grigio cenere, contenente cristalli singoli di grammatite grigia	d	f
14	422a	15	Dolomia bianca saccaroide con cristalli singoli di grammatite verde	a	f–gg
14	422		Dolomia bianca saccaroide	a	f
15	423	7,5	Dolomia giallastra a flogopite in lettini paralleli	m	f–p
16	424	7	Dolomia bianca saccaroide	a	f–p
16	425	3	Idem, con cristalli singoli di grammatite bianca	a	f–g
17	426	0,3	Dolomia grigia ricca di cristalli singoli di grammatite grigia	d	f–g
18	427	1,2	Dolomia bianca saccaroide con cristalli singoli di grammatite bianca in parte talcicizzata	a	f–m
18	428	2,5	Dolomia bianca saccaroide con rari cristalli isolati di flogopite	a	p
19	429	0,3	Dolomia grigio oscuro con rari cristalli di grammatite grigia	m	f–p
19	—	0,2	Dolomia bianca con rari cristalli di grammatite bianca	d	f
19	430	2,6	Dolomia grigio cenere con cristalli singoli di grammatite grigia	d	f–m
20	431	1,4	Dolomia bianca saccaroide con rari lettini di flogopite	a	p
21	433	2,2	Dolomia grigia con lettini di muscovite	m	f
21	432	0,4	Dolomia grigia con grammatite grigia in aggregati raggiati	m	f–m
21	434	1,4	Dolomia grigio oscuro	m	f
22	—	0,3	Dolomia bianca saccaroide con rari lettini di flogopite	a–d	f–p
23	—	0,1	Dolomia grigia in sottili straterelli paralleli	m	f
24	—	0,25	Dolomia bianca saccaroide	a–d	f–p
25	—	0,5	Dolomia grigia scistosa	m	f
26	—	0,15	Dolomia bianca saccaroide	a	f–p
27	435f	1,7	Dolomia grigio chiaro con rari cristalli singoli di grammatite grigia	m	f–p
28	435g	0,9	Dolomia bianca saccaroide con rari straterelli di flogopite	a	p
29	435h	0,3	Dolomia grigio chiaro con rari cristalli di grammatite grigia in parte talcicizzata	m	f–p
30	435i	1,8	Dolomia bianca saccaroide con lettini di grammatite bianca raggiata	a	p–m
31	435L	0,8	Dolomia grigio chiaro con cristalli singoli di grammatite grigia	d	f–p
32	436	8	Dolomia bianca saccaroide con rari cristalli singoli di grammatite bianca	a	p–m
33	437	3	Dolomia giallastra a flogopite, in lastre sottili	m	f–p
34	438	4	Dolomia bianca saccaroide contenente flogopite	a	f
35	439	0,5	Dolomia grigia debolmente listata con bianca	m	ff

(Continua)

Tabella 26 (continuazione)

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
36	—	1,1	Dolomia bianca listata con dolomia grigia	d–m	f
37	440	0,5	Dolomia grigio chiaro, omogena	d	ff–f
38	—	0,5	Dolomia bianca saccaroide	a	f–p
39	441	2,3	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca raggiata e scapolite	a	f
40	442	0,8	Dolomia grigia scistosa	m	f
41	443	1	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca raggiata	a	p–m
—	—	5	Detrito: ricopre probabilmente dolomia bianca		
42	444	10	Dolomia grigia listata con dolomia bianca	d–m	ff–f
43	445	5,6	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca raggiata o in cristalli singoli	a	f–g
44	—	1,1	Dolomia grigia saccaroide con grammatite grigia in cristalli singoli	a	f–p
45	—	3,6	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca raggiata	a	p–gg
45	446	0,2	Fessure rimarginate da calcite, con struttura a cellette	a	ff–p
46	447	1	Dolomia grigio cenere in lastre parallele	m	f
47	448	2,6	Dolomia bianca saccaroide con cristalli singoli di grammatite, in parte talcicizzata	a	f–m
48	449	2,8	Dolomia grigia localmente listata con bianca, in sottili banchi paralleli	m	ff–f
49	450	1,3	Dolomia grigia, listata con straterelli di dolomia bianca	d	ff–f
50	451	4,3	Dolomia bianca scistosa, localmente con lettini di flogopite	d	f
51	452	7,5	Dolomia giallastra a flogopite in lettini paralleli	m	f–p
52	453a	40	Cariata dolomitica scistosa a flogopite, bruno arancione	i	f–p
52	453b		Cariata dolomitica scistosa, bruno arancione	m	f
52	454		Cariata scistosa porosa, bruno terra	m	f
52	455		Cariata dolomitica pieghettata, giallo ocra, localmente con struttura a cellette	d	f–p
52	456		Cariata dolomitica brecciata, bruno ocra	a	f–p
53	457	18	Micascisto calcarifero a due miche e pistacite, intensamente scistoso	i	f–p
54	458	22	Cariata debolmente dolomitica, cavernosa, arancione	a	f
55	459	2,5	Dolomia giallastra a flogopite	m	f–p
56	460	1,8	Dolomia bianca saccaroide	a	f–p
57	461	0,7	Dolomia grigio chiaro con fessure rimarginate da calcite, giallognole	m	ff–f
58	—	2,1	Dolomia bianca saccaroide	a	f–p
59	462	4,4	Dolomia grigia listata, localmente con lettini di flogopite	m	ff–m
60	463	3,8	Dolomia bianca saccaroide	a	f–p
61	464	1	Dolomia grigia con cristalli singoli di grammatite grigia	m	f–p
62	465	1,1	Dolomia bianca saccaroide con rari cristalli singoli di grammatite verde	a	f–p
63	401	30	Dolomia bianca saccaroide	a	f
63	467		Idem	a	f
63	467a		Idem, con corindone	a	f–p
63	466a	0,4	Intercalazione di dolomia bianca con flogopite	m	f–p
63	—	4	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca raggiata o in cristalli singoli	a	f–p
64	469	0,4	Dolomia bianca saccaroide con fessure rimarginate da calcite	m	f–p
65	470	10	Dolomia bianca saccaroide localmente molto ricca di grammatite bianca raggiata	a	f–m
66	521	0,1	Dolomia giallastra a flogopite	m	f–p
67	522	12	Cariata debolmente dolomitica, cavernosa, bruno ocra	a	ff–f
68	523	—	Micascisto calcarifero		

Tencia a sud e i Calcescisti della Cima di Filo a nord. La potenza complessiva è di 322 m, leggermente minore di quella del profilo del Caucistri, raggiunta grazie all'accumulo tettonico dello stesso

tipo, con ripetizioni numerose di strati ripiegati isoclinalmente. Il profilo è ricco di minerali: flogopite, grammatite (in tutte le varietà), tormalina verde, rutilo, corindone, diasporo e distene (cfr. GÜBELIN 1939, pp. 342–343).

A ovest del Passo Cadonighino la morfologia si allarga nel Piano di Campolungo, delimitato a sud dal cristallino antico del Campo Tencia e da una striscia di Trias che corrisponde ai primi strati del profilo precedente. In questa striscia sono stati rilevati due profili di dettaglio, profili che assumono una certa importanza per via della loro ricchezza in minerali ben cristallizzati e che quindi permettono alcune osservazioni utili all'interpretazione petrogenetica, mentre tettonicamente essi ripetono lo stile isoclinale del Passo Cadonoghino, con immersione degli strati più raddrizzata.

15. Profilo attraverso il Trias all'Alpe Campolungo (est) (cfr. tab. 27)

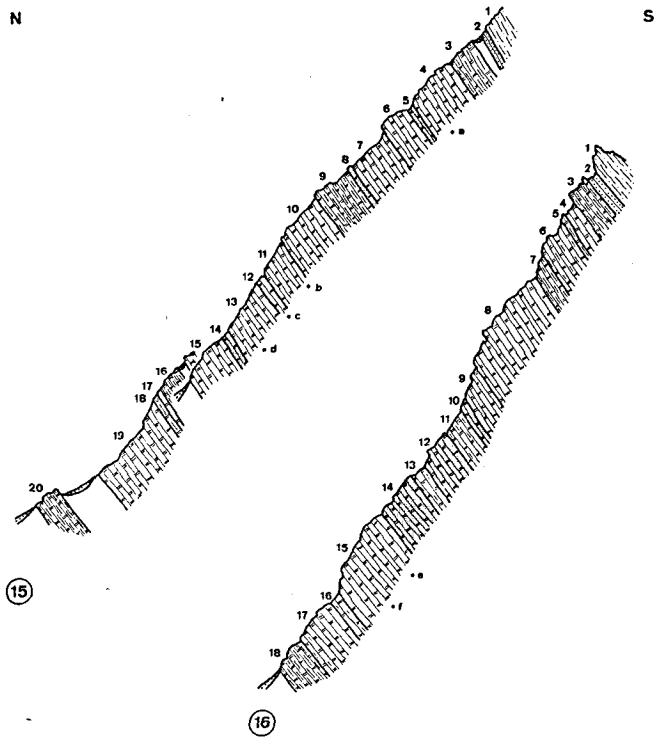
Coordinate: 698.545/147.280 (alto) 2150 m
698.700/147.425 (basso) 2112 m

Il profilo (cfr. fig. 22), dopo il contatto con il cristallino antico, marcato da quarzite e dolomia a flogopite, presenta una serie di dolomie, in prevalenza bianche e saccaroidi, con quattro giacimenti importanti di minerali ben cristallizzati:

a: grammatite bianca raggiata, *b:* tormalina verde e rutilo, *c:* grammatite bianca e verde in cristalli prismatici, *d:* grammatite bianca raggiata sericea (cfr. GÜBELIN 1939, tav. III, fig. 1, giacimento 8 e fig. 2).

Tabella 27: *Profilo attraverso il Trias all'Alpe Campolungo (est).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	110	—	Gneiss scistoso quarzitico leuco-mesocratico a due miche, granato, staurolite, distene e tormalina	m–i	f–p
2	—	0,2	Quarzite leucocratica in lastre sottili, intensamente scistosa	i	f–p
2	610	0,4	Quarzite leucocratica a muscovite e contenente calcite	d	f
—	—	3	Detrito		
3	611	4	Dolomia giallastra a flogopite	m	ff–p
4	612	10	Dolomia bianca saccaroide contenente fluorite	a	f
5	613	0,4	Dolomia grigio chiaro, con rare grammatiti singole	i	f–p
6	—	2,5	Dolomia bianca saccaroide	a	f
7	614	5	Dolomia bianca contenente flogopite	a–d	f–p
8	615	0,3	Dolomia grigia listata contenente flogopite	m	ff–f
9	616	7	Dolomia bianca a flogopite spesso obliqua	d	f–p
10	—	7	Dolomia bianca saccaroide	a	f–p
11	617	15	Dolomia bianca saccaroide con tormalina verde al margine di lenti di dolomite a grana grossa	a	f–g
12	617a	1	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca e verde	a	f–g
13	618	7	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca	a	f–gg
13	619		Idem, con grammatite bianca raggiata sericea	a	f–p
14	620	1,2	Dolomia grigio chiaro, localmente listata	m	f
15	621	6,5	Dolomia bianca saccaroide	a	f–p
16	622	2,4	Dolomia giallastra a flogopite	d	f–m
17	—	0,2	Dolomia bianca saccaroide	a	f–p
18	—	0,3	Dolomia giallastra a flogopite	d	f–p
19	623	8,5	Dolomia bianca saccaroide	a	f–p
—	—	5	Detrito		
20	624	3	Dolomia giallastra a flogopite	m	f–m
—	—	—	Detrito che sfocia nel Piano di Campolungo		



* = Giacimenti di minerali (per le spiegazioni cfr. il testo)

Fig. 22: Profili litologici attraverso il Trias a sud dell'Alpe Campolungo.
15: Alpe Campolungo (est); 16: Alpe Campolungo (ovest). Le cifre corrispondono a quelle delle descrizioni dei profili (cfr. tabb. 27 e 28).

Tabella 28: *Profilo attraverso il Trias all'Alpe Campolungo (ovest).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	594	—	Micascisto quarzitico a due miche, granato, staurolite e con tormalina nera	i	f–g
2	595	1	Quarzite leucocratica a muscovite	d	f
3	596	2,5	Dolomia giallo arancione a flogopite in lettini a forte concentrazione	m	ff–p
4	597	2	Dolomia bianca con lettini lenticolari di flogopite	d	ff–p
5	—	0,3	Dolomia a flogopite	m	f
6	—	4	Dolomia bianca con flogopite	d	ff
7	598	2,4	Dolomia bianca con flogopite	m	f
8	599	10	Dolomia bianca saccaroide	a	f
9	600	5	Idem, a grana più fine e con flogopite	d	f
10	601	0,8	Dolomia grigio oscuro	m–i	ff–f
11	602	3,5	Dolomia bianca con lettini paralleli di flogopite	m	f–p
12	603	5,6	Dolomia grigia listata, con sottili lettini di flogopite	m	ff–p
13	604	1,5	Dolomia bianca fino grigio chiaro con orizzonti a flogopite a giacitura a «boudin»	m	ff–p
14	—	4	Dolomia grigia contenente flogopite	m	ff–p
15	605	15	Dolomia bianca saccaroide, localmente con tormalina verde o con grammatite bianca	a	f–p
16	606	0,8	Dolomia bianca saccaroide alternante con dolomia a flogopite	m	f–p
17	607	6	Dolomia bianca saccaroide contente rari straterelli di flogopite	a	f
18	608	3	Dolomia giallastra a flogopite	m	f
—	—	—	Detrito che sfocia nel Piano di Campolungo		

16. Profilo attraverso il Trias all'Alpe Campolungo (ovest) (cfr. tab. 28)

Coordinate: 698.380/147.265 (alto) 2155 m
698.330/147.340 (basso) 2120 m

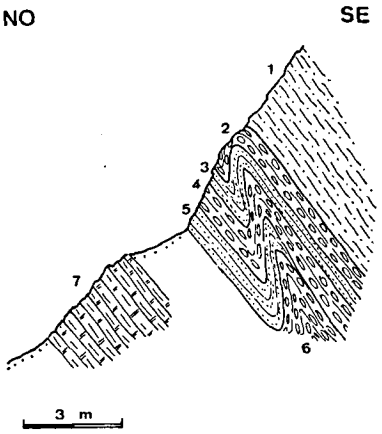
Questo profilo dista 250 m dal precedente, verso ovest, e ne riprende le caratteristiche, salvo una maggiore quantità di dolomie grigie. È meno ricco di minerali, ma uno dei giacimenti, l'*e*, è conosciuto da lungo tempo e ha fornito le tormaline verdi più belle e limpide di tutta la regione del Campolungo. I due giacimenti indicati contengono (cfr. fig. 22):

e: tormalina verde, *f:* grammatite bianca in cristalli prismatici o raggiata.

16a. Contatto Trias – cristallino antico del Campo Tencia al Pian dei Sautri

Coordinate: 698.000/147.080, a quota 2140 m

400 m a sudovest del profilo n°. 16, al margine sud del Pian dei Sautri e a pochi passi dal sentiero che dall'A. Campolungo porta alla capanna dei Leìt, affiora il cristallino del Campo Tencia e l'inizio del Trias, quest'ultimo rappresentato da minuscoli affioramenti che spuntano dalla coltre detritica (cfr. la fig. 23).



1: gneiss scistoso leucocratico quarzitico a due miche, granato, staurolite e contenente distene e tormalina nera;
2 (1,2 m): quarzite leucocratica conglomeratica a struttura spugnosa con ciottoli quarzosi più o meno intensamente stirati;
3 (0,7 m): micascisto quarzitico leucocratico a muscovite;
4 (0,6 m): come 2;
5 (0,5 m): come 3;
6 (1 m): come 2; gli strati 2–6 rappresentano il Permiano (?);
7 (2 m): dolomia giallastra a flogopite, con intensa scistosità, debolmente ondulata, contenente resti fossili: si tratta di piastre colonnari di crinoidi, invisibili macroscopicamente, descritte in un lavoro precedente (BIANCONI 1965, ritrovamento n°. 2, tav. I, fig. 2).

Fig. 23: Profilo schematico del contatto cristallino antico – Trias al Pian dei Sautri.

Gli affioramenti di Trias tra l'Alpe di Campolungo e il Passo Campolungo (cfr. fig. 24)

Il Piano di Campolungo è chiuso a ovest da un grosso affioramento di Trias che culmina al Passo Campolungo, ed è contemporaneamente l'affioramento più famoso e spettacolare di tutta la regione del Campolungo, con al centro la stupenda piega coricata che compare improvvisamente davanti agli occhi di chi sale dal Tremorgio verso l'A. Campolungo. Accanto a quello del Passo Cadonighino è l'affioramento più studiato da tutti gli autori che si sono occupati del Campolungo e il primo schizzo risale già a VON FRITSCH (1873, fig. 20). Le varie interpretazioni tettoniche sono riportate criticamente da PREISWERK (1919), che contemporaneamente ne ripropone un'ultima, la «überkippte Tauchfalte», correlata con quella del Passo Cadonighino (prof. II). GÜBELIN (1939) pubblica un profilo più dettagliato di quello di PREISWERK (tav. IV, profili 3 e 4) con la stessa interpretazione, cioè come una piega rovesciata. Nel capitolo sulla tettonica si vedrà che in realtà le condizioni di giacitura tettonica sono più complesse.

Nella regione citata sono stati rilevati complessivamente sette profili di dettaglio, i seguenti, da ovest verso est:

- 17, 18 e 19: tre profili alla località *Costello,* immediatamente sopra l'A. Campolungo, abbraccianti la parte superiore della piega centrale, fino ai Calcescisti;

- 20: alla *Löita dei Sautri,* sopra il Piano omonimo, attraverso l'ala geograficamente inferiore della piega centrale;
- 21, 22 e 23: tre profili che danno una visione completa del Trias tra il *P. Prevadin* e il *Passo Campolungo,* rilevati sullo spartiacque Leventina – Val Maggia.

Tabella 29: *Profilo attraverso il Trias a Costello (1).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	540	—	Cariata dolomitica ocra arancione, scistosa, debolmente cavernosa	d	f
2	541	1,4	Dolomia giallastra a flogopite, in parte obliqua	m	f
—	—	2	Detrito		
3	542a	4,3	Dolomia bianca con fessure rimarginate da calcite	d	f
3	542b		Dolomia bianca saccaroide	a	f
4	543	2,5	Dolomia bianca saccaroide	a	f
5	544a	7	Dolomia grigio chiaro con lenticelle leucocratiche di dolomite a grana grossa	d	ff–m
5	544b		Dolomia bianca saccaroide	a	f
6	545	0,7	Dolomia grigia contenente flogopite	m	ff–p
7	546	5	Dolomia bianca saccaroide	a	f–m
8	547	0,8	Dolomia grigio chiaro, localmente listata	m	ff–p
9	548	1,6	Idem, con lenti leucocratiche di dolomite a grana media	d	ff–m
10	549	1	Dolomia bianca	d	f
11	550	9,5	Dolomia grigia, localmente con straterelli di flogopite	d	ff
12	551	1,2	Dolomia bianca con lettini di flogopite	d	f–p
13	552	1,2	Dolomia giallastra a flogopite	m	f–m
14	553	20	Cariata arancione, localmente con struttura a cellette	a	ff–f
14	554a		Cariata brecciata con componenti di dolomia bianca saccaroide	a	f
15	554	6	Passagio a dolomia a flogopite	d	f–m
15	555		Dolomia giallastra a flogopite	d	f
16	556	6	Dolomia bianca saccaroide con flogopite e tormalina bruna	a	f
17	—	0,2	Dolomia a flogopite, in lastre sottili	m	f
18	557	15	Dolomia grigia listata chiaro-oscuro	m–i	ff–p
18	557a		Idem, con lenti leucocratiche di dolomite a grana grossa con cristalli di tormalina bruna	m	ff–g
19	558	8	Dolomia bianca compatta e scistosa	d	f
20	559	5	Dolomia bianca saccaroide, localmente con grammatite bianca raggiata	a	p
21	562	5	Dolomia bianca scistosa contenente flogopite, localmente con grammatite bianca	a	f–p
22	563	1	Dolomia grigio chiaro in straterelli sottili	m–i	f
23	564	3	Dolomia bianca saccaroide	a	f
24	565	7	Dolomia bianca listata con dolomia grigio chiaro	m–i	f
24	566		Dolomia bianca saccaroide con grammatite raggiata attorno a grumi di quarzo ialino	a	f–g
25	567	1,7	Dolomia a flogopite	m	f–p
26	568	4	Cariata scistosa a flogopite	m	f–p
26	569	8	Cariata bruna compatta, senza dolomite	a	ff–p
—	—	—	Detrito (ricopre il contatto con i Calcescisti)		

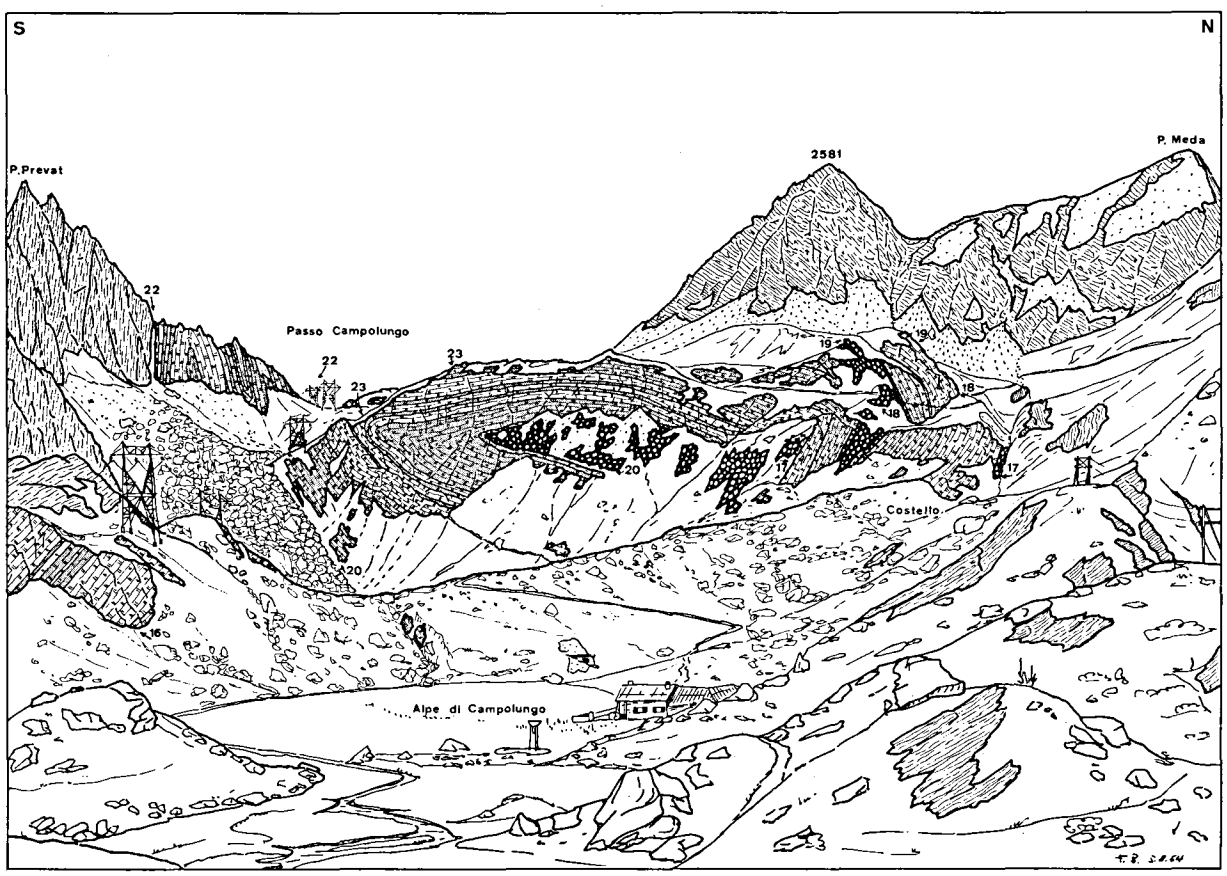


Fig. 24: Gli affioramenti di Trias tra l'Alpe e il Passo Campolungo. Le cifre indicano la posizione dei profili di dettaglio.

17. Profilo attraverso il Trias a Costello (1) (cfr. tab. 29)

Coordinate: 697.820/147.445 (sud) 2220 m
697.775/147.580 (nord) 2210 m

Il profilo comprende la serie di dolomie tra la cariata che forma il nucleo della piega centrale e quella che termina la serie triassica a contatto con i Calcescisti del Tremorgio. In questo profilo sono contenuti due giacimenti di minerali ben cristallizzati, di cui uno importante, il primo (cfr. fig. 25):

h: tormaline brune in parte limpide, con quarzo, flogopite e rutilo, *i:* grammatite bianca raggiata.

18. Profilo attraverso il Trias a Costello (2) (cfr. tab. 30)

Coordinate: 697.605/147.475 (sud) 2300 m
697.540/147.570 (nord) 2300 m

Il profilo è stato rilevato 200 m a ovest del precedente, sul sentiero che dal Passo Campolungo cunduce alle baracche militari del P. Meda. Esso ne riprende le caratteristiche litologiche, con la sola variante di un raddoppiamento della cariata centrale, dovuto a ripiegamento tettonico. L'inizio del profilo coincide appunto con la seconda cariata (strato n°. 14 del profilo 17), la fine con la cariata a contatto con i Calcescisti. Il profilo è abbastanza ricco di giacimenti di minerali (cfr. fig. 25):

c: tormalina bruna (sulla continuazione del giacimento *h* del profilo precedente), *d:* grammatite bianca in cristalli singoli prismatici e in aggregati raggiati, *e, f* e *g:* grammatite bianca raggiata.

19. Profilo attraverso il Trias a Costello (3) (cfr. tab. 31)

Coordinate: 697.480/147.430 (sud) 2365 m
697.430/147.485 (nord) 2380 m

Rilevato 150 m a ovest del profilo precedente, al culmine dell'affioramento di Costello, questo profilo presenta quale novità uno strato di marmo calcitico a fluorite, di genesi idrotermale, sulla

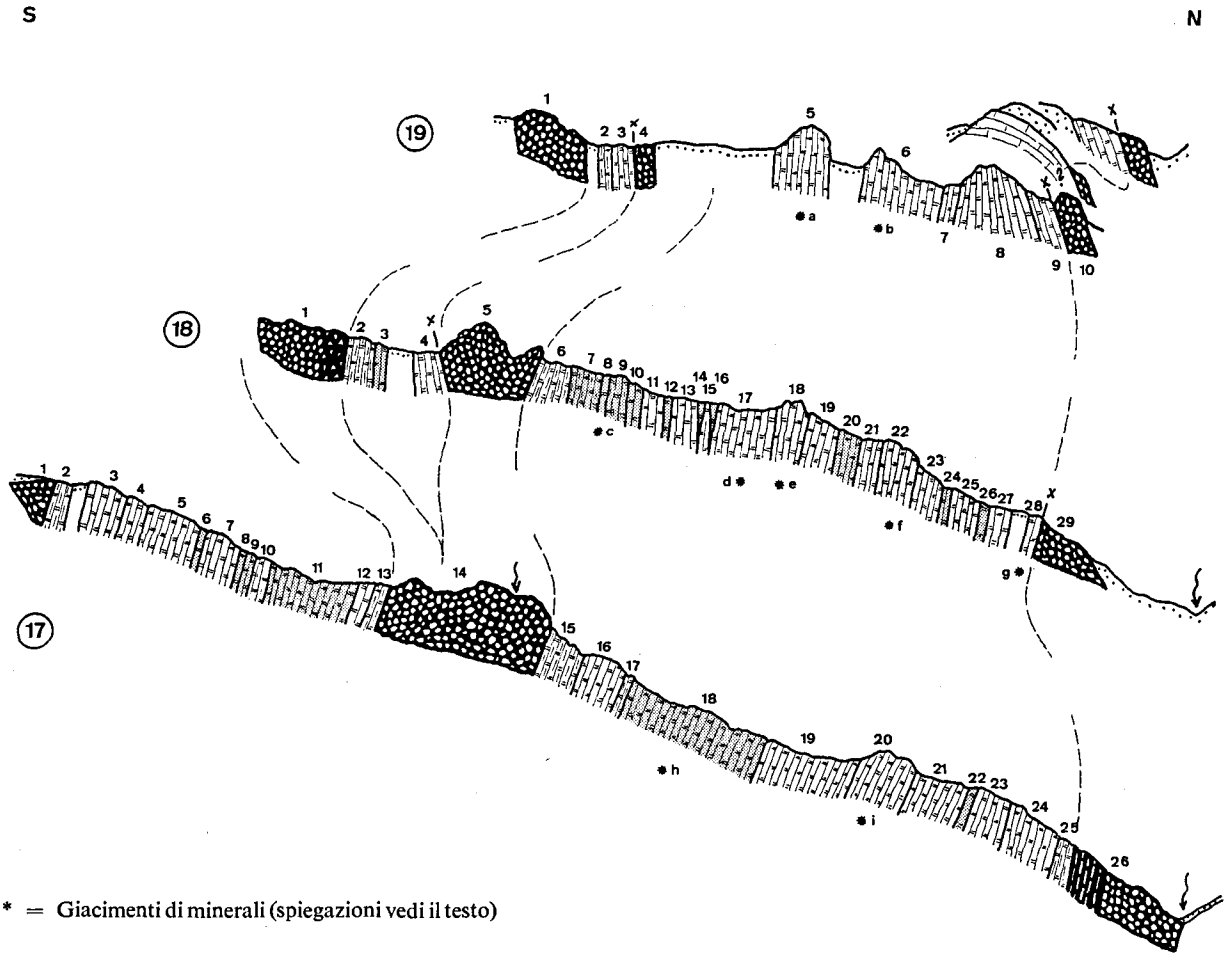


Fig. 25: Profili litologici attraverso il Trias tra Costello e La Cima.
17: profilo Costello 1
18: profilo Costello 2
19: profilo Costello 3

continuazione dell'ultima cariata a contatto con i Calcescisti. I giacimenti di minerali ben cristallizzati si riducono a (cfr. fig. 25):

a: grammatite bianca raggiata, *b:* grammatite bianca raggiata e in cristalli prismatici singoli.

20. Profilo attraverso il Trias alla Löita dei Sautri (cfr. tab. 32)

Coordinate: 697.680/147.040 (sud) 2195 m
697.605/147.210 (nord) 2255 m

Questo profilo è stato rilevato alla Löita dei Sautri, a ovest del Piano omonimo, e abbraccia la serie di dolomie dell'ala sudest della piega centrale del Campolungo, terminando alla cariata del nucleo, che coincide con quella dell'inizio del profilo 17 (Costello 1). Esso contiene vari giacimenti di minerali ben cristallizzati, che però si limitano alla sola grammatite (cfr. fig. 26):

a: grammatite grigia, *b:* grammatite bianca, *c:* grammatite grigia, *d, e:* grammatite bianca (tutte in cristalli prismatici singoli).

21. Profilo attraverso il Trias al Piz Prevadin (cfr. tab. 33)

Coordinate: 697.630/146.505 (sud) 2494 m
697.600/146.550 (nord) 2435 m

Questo profilo, rilevato tra il Piz Prevadin e la Bocchetta del Prevat, sullo spartiacque Leventina – Val Maggia, al piede sud-est del P. Prevat, rappresenta la continuazione dei profili 13b e 13c, vale a

Tabella 30: *Profilo attraverso il Trias a Costello (2).*

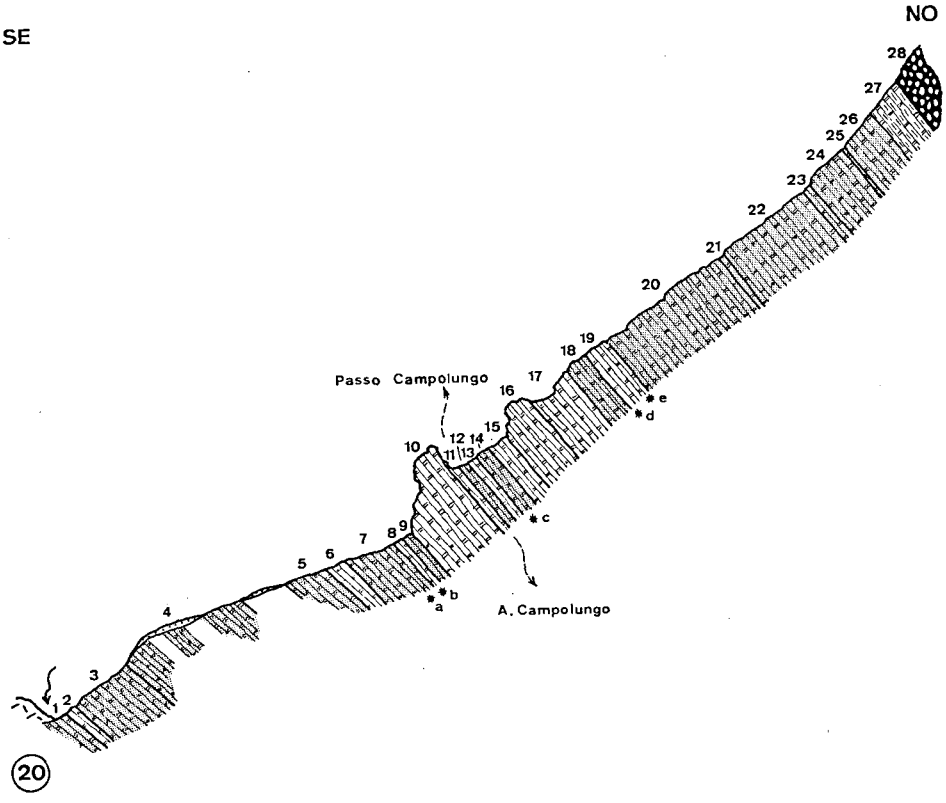
Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	570	9	Cariata arancione povera di dolomite, debolmente cavernosa	a	f
1	571		Cariata brecciata con componenti di dolomia bianca saccaroide	a	f–m
2	572	3	Dolomia bianca a flogopite	a–d	ff–g
3	573	0,7	Dolomia grigia contenente flogopite	m	ff–p
4	574	2	Dolomia giallastra a flogopite	d	f–g
5	575	12	Cariata dolomitica brecciata, ocra arancione	a	ff–p
6	576	4,5	Dolomia giallastra a flogopite, con concentrazione molto variabile	d	f
7	577	4	Dolomia grigio chiaro con lettini di flogopite	m	f–p
8	578	0,5	Dolomia grigio oscuro contenente tormalina bruna	i	ff–f
9	579	1,6	Dolomia grigio cenere con lettini di flogopite	m	ff–f
10	—	1	Dolomia grigio chiaro	m	f
11	580	1,8	Dolomia bianca con lenti leucocratiche di calcite a grana grossolana	a–m	f–g
12	—	0,8	Dolomia grigia	m	ff–f
13	—	3	Dolomia bianca	d	f
14	—	0,8	Dolomia grigia	m	ff–f
15	—	0,8	Dolomia bianca	d	f
16	—	1,2	Dolomia grigia	m–i	ff–f
17	581	6	Dolomia bianca saccaroide, localmente con grammatite bianca prismatica	a	f
18	582	3	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca raggiata o in cristalli singoli	a	f–m
19	583	4	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca in cristalli prismatici	a	f–m
20	584	2,5	Dolomia grigio oscuro con grammatite grigia prismatica o raggiata-sericea	a	ff–g
21	—	2	Dolomia bianca scistosa	d	f
22	—	5	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca raggiata	a	f–g
23	585	4,5	Idem, con grammatite bianca prismatica talcicizzata	a	f–m
24	586	1,3	Dolomia grigio chiaro, localmente listata	m–i	ff
25	587	3,5	Dolomia bianca saccaroide contenente flogopite	a	f
26	—	0,4	Dolomia grigia intensamente scistosa	i	ff–f
27	—	2	Dolomia bianca saccaroide	a–d	f–p
—	—	2	Detrito		
28	588	1	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca raggiata talcicizzata	a–d	f–p
29	589	5,5	Cariata giallo ocra, cavernosa	a	ff–f
—	—	—	Detrito (ricopre il contatto con i Calcescisti)		

dire del Trias di Stüéi – P. Prevat. Anche qui il Trias è rappresentato prevalentemente dalla quarzite di base, accompagnata da quarzite conglomeratica (del Permiano?), e da un unico straterello carbonatico, peraltro intensamente cataclastico (cfr. fig. 27).

Il Piz Prevat, formato da micascisti ricchi di quarzo fino quarzitici, in gran parte granatiferi (le cosiddette «Granatquarzite» di PREISWERK 1936, p. 13), separa i due rami di Trias, quello «secondario» (Stüéi – P. Prevat) del profilo precedente, da quello «principale», descritto nei due profili seguenti. Il cuneo di cristallino antico del Campo Tencia rappresenta il nucleo di una sinforma, che in realtà è un'anticlinale rovesciata (cfr. la carta tettonica, tav. III, profilo 4).

Tabella 31: *Profilo attraverso il Trias a Costello (3).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	—	8	Cariata (corrisponde al n°. 1 di Costello 2)	a	f
—	—	2	Detrito		
2	—	1	Dolomia a flogopite	m	f
3	—	2	Dolomia bianca saccaroide	a	f
4	—	2	Cariata (corrisponde al n°. 5 di Costello 2)	a	ff-f
—	—	15	Detrito		
5	590	7	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca raggiata	a	f-g
—	—	6	Detrito		
6	591	10	Dolomia bianca saccaroide con fessure rimarginate da calcite	a	f
7	—	1,8	Dolomia grigia con lettini di flogopite	m	f
8	—	8	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca prismatica	a	f-m
9	—	3	Dolomia bianca scistosa	m	ff-f
10	592	3	Cariata priva di dolomite, ocra, compatta e porosa	a	ff-f
10	593	8	Marmo grigio bluastro a fluorite	a	m-g
—	—	—	Detrito (copre il contatto con i Calcescisti)		



* = Giacimenti di minerali (spiegazione vedi testo)

Fig. 26: Profilo litologico attraverso il Trias alla Löita dei Sautri (a nord-est del Passo Campolungo).

Tabella 32: *Profilo attraverso il Trias alla Löita dei Sautri.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	—	2	Dolomia grigia, localmente listata	m	ff
2	640	0,5	Dolomia bianca con straterelli concordanti di dolomia grigia	m	ff–p
3	639	12	Dolomia grigio cenere	d	ff–f
—	—	15	Detrito		
4	638	5	Dolomia grigia listata con lenti leucocratiche di dolomite a grana grossa	m	ff–g
—	—	2,5	Detrito		
5	637	5	Dolomia grigio chiaro con noduli di calcite e dolomite a grana media	d	ff–p
6	—	1	Dolomia bianca scistosa	m	f
7	—	4	Dolomia grigia, localmente con cristalli di grammatite grigia prismatica	m	ff–p
8	—	0,4	Dolomia bianca scistosa con minuti cristalli di grammatite bianca prismatica	m	f–p
9	636	0,9	Dolomia grigio chiaro listata con dolomia bianca	d	ff–f
10	635	11	Dolomia bianca saccaroide con sfumature grigie, localmente con grammatite bianca raggiata	a	f
11	634	1	Dolomia bianca saccaroide	a–d	f
12	633	0,8	Dolomia grigia con fessure rimarginate da calcite, con struttura a cellette	a–d	ff–p
13	—	0,6	Dolomia bianca scistosa	m	f
14	632	1,8	Dolomia grigio cenere a grammatite grigia, muscovite e con plagioclasio	m	ff–m
15	—	2,5	Dolomia bianca scistosa	d	f
16	631	7	Dolomia bianca saccaroide, localmente con grammatite bianca raggiata	a	f–p
17	630	5	Idem, debolmente scistosa	d	f
18	—	2	Dolomia grigio cenere con contatti graduali	m	ff
19	629	3,5	Dolomia bianca, localmente listata con dolomia grigio oscuro e con grammatite bianca prismatica	d	f
20	—	10	Dolomia grigio chiaro listata, localmente contenente flogopite	m	ff–f
21	—	0,3	Idem, grigio oscuro, con fessurazione a cellette rimarginate da calcite	d	ff–f
22	—	9	Dolomia grigio chiaro, localmente listata	m	ff
23	—	0,4	Dolomia grigio oscuro	m	ff
24	628	7	Dolomia grigia listata, con noduli di quarzo	m	ff–p
25	—	0,2	Dolomia grigia contenente flogopite	m	ff–p
26	—	5	Dolomia grigio chiaro, saccaroide	a–d	f
27	626	6	Dolomia giallastra a flogopite, con passaggio graduale alla cariata	d	f
28	625	—	Cariata debolmente dolomitica giallo ocra, debolmente porosa	a	ff–f

22. Profilo attraverso il Trias al Passo Campolungo (parte sud) (cfr. tab. 34)

Coordinate: 697.445/146.705 (sud) 2425 m
697.425/146.915 (nord) 2318 m (sul sentiero del Passo)

Al piede nord del Piz Prevat ricompare il Trias, quello del ramo «principale», che inizia con la quarzite di base, seguita poi dalle dolomie dei vari tipi, nella loro successione normale: dolomia a flogopite, dolomie bianche e grigie, mentre la cariata non raggiunge la superficie. In questo profilo, rilevato sullo spartiacque Leventina – Val Maggia, la giacitura degli strati è alquanto raddrizzata fino a verticale, con un'immersione verso sud nella parte inferiore del profilo, verso nord in quella superiore (cfr. fig. 28). Qui si osservano chiaramente due pieghe molto ampie, la prima con dolomia bianca

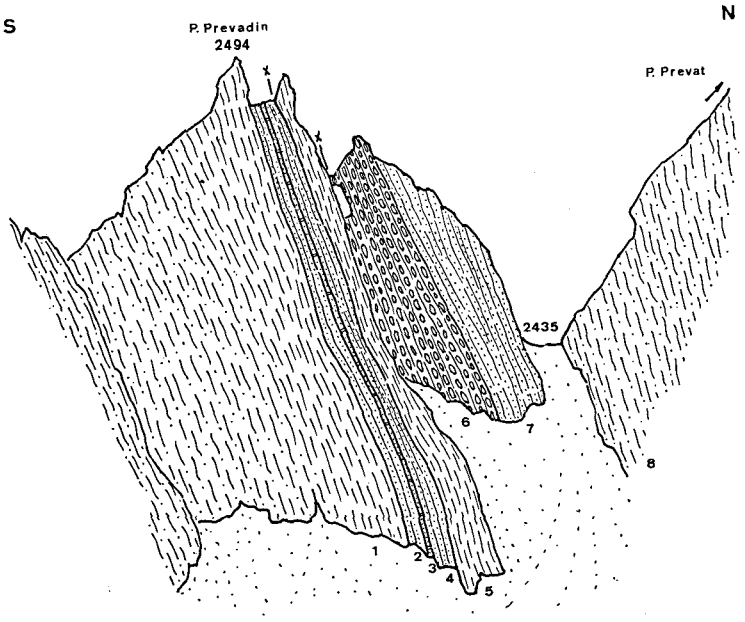


Fig. 27: Profilo attraverso il Trias al P. Prevadin. Le cifre corrispondono alla numerazione della descrizione del profilo (cfr. tab. 33).

nel nucleo, la seconda, che si adagia sulla prima a nord, con un nucleo di cristallino antico del Campo Tencia (strato n°. 19): la prima è un'antiforma, la seconda una sinforma (cfr. carta e profili tettonici, tav. III, profilo 4).

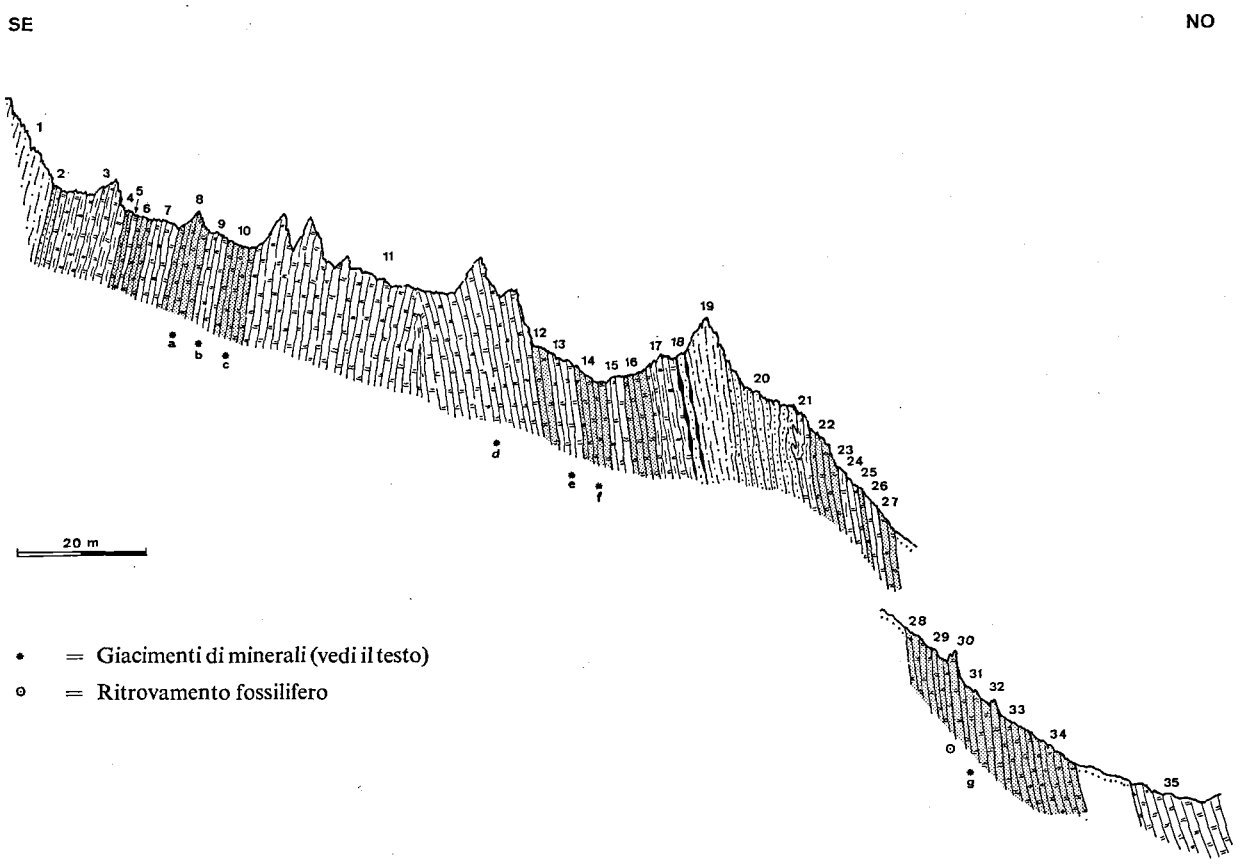


Fig. 28: Profilo attraverso il Trias a sud-est del Passo Campolungo (le cifre coincidono con la numerazione del profilo litologico corrispondente, tab. 34).

Tabella 33: *Profilo attraverso il Trias al P. Prevadin*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	66	—	Micascisto mesocratico a muscovite, granato e con distene. Gli ultimi metri senza granato	i	p
2	—	6	Quarzite leucocratica ricca di muscovite, in lastre sottili, finemente ondulata	i	f
3	1418	1	Quarzite a due miche contenente dolomite, con alterazione spugnosa bruno terra	c	f
4	1417	4	Quarzite leucocratica ricca di muscovite, in lastre sottili finemente ondulate	i	f
5	13	15	Micascisto leuco-mesocratico ricco di quarzo, a due miche, granato e con scapolite e vesuvianite	m	f–m
6	—	10	Quarzite fino micascisto quarzitico conglomeratico, con ciottoli quarzosi	m	f–p
7	1416	10	Quarzite leucocratica a muscovite, lenticolare. Localmente con tormalina bruna aciculare	m	p
—	—	5	Detrito che ricopre il contatto		
8	10	—	Micascisto mesocratico ricco di quarzo a muscovite, distene e con granato	i	f–p

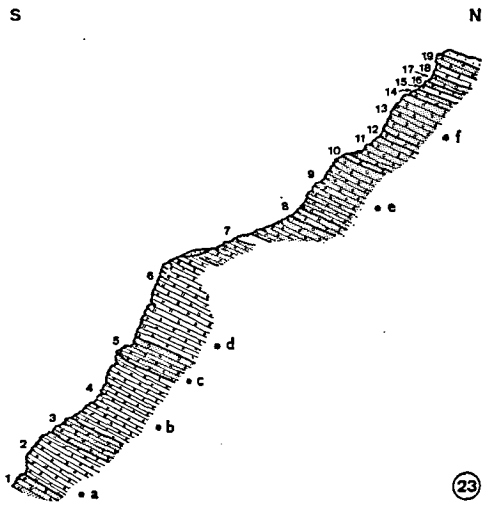
Questo profilo è ricco di giacimenti di minerali ben cristallizzati, i seguenti: *a:* grammatite grigia in cristalli prismatici singoli, *b:* grammatite bianca in cristalli prismatici singoli, *c:* grammatite bianca e grigia in cristalli prismatici singoli, *d:* grammatite bianca raggiata, *e:* grammatite bianca e verde in cristalli prismatici singoli, *f:* grammatite bianca e verde in cristalli prismatici singoli, *g:* distene azzurro verdognolo.

Oltre ai giacimenti di minerali in questo profilo sono stati rinvenuti resti fossili: lo strato n°. 29 contiene infatti una lastra ricca di piastre colonnari di crinoidi (*Encrinus* cf. *cassianus*?), che sono già stati descritti in un lavoro precedente (BIANCONI 1965, ritrovamento n°. 1).

23. Profilo attraverso il Trias al Passo Campolungo (parte nord) (cfr. tab. 35)

Coordinate: 697.525/147.005 (sud) 2290 m
697.470/147.060 (nord) 2345 m

Esso è stato rilevato sul fianco nord del Passo Campolungo, che corrisponde all'ala settentrionale della grande piega centrale: la serie di dolomie è rappresentata prevalentemente da quella grigie. Gli strati hanno un'immersione praticamente isoclinale verso nord (cfr. fig. 29). Lo strato n°. 1, di dolomia gri-



* = Giacimenti di minerali (vedi il testo)

Fig. 29: Profilo attraverso il Trias al Passo Campolungo, parte nord. Le cifre corrispondono alla numerazione della tab. 35.

Tabella 34: *Profilo attraverso il Trias al Passo Campolungo (parte sud)*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	5	—	Micascisto quarzitico leucocratico a muscovite e granato	i	f
2	402	1,1	Quarzite leucocratica a muscovite	d	f–p
2	403		Idem, lenticolare, ricca di mica	m	f
3	471	10	Dolomia giallastra a flogopite, in lastre sottili	m	f
4	472	1	Dolomia grigio chiaro contenente muscovite	m	ff–f
5	473	0,7	Dolomia bianca saccaroide	a	f
6	474	2	Dolomia grigio chiaro, localmente listata	m	ff
7	475	4,4	Dolomia bianca listata con dolomia grigia	m	ff
8	476	4,6	Dolomia grigia con grammatite prismatica, in parte talcicizzata	m	f
9	477	3,2	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca prismatica talcicizzata	a	f–m
10	478	4,7	Dolomia grigio oscuro con grammatite grigia prismatica	d	f–m
11	479	40	Dolomia bianca saccaroide, localmente con grammatite bianca raggiata	a	f–p
12	480	2,4	Dolomia grigio chiaro, localmente con grammatite grigia prismatica	m	ff–p
13	481	3,8	Dolomia bianca saccaroide localmente con grammatite bianca e verde prismatica	a	f–p
14	482	4,3	Dolomia grigio oscuro con grammatite grigia prismatica	d	f–m
15	483	2,7	Dolomia bianca saccaroide	a	f
16	484	4,3	Dolomia grigio cenere con lenti leucocratiche di dolomite a grana media	m	ff–f
16	485		Passaggio alla dolomia a flogopite, ricca di lenti di quarzo	m	ff–g
17	486a	5	Dolomia grigia a flogopite, pieghettata	m	f–p
17	486		Idem, concentrazione lenticolare di flogopite e quarzo	d	f–m
18	488	0,3	Quarzite leucocratica a muscovite, in lastre sottili ondulate	i	p
18	488a		Grumi di attinolite raggiata al contatto tra la quarzite e la dolomia a flogopite	a	f–m
19	489	6,5	Micascisto ricco di quarzo a granato, staurolite, distene e tormalina nera	i	f–m
20	490	10	Quarzite leucocratica a muscovite	d	f–p
20	490a		Alternanza di straterelli di quarzite e di dolomia a flogopite, pieghettata	m	ff–m
21	491	1,5	Dolomia grigio chiaro a flogopite, con noduli di dolomite e tormalina bruna a grana grossolana	m	ff–m
22	492	3,5	Dolomia grigio oscuro con lettini di flogopite	m	ff–f
23	493	0,7	Idem, più chiara	d	ff
24	494	1,3	Dolomia bianca saccaroide	a	f
25	495	0,3	Dolomia grigio chiaro	m	ff
26	496	1,3	Dolomia bianca scistosa	d	f
27	497	5	Dolomia grigio oscuro, compatta	d	ff–f
28	498	4	Dolomia grigio chiaro contenente lettini di flogopite	m	ff–m
29	499	2,4	Dolomia grigio cenere debolmente listata, contenente piastre colonnari di crinoidi	d	ff–f
30	500	1,2	Dolomia grigio chiaro	m	f
31	500a	4,5	Idem, con lenti leucocratiche di dolomite a grana media, localmente con distene	m	ff–p
32	500b	1	Dolomia grigio oscuro con rari lettini di flogopite	m	ff–m
33	—	5	Idem, più chiara	m	ff
34	500c	6	Dolomia grigia listata	m	ff
—	—	7	Detrito (su questo è fondato il traliccio del Passo)		
35	500d	10	Dolomia bianca saccaroide	a	f

gia, corrisponde al nucleo della grande piega centrale (la cariata della Löita dei Sautri qui non raggiunge più la superficie, bensì unicamente le dolomie grigie che la ravvolgono), e contemporaneamente agli strati n[i]. 20–26 del profilo della Löita dei Sautri. Le altre dolomie corrispondono all'inizio del profilo di Costello 1 (n°. 17). La cariata centrale di quel profilo non affiora essendo essa ricoperta dalla coltre morenica de La Cima. I giacimenti di minerali ben cristallizzati di una certa importanza in questo profilo sono sei, i seguenti:

a: grammatite bianca in cristalli singoli prismatici, *b:* grammatite bianca in cristalli singoli prismatici e raggiata, *c:* grammatite grigia in cristalli singoli prismatici, *d:* grammatite bianca raggiata, *e, f:* tormalina bruna in cristalli limpidi ottimamente cristallizzati.

Tabella 35: *Profilo attraverso il Trias al Passo Campolungo (parte nord).*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	—	—	Dolomia grigio chiaro, localmente listata	m	ff
2	648e	5,5	Dolomia bianca saccaroide localmente con grammatite bianca prismatica	a	f–p
3	648d	4	Dolomia grigio chiaro con noduli di clorite	m	ff–f
4	648c	15	Dolomia bianca saccaroide, localmente con grammatite bianca raggiata e prismatica	a	f
5	648b	4	Dolomia grigio cenere con grammatite grigia prismatica e contenente plagioclasio	m	ff–m
6	648a	12	Dolomia bianca saccaroide, localmente con grammatite bianca raggiata	a	p
—	—	3	Detrito		
7	648	16	Dolomia grigio cenere, localmente listata	m	ff
8	647	1,2	Dolomia grigio chiaro	m	ff
9	—	8	Dolomia grigia listata, con noduli di dolomite a grana grossa e tormalina bruna	m	ff–g
10	646	0,6	Idem, ricca di noduli di quarzo	m	ff–p
11	—	4,5	Dolomia grigio chiaro listata	m	ff–f
12	—	0,8	Dolomia grigio cenere	m	ff
13	644 645	6	Dolomia grigia listata con lettini di flogopite e noduli leucocratici di dolomite e tormalina bruna	m	ff–p
14	—	1,4	Dolomia grigia contenente flogopite	m	ff–f
15	—	0,7	Dolomia bianca con lettini di flogopite	d	f
16	—	0,3	Dolomia grigia	m	ff
17	643	2	Dolomia grigia con lettini di flogopite e tormalina bruna	m	f–m
18	642	2,7	Dolomia giallastra a flogopite	m	f–p
19	641	3	Dolomia grigio oscuro con lettini di quarzo	i	ff–f
—	—	—	Morena de La Cima		

A sud-ovest del Passo Campolungo, quindi in Val Maggia, il Trias affiora in continuità ancora per ca. 500 m, per poi essere interrotto dalla coltre detritica dell'Alpe Pianascio. È alla fine di questo grande affioramento che è stato rilevato il prossimo profilo.

24. Profilo attraverso il Trias alla Val Prevat (cfr. tab. 36)

Coordinate: 697.210/146.570 (sud-est) 2255 m
697.905/146.750 (nord-ovest) 2290 m

L'inizio del profilo coincide con i micascisti quarzitici del piede ovest del P. Prevat, qualche decina di metri a nord-est del punto di congiunzione dei due rami del Trias, quello «secondario» di Stüéi

Tabella 36: *Profilo attraverso il Trias alla Val Prevat.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
—	—	—	Micascisto quarzitico a granato	m	f–m
1	1073	0,8	Quarzite leucocratica conglomeratica con ciottoli quarzosi fino a 5 cm	a–d	f–m
2	1072	3	Micascisto quarzitico mesocratico a muscovite, granato, distene e con tormalina	m	f–m
3	1071	4	Quarzite leucocratica a muscovite, conglomeratica, localmente a struttura spugnosa	d	f–p
—	—	0,5	Detrito		
4	1461	0,2	Quarzite leucocratica ricca di mica	m	f–p
—	—	0,5	Detrito		
5	1460	2	Dolomia giallastra a flogopite	m	f
—	—	5	Detrito		
6	1459	6	Dolomia bianca con sottili lettini di flogopite	m	ff–f
—	—	5	Detrito		
7	—	5	Dolomia grigia scistosa con lettini di muscovite	m	ff
—	—	2	Detrito		
8	1457	4	Quarzite lenticolare a muscovite, in banchi regolari	d	f
8	1458		*Idem, più scistosa e con struttura debolmente spugnosa*	i	f–p
9	1456	6	Micascisto quarzitico leuco-mesocratico a due miche, granato, distene e staurolite	m	f
10	1455	1	Quarzite leucocratica a muscovite, in banchi sottili e regolari	d	f–p
11	1454	6	Dolomia giallastra a flogopite, debolmente ondulata	m	f
12	1453	1,5	Dolomia grigio cenere contenente flogopite	m	ff
13	1452	4	Dolomia bianca, localmente grigio chiaro, a flogopite	m	f–p
14	1451	5	Dolomia bianca saccaroide	a	f
15	1450	20	Dolomia grigio cenere con straterelli micacei perfettamente paralleli	m	ff–p
16	1449	7	Dolomia bianca saccaroide con lenticelle di dolomia grigia	a	f
17	—	3	Dolomia grigia, localmente con grammatite grigia in cristalli singoli	m	ff–p
18	1448	5	Dolomia bianca saccaroide, localmente con grammatite bianca prismatica	a	f–m
19	1447	0,3	Idem, con grammatite bianca asbestiforme – arborescente, in parte talcicizzata	a	ff–m
20	1446	3,5	Dolomia grigio chiaro con rare grammatiti grigie prismatiche	m	f–p
21	—	2,5	Dolomia bianca scistosa, in parte listata con dolomia grigia	d	ff–f
22	1445	27	Dolomia grigio cenere listata con dolomia grigio oscuro	m	f
23	1444	4	Dolomia bianca saccaroide	a	f
24	1443	2	Dolomia grigio cenere	m	f
25	1442	12	Dolomia bianca saccaroide	a	f
26	—	3,5	Dolomia grigia scistosa	m	ff
—	—	2	Detrito		
27	1441	8	Dolomia bianca listata con dolomia grigia	a	f
28	—	10	Dolomia grigia listata	m	ff
29	1440	1	Dolomia grigio oscuro con straterelli lenticolari di dolomia bianca	m	ff
30	1439	3	Dolomia grigio cenere in banchi sottilissimi	m–i	ff–f
31	1438	5	Dolomia giallo ocra a flogopite	m	f
32	1437	5	Dolomia grigio cenere	d–m	f
33	1436	2,5	Dolomia da bianca a grigio chiaro, saccaroide	a–d	f

(Continua)

Tabella 36: (continuazione)

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
34	1435	1,5	Dolomia grigio cenere con rare grammatiti grigie prismatiche	m	f
35	1434	7	Dolomia bianca saccaroide	a	p
36	1433	2,5	Dolomia grigia con grammatite grigia prismatica e contenente plagioclasio	m	ff–g
37	1432	3	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca prismatica	a	f–g
—	—	2	Detrito (ricopre la dolomia grigia corrispondente al n°. 36)		
38	1431	4,4	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca prismatica	a	f–g
39	1430	0,7	Dolomia grigio cenere con venule leucocratiche di dolomite a grana media	d	ff–f
40	1429	0,5	Dolomia bianca con passaggi da saccaroide a scistosa	a–d	f
41	1428	3	Dolomia grigia in parte listata, con grammatite grigia prismatica talcicizzata	m	f–m
42	1427	2,2	Cariata dolomitica giallo ocra, scistosa e debolmente cavernosa	m	ff–f
43	1070	0,1	Micascisto fino quarzite leucocratica a due miche, attinolite e scapolite	m–i	f–p
44	1069	20	Micascisto quarzitico leucocratico a granato	m	f–p
—	—	6	Detrito		
45	1426	1	Cariata dolomitica ocra arancione, compatta, localmente brecciata	m	f
—	—	—	Detrito (ricopre il contatto con i Calcescisti)		

– P. Prevat con quello «principale». Il profilo continua con le dolomie, interrotte da un cuneo di cristallino antico del Campo Tencia (strato n°. 9) sulla continuazione di quello già incontrato nel profilo del Passo Campolungo (parte sud, strato n°. 19) e come quelle formante il nucleo di una sinforma (in realtà un'anticlinale rovesciata). Il profilo continua con una serie potente e continua di dolomie, in cui sono ben visibili due pieghe molto ampie e pressochè verticali (cfr. fig. 30), già osservate da HASLER (1949, p. 146). Appoggiato all'ala nord della seconda piega si trova un altro cuneo di cristallino antico del Campo Tencia, racchiuso in cariata, citato per la prima volta da PREISWERK (1918, tav. 81 a, profilo 36; 1919, profilo III). Anche questo cuneo di cristallino antico rappresenta il nucleo di una sinforma (anticlinale rovesciata) estremamente compressa. Il profilo termina con la cariata a nord del cuneo di cristallino antico: il contatto con i Calcescisti è ricoperto da detrito. I giacimenti di minerali in questo profilo sono più rari che nei profili precedenti e si riducono alla sola grammatite.

25. Profilo attraverso il Trias all'Alpe Pianascio (cfr. tab. 37)

Coordinate: 696.075/146.165 (sud) 1900 m
696.180/146.610 (nord) 2090 m

All'A. Pianascio, dopo 600 m di coltre morenica, riaffiora nuovamente il Trias per una potenza complessiva di ca. 400 m (cfr. fig. 31), rappresentato da una serie di dolomie con giacitura radrizzata subverticale e immersione che varia rapidamente da sud a nord più volte. La serie, dopo il cristallino antico del Campo Tencia e un banco di quarzite conglomeratica del Permiano (?), inizia con la quarzite di base, parzialmente laminata con la cariata, seguita dalla cariata, che in questo profilo, analogamente ai primi profili descritti (a est della Val Piumogna), involve completamente le dolomie in una serie di antiforme e sinforme (cfr. carta e profili tettonici, tav. III, profilo 2) documentate chiaramente a più riprese (strati n°. 20–23, 27, ecc.) e in modo particolarmente evidente all'estremità nordovest dell'affioramento, dove le dolomie e la cariata sono ripiegate in una sinforma (in realtà un'anticlinale

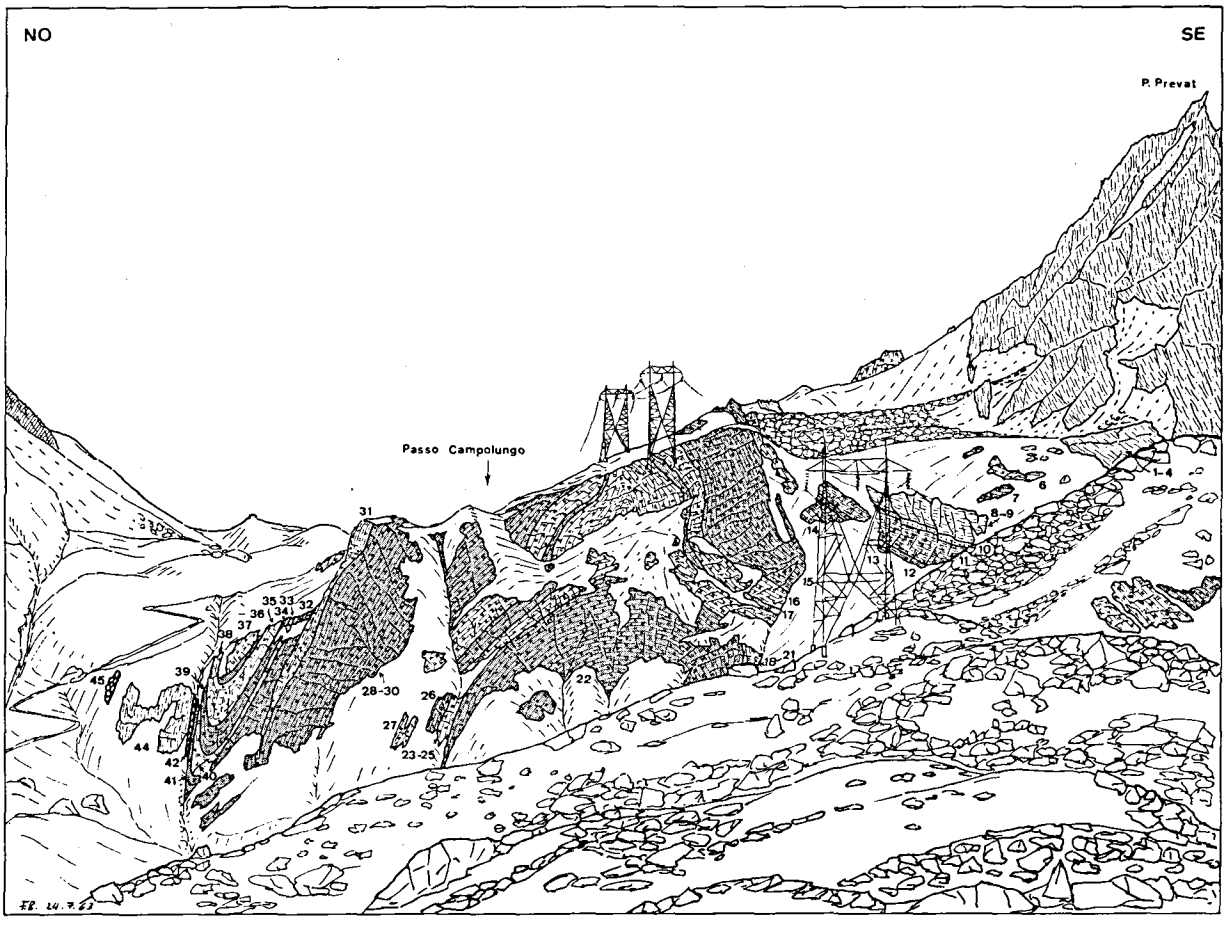


Fig. 30: Gli affioramenti di Trias nella Val Prevat. Le cifre corrispondono alla numerazione del profilo litologico corrispondente.

rovesciata) con asse est–ovest, racchiuse dai Calcescisti. Inoltre tra la cariata e i Calcescisti si inserisce un nucleo di cristallino antico del Campo Tencia, che dimostra l'entità dei fenomeni tettonici. Le dolomie sono del tipo comune incontrato finora: bianche, grigie e a flogopite. Esse sono povere di giacimenti di minerali ben cristallizzati, che si riducono alla sola grammatite. Il profilo termina con la cariata, cui segue un banco di marmo calcitico, probabilmente già appartenente alla formazione dei Calcescisti.

26. Profilo attraverso il Trias alla Gola di Colla (cfr. tab. 38)

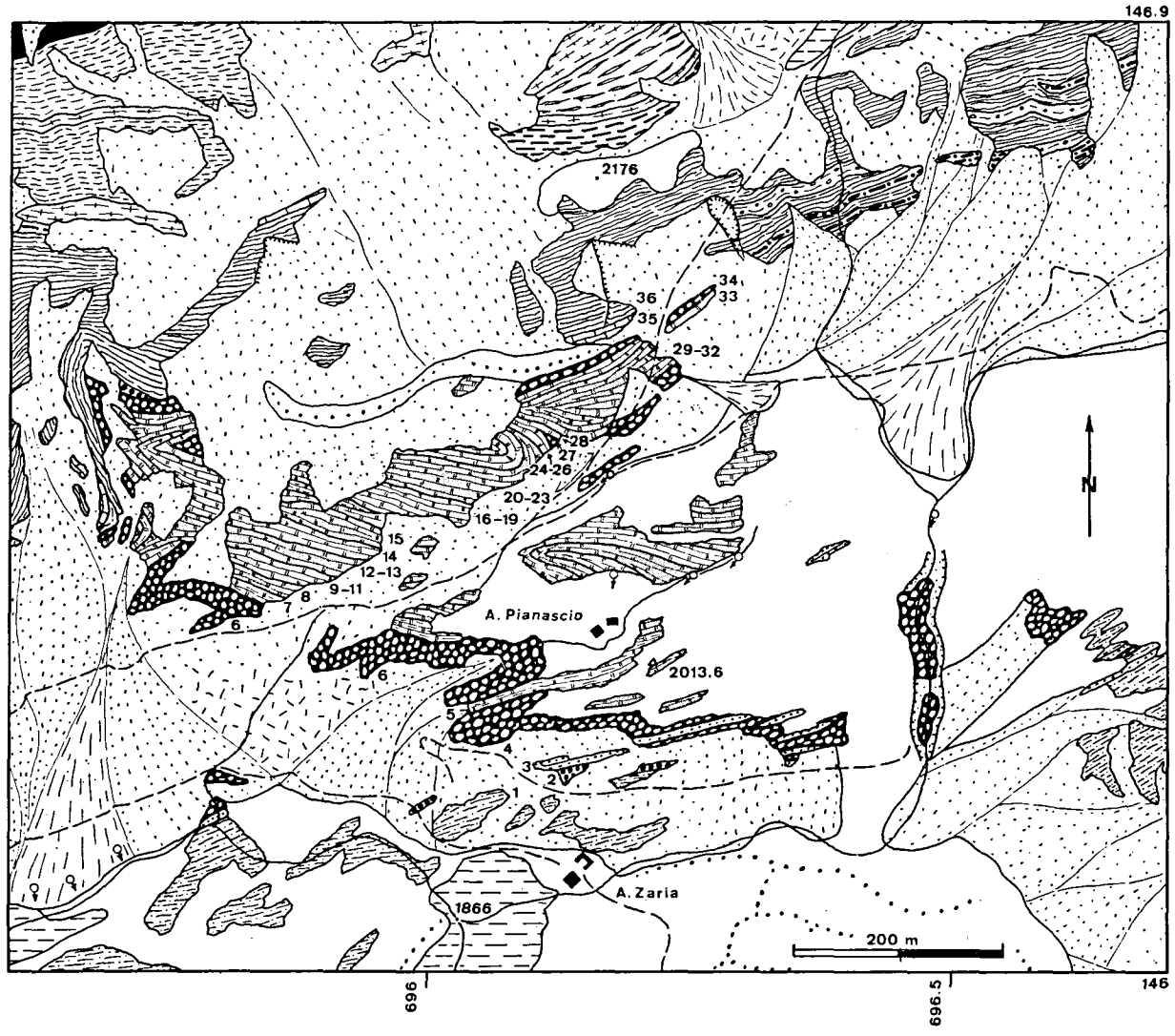
Coordinate: 695.405/145.730 (sud) 1830 m
695.235/145.970 (nord) 1950 m

Questo profilo, rilevato nella Gola di Colla, tra l'A. Pianascio e la Corte di Colla, dista 600 m dal precedente: su questa breve tratta il Trias si riduce a soli 60 m di potenza. Un'altra differenza importante è la scomparsa delle dolomie, così che il Trias è rappresentato unicamente dalla quarzite di base e dalle cariate. Gli strati hanno giacitura raddrizzata con immersione verso sudest (cfr. fig. 32), con la quarzite localmente laminata nella cariata e con una sinforma nei Calcescisti, fenomeni che dimostrano una volta di più l'importanza del ripiegamento tettonico. Il profilo inizia con i micascisti quarzitici del cristallino antico del Campo Tencia, continua con la quarzite e le cariate del Trias e termina con una serie litologicamente alquanto differenziata di Calcescisti.

400 metri a sud dell'ultimo profilo descritto, il Trias ricompare in un piccolo affioramento isolato da detrito ed è formato unicamente da cariata scistosa: esso si trova sotto il ponticello a un centinaio di metri a nordest di Colla e è l'ultimo affioramento di Trias da me rilevato. I dati che seguono sono ricavati dalla bibliografia.

Tabella 37: *Profilo attraverso il Trias all'Alpe Pianascio.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	535	—	Micascisto mesocratico ricco di quarzo a due miche, granato e con tormalina nera	m	p
2	539	6	Quarzite conglomeratica	d	f–g
3	539a	1,5	Quarzite a muscovite	d	f–p
4	536	40	Cariata dolomitica giallo ocra, porosa, localmente brecciata	a	ff–f
5	537	15	Dolomia giallastra a flogopite con passaggi a cariata dolomitica a flogopite	d	f
6	538	70	Cariata dolomitica brecciata, con componenti di dolomia bianca saccaroide	a	ff–f
6	533		Cariata giallo arancione, compatta, debolmente cavernosa	a	ff–f
7	532	15	Dolomia bianca a flogopite, concentrata in lettini bruni paralleli	m	f–p
8	529	25	Dolomia grigio chiaro saccaroide	a	f
8	530		20 cm di scisto flogopitico grigio bruno	i	ff–g
8	531		Dolomia grigia con fessurazione a cellette rimarginata da calcite	a–d	ff–f
9	528	6	Dolomia bianca saccaroide	a	f
10	527	1	Dolomia grigia con flogopite, con fessure rimarginate da calcite	d	ff–f
11	526	10	Dolomia bianca saccaroide, localmente con grammatite bianca talcicizzata	a	f–m
12	525	4	Dolomia grigia con grammatite grigia prismatica	m	f–p
13	524	4	Idem, più chiara e meno scistosa	a–d	ff–g
14	520b	12	Dolomia bianca saccaroide, localmente con grammatite bianca prismatica	a	f–g
14	520a		Idem, grigio chiaro	a	f–g
15	519	17	Dolomia grigio chiaro saccaroide	a	f
16	518	11	Dolomia bianca saccaroide, localmente listata con dolomia grigio chiaro	a	f
17	517	1,4	Scisto flogopitico bruno con matrice grigia dolomitica	i	f–p
18	516	6	Dolomia bianca saccaroide	a	f
19	515a	5,5	Dolomia bianca contenente flogopite	m	f
20	515	8	Dolomia grigia con lettini a forte concentrazione di flogopite	m	ff–f
21	514	7	Dolomia grigio oscuro con lenti leucocratiche di dolomite e quarzo a grana grossolana, con tormalina bruna	m	ff–g
22	513	5	Dolomia grigio chiaro listata con dolomia bianca	d	f
23	512	7	Dolomia grigio chiaro con rari lettini di flogopite	m–i	ff–f
24	—	5,6	Dolomia bianca saccaroide	a	f
25	—	0,1	Dolomia grigia ricca di straterelli lenticolari di flogopite	m	ff–f
26	511	10	Dolomia bianca saccaroide	a	f
27	510	6,5	Cariata bruno arancione, debolmente cavernosa	a	ff–p
28	509	1,3	Dolomia bianca saccaroide con grammatite bianca arborescente	a	f–g
29	508	2,5	Dolomia grigia listata	d	ff–f
30	507	3	Dolomia grigia con lettini lenticolari a flogopite e grammatite bianca arborescente	m	f–p
31	506	35	Dolomia grigio chiaro localmente listata	m	ff
32	—	0,9	Dolomia grigia scistosa, in lastre sottili	m	ff
33	505	4,3	Dolomia bianca saccaroide, localmente con grammatite bianca arborescente	a	f–p
34	504	2	Cariata dolomitica giallo arancione, debolmente porosa	a	f
—	—	17	Detrito (ricopre il contatto con i Calcescisti)		
35	503	4	Marmo bianco ocra a grana media	a	m
36	502	—	Micascisto calcarifero a biotite e plagioclasio	i	f–p



Sorgente

Orlo di erosione

Detrito di falda

Detrito grossolano

Cono di deiezione

Morena, cordone morenico

Alluvione torbosa

Calcescisti

Micascisti calcariferi

Scisti filladici a granato

Scisti quarzitici

Marmi

Trias

Cariata

Dolomia bianca

Dolomia grigia

Dolomia a flogopite

Quarzite

Cristallino antico del Campo Tencia

Quarzite conglomeratica (Permiano?)

Micascisti quarzitici a granato

Cristallino antico di Sambuco

Gneiss scistoso quarzitico a due miche, localmente a granato

Gneiss scistoso mesocratico a due miche, localmente a granato

Gneiss leucocratico a due miche e feldspato potassico, a grana fine

Idem, fusolare fino occhiadino

Gneiss a due miche e orneblenda

Fig. 31: Carta geologica degli affioramenti di Trias all'Alpe Pianascio. Le cifre corrispondono alla numerazione del profilo litologico (cfr. tab. 37).

Tabella 38: *Profilo attraverso il Trias alla Gola di Colla.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	—	—	Micascisto quarzitico leuco-mesocratico a granato	m	p
2	—	4	Quarzite leucocratica a muscovite	m	f–p
3	—	5	Cariata ocra arancione, intensamente scistosa	i	ff–f
4	1488	3	Quarzite leucocratica ricca di muscovite, lenticolare	m	f–m
5	1489	20	Cariata ocra arancione intensamente scistosa, con straterelli di dolomia a flogopite	i	ff–f
6	534	30	Cariata arancione a vermiculite, brecciata, con componenti fino a 2 cm	a	ff–f
7	—	8	Micascisto quarzitico debolmente calcarifero	d	ff–f
8	—	20	Micascisto calcarifero a due miche	m	f–p
9	—	20	Marmo bianco azzurrognolo a grana grossa, massiccio	a	p
10	—	15	Scisti filladici a granato	m	ff–f

La continuazione verso sud della Zona mesozoica del Campolungo

Le rocce metamorfiche della Zona mesozoica del Campolungo («Sinclinale di Fusio–Mogno» secondo la nomenclatura di PREISWERK 1936) continuano verso sud passando a est di Fusio, a Mogno e Cambleo, terminando all'orlo di distacco della frana del P. Ruscada (cfr. la carta geologica spec. n°. 116). A sud della frana ricompare un'altra volta un'altra Zona con rocce mesozoiche: è la *Zona mesozoica di Prato–Pertusio* (PREISWERK 1936, pp. 25–26), formata in prevalenza da quarziti, accompagnate da banchi sottili di marmi (TROMMSDORFF 1964) e da parascisti, scoperta da KÜNDIG nel 1932 e rappresentata cartograficamente per la prima volta nella carta geologica spec. n.° 116. Le sue relazioni di giacitura tettonica rispetto alla Zona mesozoica di Fusio–Mogno (Campolungo) non sono ancora definitivamente chiarite.

Nella carta speciale n°. 81 di PREISWERK (1918) la Zona mesozoica Fusio–Mogno termina a Cambleo, a nord della frana del P. Ruscada. Fra questo e i Mti. di S. Carlo l'autore indica unicamente un esile strato di parascisti. KÜNDIG (1934, 1936), che nel frattempo aveva scoperto l'esistenza della Zona mesozoica di Prato–Pertusio, la interpreta come una zona di separazione tra la subfalda del Campolungo e quella del Campo Tencia (1936, p. 124, fig. 12), la considera cioè un elemento tettonicamente più elevato della Zona mesozoica di Fusio–Mogno. PREISWERK (1936, pp. 25–26) ne descrive la litologia e la posizione: anch'egli la considera un elemento più alto della Zona mesozoica di Fusio–Mogno, che separerebbe i gneiss di Ruscada in due parti: la interpreta come un elemento inviluppato dal basso, in analogia ai fenomeni osservati a Stüéi e al Lambro.

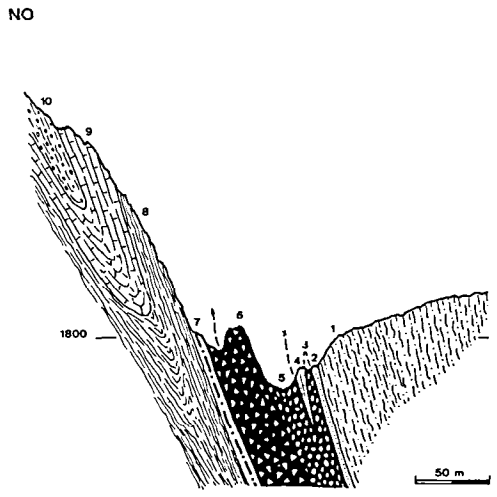


Fig. 32: Profilo attraverso il Trias e una parte dei Calcescisti alla Gola di Colla. Le cifre corrispondono alla numerazione della tab. 38.

I rilievi dettagliati più recenti non chiariscono ancora il problema della posizione tettonica della Zona mesozoica Prato–Pertusio. Il punto chiave è malauguratamente coperto dalla frana del P. Ruscada.

HASLER (1949) rappresenta la continuazione verso ovest della Zona mesozoica del Campolungo con l'improvviso spostamento a forma di ginocchio presso Fontanalba interpretandolo quale effetto di recenti movimenti di smottamento: in realtà si tratta di fenomeni tettonici di ripiegamento come lo dimostra il contatto Calcescisti – cristallino antico di Sambuco tra Fontanalba e Fusio. La carta termina a Cambleo. Secondo questo autore la Zona mesozoica di Prato–Pertusio è più alta di quella di Fusio–Mogno (op.cit., p. 147), nettamente in disaccordo con le affermazioni di BUCHMANN (1953), che ha studiato la regione tra Fusio e Broglio arrivando a altre conclusioni dopo aver rilevato in dettaglio la continuazione nord della Zona mesozoica di Prato–Pertusio: secondo questo autore la quarzite arriva al margine sud della frana del P. Ruscada e si allaccerebbe così con la Zona mesozoica del Campolungo (sebbene sulla carta geologica annessa lo strato di quarziti passi al margine orientale della frana del P. Ruscada e quindi nettamente più in alto delle rocce mesozoiche di Fusio–Mogno). Secondo BUCHMANN quindi la Zona mesozoica di Prato–Pertusio rappresenta la continuazione meridionale di quella di Fusio–Mogno e così di quella del Campolungo e separa i gneiss di Ruscada, sotto, da quelli di Gana, sopra.

Il problema delle relazioni tettoniche tra le due Zone mesozoiche è decisivo per l'interpretazione tettonica del settore settentrionale Maggia–Verzasca. Attualmente sono ancora aperte le due possibilità:

a) La Zona mesozoica di Prato–Perusio è più alta di quella di Fusio–Mogno (KÜNDIG, PREISWERK, HASLER, opp. cit.): in questo caso la Zona mesozoica di Prato–Pertusio assume un'importanza unicamente locale rappresentando una separazione interna del cristallino antico del Campo Tencia.

b) Essa rappresenta la continuazione meridionale della Zona mesozoica di Fusio–Mogno (Campolungo) (BUCHMANN, op. cit.): in questo caso essa assume il ruolo di separazione tra le coltri di ricoprimento Simano e Adula, come ha postulato WENK (1953), che la riallaccia alla Zona mesozoica di Castione.

Il problema è attualmente in elaborazione da parte da F. KELLER (revisione e compilazione del Foglio 1272, Campo Tencia, dell'Atlante Geologico della Svizzera, alla scala 1:25000).

E. La Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent

Tra i Calcescisti della regione Tremorgio–Colla e il cristallino antico di Sambuco localmente si inserisce una Zona triassica, quella del P. Meda – Cta. Briolent, i cui affioramenti si possono suddividere in due gruppi geografici:

a) Leiarozza – Valle dei Cani (Val Maggia)[1], a nordest;
b) Pianascetti – Cta. Briolent (Pto. 2172), a sudovest.

Tra questi due gruppi il cristallino antico di Sambuco è invece a diretto contatto, ovviamente tettonico, con i Calcescisti, che altrimenti sono completamente racchiusi a nord e a sud dal Trias.

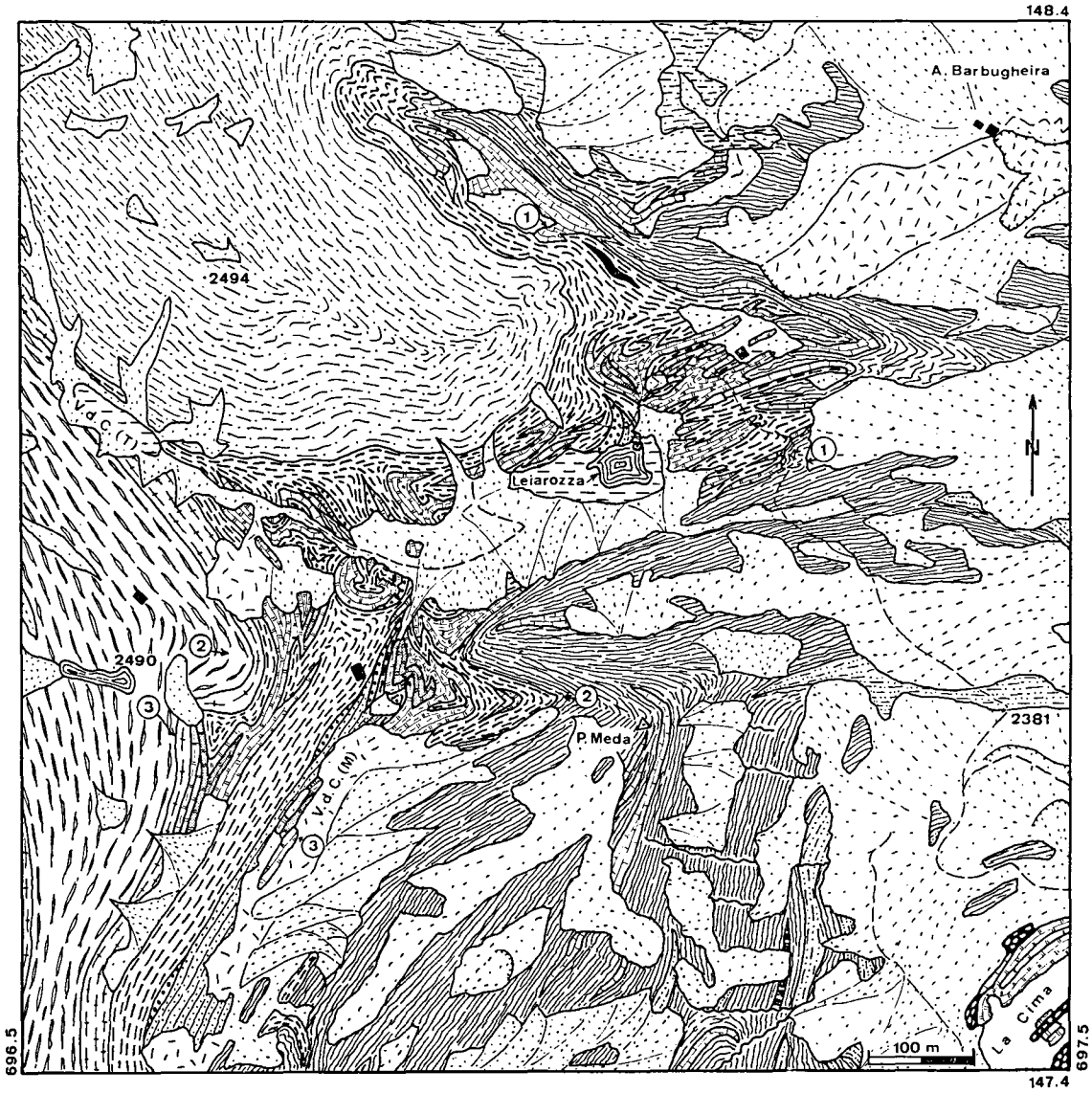
Cenni storici

Questa esile Zona triassica è stata scoperta da C. SCHMIDT (1894, p. 158) e rappresentata cartograficamente per la prima volta nella carta geologica spec. n° 81 di PREISWERK (1918), ripresa poi senza modifiche in quella più recente (carta geologica spec. n° 116) di PREISWERK et al. (1936): lo stesso autore la descrive sommariamente (PREISWERK 1920, pp. 509–522), citando un ritrovamento di tormalina verde e insistendo particolarmente sulla notevole intensità dei fenomeni di rielaborazione tettonica, specie al Passo dei Cani (M) con il: «Fliessen des Dolomites wie flüssiger Magma».

HASLER (1949) riprende più in dettaglio questa Zona triassica (cfr. la carta geologica annessa al 25.000) quantunque in sostanza ricalchi fedelmente il rilievo di PREISWERK (carte citate). Nell'interpretazione tettonica (op. cit., fig. 27, pp. 145–146) egli la mette in relazione direttamente con la Zona triassica del Campolungo per mezzo di una piega coricata che involve i Calcescisti dall'alto.

---

[1] Nella regione a ovest del P. Meda esistono malauguratamente due *Valle dei Cani* con i relativi *Passi dei Cani:* a scanso di confusioni si precisa ogni volta se si tratta di quella che ha andamento est–ovest e che immette nella regione dell'A. di Chièra sopra Ambrì (abbreviata con T: Tremorgio) o di quella ad andamento nord–sud e che sfocia all'A. Pianascio in Val Maggia (abbreviata con M: Val Maggia).



Abbreviazioni: V.d.C. (M) = Valle dei Cani (Val Maggia)
V.d.C. (T) = Valle dei Cani (Tremorgio)

Faglia, fessura

Inghiottitoio

Orlo di erosione o di distacco

Detrito di falda

Detrito grossolano

Morena

Alluvione torbosa

Calcescisti

Micascisti calcariferi

Scisti filladici a granato

Scisti quarzitici

Marmi

Trias

Cariata

Dolomia bianca

Dolomia grigia

Dolomia a flogopite

Cristallino antico di Sambuco

Gneiss psammitico leucocratico a muscovite (Permiano?)

Gneiss scistoso mesocratico grafitico (Carbonifero?)

Gneiss quarzitico localmente a granato

Micascisto fino gneiss scistoso mesocratico, localmente a granato e distene

Gneiss leucocratico a due miche e feldspato potassico, a grana fine

Idem, fusolare fino occhiadino

Gneiss a orneblenda con struttura chenopoditica

Fig. 33: Carta geologica della regione di contatto tra il cristallino antico di Sambuco e la sua copertura mesozoica. Le cifre indicano la posizione dei profili di dettaglio.

Descrizione geologica

Nella Zona triassica in esame sono stati rilevati cinque profili di dettaglio, resi necessari dal rapido mutare della situazione geologica: tre nel primo gruppo e due nel secondo. Sulla situazione geografica e geologica dei primi tre informa la fig. 33; la posizione degli ultimi due risulta dalla fig. 3.

Nel settore nord del cristallino antico di Sambuco i contatti con le rocce mesozoiche sono di carattere spiccatamente tettonico: per la gran parte il cristallino antico è direttamente a contatto con i Calcescisti, mentre localmente tra le due formazioni si inseriscono marmi calcitici di potenza variabile (0–50 m: HASLER 1949, p. 61), che l'autore citato attribuisce al Trias.

Nella regione del *Poncione di Tremorgio* il contatto cristallino antico – Mesozoico è di natura tettonica, dato che manca completamente il Trias sicuro e i marmi calcitici: inoltre nei Calcescisti tra il Lago Tremorgio e il Poncione omonimo si trovano innumerevoli scaglie di cristallino antico di Sambuco, mai accompagnate da rocce triassiche (cfr. la carta geologica, tav. I).

Sulla cresta del Poncione di Tremorgio affiora il seguente profilo, da sudovest verso nordest:

1 — *gneiss scistoso mesocratico a due miche;*
2 25 m gneiss scistoso leucocratico quarzitico, ricco di muscovite, localmente accompagnato da ciottoli quarzosi lenticolari-ellittici (Permiano?);
3 2 m gneiss grigio a muscovite, ricco di quarzo, grafitico, pieghettato (Carbonifero?);
(gli strati n^{i} 1–3 appartengono al cristallino antico di Sambuco)
Con contatto molto netto, sebbene non marcato da una superficie di scorrimento seguono:
4 4 m Calcescisti: micascisti calcariferi grigio azzurri, ricchi di calcite;
5 3 m marmo calcitico grigio azzurrognolo a grana grossa, molto alterato e friabile;
6 10 m Calcescisti come a 4;
7 2 m due scaglie di micascisti fino gneiss scistosi mesocratici a due miche, a grana fine, con alterazione ferruginosa (cristallino antico di Sambuco);
8 — Calcescisti come a 4.

Da questo profilo si ricavano i seguenti dati sulle condizioni di contatto: innanzitutto il contatto è molto netto e privo sia di Trias sicuro (dolomie, cariate) che di marmi calcitici. Il primo marmo calcitico si inserisce a due metri dal contatto, mentre la massa più importante affiora 150 m più a nordest, verso il P. Mezzodì, completamente racciuso in Calcescisti. I Calcescisti vicini al contatto racchiudono inoltre scaglie di cristallino antico (strato n°. 7), che dimostrano ancora più evidentemente il carattere tettonico del contatto. D'altra parte al tetto del cristallino antico abbiamo due strati, l'uno localmente conglomeratico, l'altro grafitico, che sono da attribuire al Permiano–Carbonifero: questo fatto indica che la superficie tettonica di scorrimento è sicuramente da ricercare a livello del Trias e non del cristallino antico, il quale è ancora rappresentato dai suoi termini più giovani.

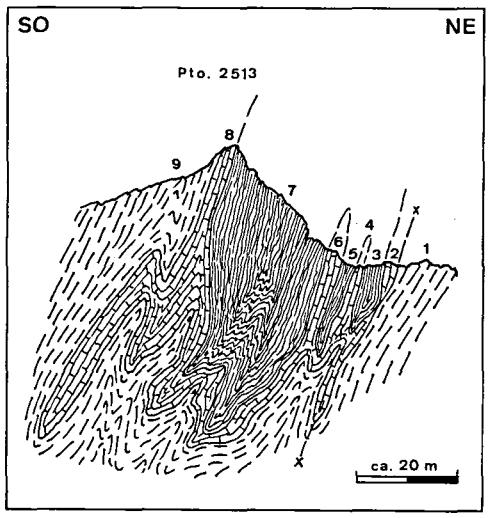
Sotto il Poncione di Tremorgio, nello sperone di roccia sopra la cascina dell'A. Barbugheira, il contatto tra il cristallino antico e i Calcescisti è visibile in quattro punti (cfr. la carta geologica, tav. I). Da nord verso sud si incontrano le seguenti strutture:

a) un'antiforma con cristallino antico di Sambuco che racchiude uno strato di marmo di 1–3 m di potenza e un nucleo di 15 m di micascisti calcariferi ricchi di calcite (Calcescisti);
b) 10 m più a sud una struttura analoga con un nucleo di marmo di 1 m di potenza e lungo 5 m. I micascisti calcariferi mancano;
c) 20 m più a sud esattamente la stessa struttura come a *b*, con marmo potente tra 4 e 5 m. Anche qui mancano i micascisti calcariferi;
d) 30 m più in basso, esattamente sopra la cascina dell'A. Barbugheira, una struttura identica a quella *a*, con marmo a giacitura lenticolare, localmente schiacciato fuori completamente dal contatto gneiss-micascisti calcariferi. Questi ultimi sono intensamente pieghettati.

Rispetto al profilo precedente si ha l'apparizione dei marmi calcitici a segnare il contatto tra il cristallino antico e i Calcescisti. La loro giacitura lenticolare documenta ancora una volta l'intensità dello schiacciamento tettonico.

400 m a ovest dell'A. Barbugheira, al Pto. 2513 (cfr. fig. 33), inizia il primo gruppo importante di rocce mesozoiche, quello della Leiarozza – Valle dei Cani (M). Dopo la serie di antiforme descritte sopra abbiamo ora una struttura a sinclinorio (cfr. fig. 34) con asse sudest e immersione piuttosto

ripida, composta da una ripetizione di minuscole antiforme e sinforme accompagnate da un intenso pieghettamento fino all'ordine del cm–dm. Verso nord si osserva nuovamente la giacitura lenticolare del marmo calcitico, così che localmente i micascisti calcariferi vengono a diretto contatto con il cristallino antico. Il profilo di dettaglio è molto semplice e presenta una ripetizione ritmica dei tre strati componenti la serie: micascisti quarzitici del cristallino antico di Sambuco, marmi calcitici (eventualmente del Trias) e i micascisti calcariferi dei Calcescisti.



Spiegazione:

1 — micascisto fino gneiss scistoso quarzitico leucocratico a muscovite (cristallino antico di Sambuco);
2 1,5 m marmo calcitico grigio azzurro a grana grossa, massiccio, con giacitura lenticolare;
3 5 m micascisto calcarifero grigio bruno con vene leucocratiche concordanti di quarzo e calcite a grana grossa;
4 2 m marmo come a 2;
5 3 m micascisto calcarifero come a 3;
6 4,5 m marmo come a 2;
7 25 m micascisto calcarifero come a 3;
8 6 m marmo come a 2;
9 — micascisto come a 1.

Fig. 34: Profilo di dettaglio del contatto fra il cristallino antico di Sambuco e i Calcescisti al Pto. 2513.

Le rocce mesozoiche che in questo profilo hanno un andamento nordovest–sudest, improvvisamente girano più di 90° con una piega a laccio, per cui alla Leiarozza assumono un andamento ENE–OSO, con immersione pressochè verticale. La potenza delle rocce mesozoiche è improvvisamente aumentata notevolmente: queste ultime formano un profilo assai complesso, quello seguente.

1. Profilo attraverso il Trias alla Leiarozza (cfr. tab. 39)

Coordinate: 696.880/148.295 (nordovest) 2513 m
697.230/147.960 (sudest) 2390 m

L'inizio del profilo coincide con la fine di quello precedente (cfr. fig. 34, strati n^{i}. 8 e 9), vale a dire con il marmo del Pto. 2513 e con il cristallino antico di Sambuco e prosegue poi con la serie complessa di rocce carbonatiche in cui predominano le dolomie del Trias, che racchiudono cunei e scaglie di marmi e micascisti calcariferi dei Calcescisti e di micascisti quarzitici del cristallino antico di Sambuco (cfr. fig. 35).

In questo profilo, formato essenzialmente da rocce sicuramente triassiche (dolomie bianche, grigie, a flogopite), la caratteristica principale è di nuovo l'estrema laminazione tettonica, con numerose lenti carbonatiche nel cristallino antico (ad es. gli strati n^{i}. 41, 43, 45, 47, 50, ecc.) o viceversa, cunei di cristallino antico nelle rocce mesozoiche (ad es. gli strati n^{i}. 10, 24, 31). La facies delle rocce triassiche verrà discussa globalmente alla fine del capitolo.

2. Profilo attraverso il Trias al Passo dei Cani (Val Maggia)

Coordinate: 696.715/147.805 (ovest) 2515 m
697.100/147.720 (est) 2614 m (P. Meda)

Questo profilo dista 400 m dal precedente e è stato rilevato sullo spartiacque Leventina – Val Maggia, al Passo dei Cani (M). Esso inizia a ovest con il cristallino antico di Sambuco e termina a est con i Calcescisti del P. Meda. Il profilo è stato rilevato solo macroscopicamente, senza prelievo di campioni, per cui manca la descrizione microscopica. La successione degli strati è la seguente (cfr. fig. 36):

Tabella 39: *Profilo attraverso il Trias alla Leiarozza.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	1462	6	Marmo grigio bluastro a grana media, massiccio	a	m
1	1463	15	Marmo grigio azzurro contenente quarzo in lenticelle concordanti	m	m
2	—	10	Micascisto calcarifero	i	f
3	—	10	Micascisto quarzitico a muscovite e granato e contenente staurolite, distene e tormalina	i	p–g
4	1082	6	Gneiss biotitico-plagioclasico a granato e orneblenda chenopoditica	d	f
5	1090	50	Micascisto quarzitico a muscovite e granato, contenente staurolite, distene e tormalina	i	p–g
6	—	3	Dolomia bianca scistosa contenente grammatite bianca prismatica	m	f–m
—	—	5	Detrito		
7	—	4	Dolomia grigio chiaro con rosette di grammatite bianca e straterelli di flogopite	m	f–m
8	1479	3	Dolomia giallastra con grammatite bianca raggiata	d	f–p
9	1478	0,3	Passagio dolomia a flogopite – gneiss quarzitico	m	f–m
10	1089	4	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite e contenente biotite e calcite	m	f
—	—	1	Detrito		
11	1477	2	Scisto carbonatico grigio ricco di flogopite e grammatite e contenente plagioclasio	m	ff–g
12	—	1,5	Dolomia grigia con straterelli di flogopite e rosette di grammatite	m	ff–p
13	—	2,5	Dolomia bianca scistosa	m	f
14	1476	2	Dolomia grigio cenere listata con dolomia bianca e con straterelli di flogopite	d	ff–p
15	1475	3	Dolomia grigio cenere compatta	d	ff
16	1474	1	Scisto flogopitico bruno con matrice di dolomia bianca	d–m	ff–m
17	—	2,5	Dolomia grigia con straterelli di flogopite e rosette di grammatite	m	ff–m
18	—	3	Dolomia bianca scistosa, estremamente friabile	m	f
19	1473	2	Dolomia grigia con straterelli di flogopite e lenti di grammatite raggiata	d	ff–p
20	—	5	Dolomia bianca scistosa con straterelli di flogopite	m	f
—	—	4	Detrito		
21	1472	8	Dolomia bianca contenente flogopite	d	ff–f
22	1471	3	Marmo alternante con straterelli di dolomia a flogopite e rosette di grammatite	a	m
23	—	2,5	Micascisto calcarifero povero di calcite, pieghettato	i	f–p
24	—	1	Gneiss quarzitico leucocratico con alterazione rossiccia	m	f
25	1470	3	Dolomia bianca a flogopite e grammatite bianca raggiata	m	f–m
26	—	1	Marmo grigio a grana media	a	m
27	—	4	Dolomia bianca scistosa	d	f
—	—	3	Detrito		
28	1469	10	Dolomia bianca contenente straterelli di flogopite	m	f–p
29	1468	2	Alternanza di straterelli di marmo grigio con dolomia bianca a flogopite	d	f–p
30	—	1	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite	m	f
31	—	0,5	Micascisto calcarifero a due miche	i	f
32	—	0,3	Marmo grigio azzurro	a	m
33	—	0,5	Micascisto calcarifero ricco di calcite	d	f–p
34	1467	1,2	Marmo bianco ocra contenente muscovite	a	g
35	—	0,5	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite	i	f
36	—	0,2	Micascisto calcarifero ricco di calcite	d	f–p
37	—	1	Marmo bianco con sottili straterelli di muscovite	a	m–g

(Continua)

Tabella 39 (continuazione)

Strato no.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
38	—	0,5	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite	i	f
39	918	2	Micascisto calcarifero fino marmo scistoso, a plagioclasio	d	f–p
40	—	6	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite	i	f
41	—	1	Dolomia bianca scistosa con straterelli di flogopite	m	f
42	—	1	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite	i	f
43	1466	2	Alternanza di straterelli di marmo bluastro con dolomia giallastra a flogopite e grammatite	d–m	f–m
44	—	1,5	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite	i	f
45	—	0,3	Dolomia giallastra a flogopite e con rosette di grammatite	m	ff–f
46	—	15	Gneiss quarzitico leucocratico a muscovite	i	f
47	1465	3	Dolomia giallastra a flogopite, localmente con rosette di grammatite	m	ff–f
48	—	2	Gneiss quarzitico leucocratico, localmente a granato	i	f
49	1087	15	Gneiss quarzitico a due miche e contenente granato e tormalina	i	f
50	1464	1,5	Dolomia bianca a flogopite e contenente rosette di grammatite	d	f–m
51	917	—	Micascisto calcarifero fino marmo scistoso a plagioclasio	d	f–p

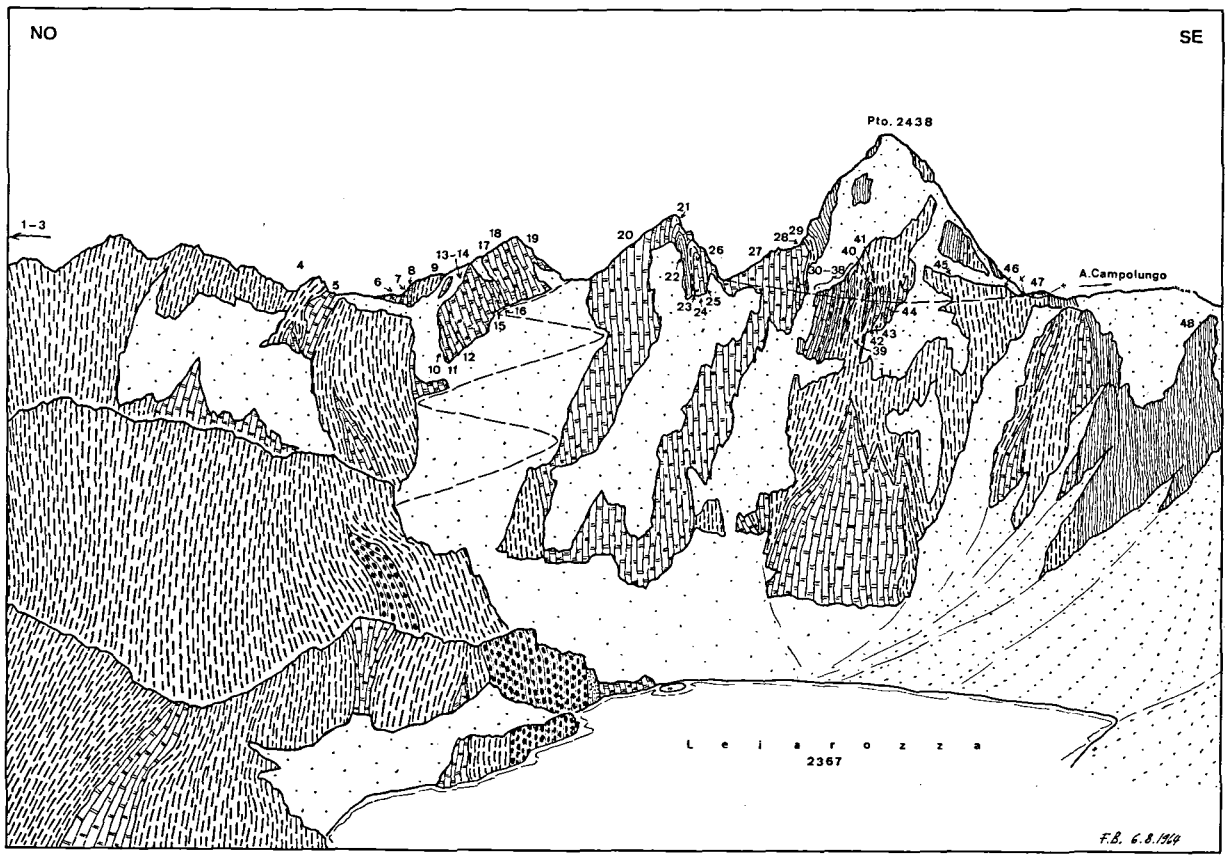


Fig. 35: Profilo attraverso il Trias alla Leiarozza. Le cifre corrispondono alla numerazione della tab. 39.

Cristallino antico di Sambuco

1 — Gneiss leucocratico a due miche e feldspato potassico, con tessitura da fusolare a occhiadina.
2 30 m Idem, omogeno e a grana fine.
3 10 m Gneiss scistoso leucocratico quarzitico a due miche, localmente granatifero, pieghettato. Con contatto netto segue:

Trias

4 6 m Dolomia bianca saccaroide, a grana fine: il primo metro contiene grammatite bianca talcicizzata in aggregati raggiati.
5 3 m Dolomia bianca contenente flogopite e muscovite, finemente scistosa.
6 2 m Dolomia bianca saccaroide debolmente scistosa, localmente con grammatite bianca parzialmente talcicizzata, in rosette raggiate.

Nucleo di cristallino antico di Sambuco

7 9 m Gneiss scistoso quarzitico a due miche, ricco di granato.

Trias

8 6 m Dolomia bianca saccaroide debolmente scistosa.
9 1 m Dolomia bianca contenente flogopite e muscovite, in lastre sottili.
10 5 m Dolomia grigia contenente flogopite, scistosa.

Cristallino antico di Sambuco

11 60 m Gneiss scistoso quarzitico a due miche, ricco di granato, salvo gli ultimi 15 m.
12 8 m Gneiss scistoso mesocratico grafitico (Carbonifero?), finemente ondulato-pieghettato, con colore da grigio a nero.
13 2 m Gneiss quarzitico leucocratico a due miche. Con contatto molto netto segue la zona centrale di:

Trias

14 2 m Dolomia giallastra a flogopite in straterelli bruno ambra.
15 3 m Dolomia grigia scistosa.
16 1,5m Dolomia giallastra a flogopite, in lastre sottili. Esattamente sul Passo.
17 1 m Dolomia grigia a grana finissima, scistosa.
18 3 m Dolomia giallastra a flogopite.

Cuneo di cristallino antico di Sambuco

19 2 m Gneiss scistoso leucocratico quarzitico a due miche.

Trias

20 3 m Dolomia giallastra a flogopite, in lastre sottili.
21 8 m Dolomia grigia a grana fine, scistosa, localmente con straterelli di flogopite.
22 10 m Dolomia giallastra a flogopite.

Nucleo di cristallino antico di Sambuco

23 8 m Gneiss scistoso leucocratico quarzitico fino quarzite a muscovite.

Trias

24 4 m Dolomia giallastra a flogopite.

Cristallino antico di Sambuco

25 5 m Gneiss scistoso leucocratico quarzitico, a due miche e granato.

Scaglia di Trias

26 0,5m Marmo grigio a grana grossa.
27 1 m Dolomia giallastra a flogopite.

Cristallino antico di Sambuco

28 6 m Gneiss quarzitico leucocratico a due miche e granato.

Calcescisti

29 — Micascisto calcarifero a due miche, al contatto molto ricco di calcite: il contenuto di calcite diminuisce gradatamente verso il P. Meda. Il contatto con il cristallino antico di Sambuco (strato n° 28) non è visibile, poichè è ricoperto da detrito.

Questo profilo, come il precedente, risulta alquanto complesso a causa dei fenomeni tettonici di ripiegamento e di laminazione: comunque le rocce delle varie formazioni si possono raggruppare in sei complessi di Trias alternati con sette di cristallino antico di Sambuco. Rispetto alla Leiarozza gli strati girano debolmente in senso antiorario, assumendo un andamento pressochè nord–sud, con immersione media verso ovest. L'intensità del ripiegamento tettonico raggiunge il parossismo nella

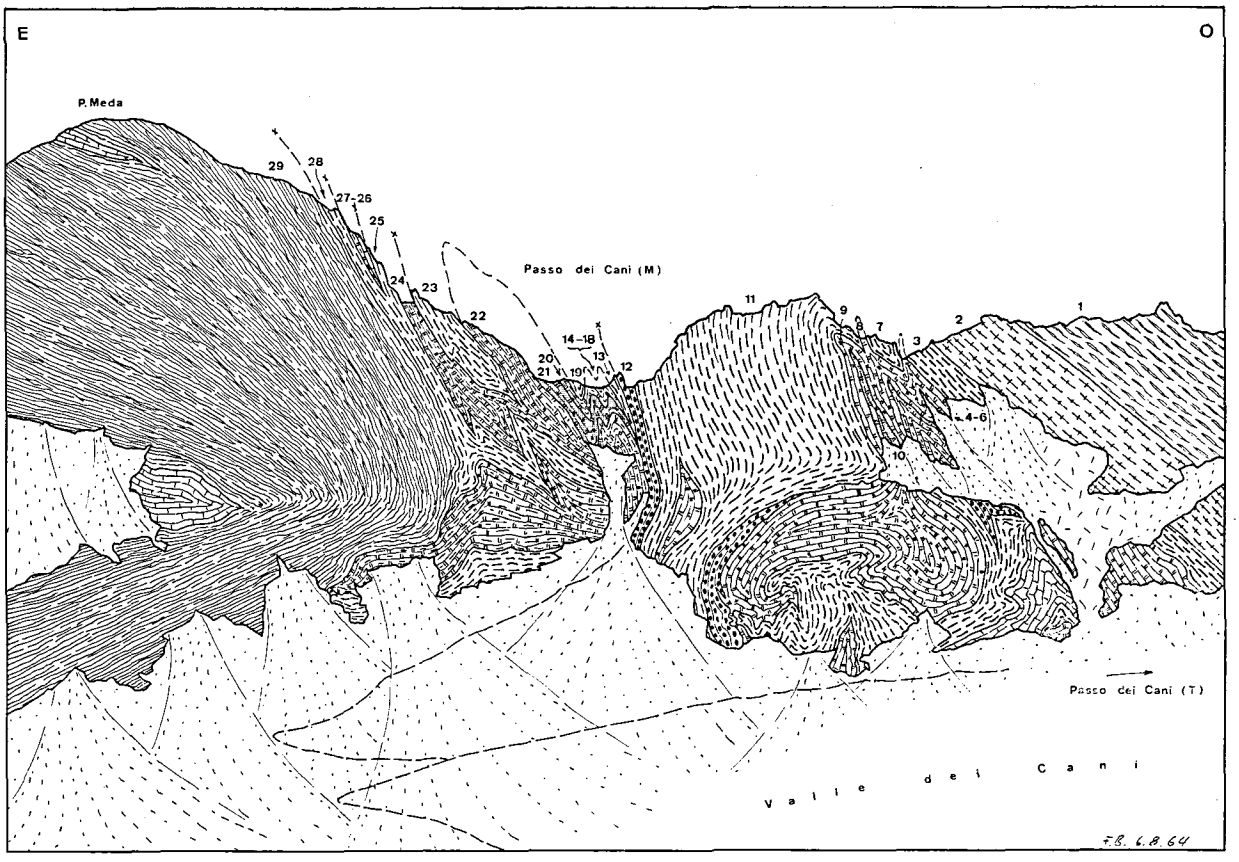


Fig. 36: Profilo attraverso il Trias al Passo dei Cani (Val Maggia). Le cifre corrispondono alla numerazione della descrizione del profilo nel testo.

piega rovesciata e contorta del primo complesso di Trias al piede nord dell'affioramento (cfr. fig. 36), formata di dolomia bianca al nucleo, completamente racchiusa in cristallino antico di Sambuco e che rammenta appunto il «fluire del magma», come scrive PREISWERK (1920). L'asse di questa piega, come quello della altre pieghe in questo profilo, è rivolto verso sudovest e ha un'immersione attorno ai 40°.

3. Profilo attraverso il Trias nella Valle dei Cani (Val Maggia)

Coordinate: 696 650/147.710 (nordovest) 2470 m
696.780/147.600 (sudest) 2410 m

150 m a sudovest del profilo del Passo dei Cani (M) affiora un profilo continuo attraverso il Trias, che nel frattempo si è molto ridotto in potenza. Anche questo profilo è stato rilevato solo macroscopicamente, per cui manca la descrizione microscopica. Da nordovest verso sudest, cioè dal cristallino antico di Sambuco verso i Calcescisti, abbiamo la seguente successione di strati:

Cristallino antico di Sambuco

1 — Gneiss leucocratico a due miche e feldspato potassico, a grana fine e struttura omogenea.
2 4 m Gneiss quarzitico leuco-mesocratico a due miche e granato. Con contatto netto segue:

Trias

3 3 m Dolomia bianca scistosa con rosette di grammatite bianca.
4 5 m Dolomia grigia scistosa contenente straterelli di flogopite.
5 13 m Dolomia bianca scistosa.
Con contatto netto segue:

Cristallino antico di Sambuco

6 30 m Gneiss quarzitico leucocratico a due miche e granato.
7 20 m Gneiss psammitico leucocratico, quarzitico, ricco di muscovite (Permiano?)
Con passaggio subitaneo segue:

Trias

8 3 m Quarzite leucocratica a muscovite.
9 5 m Dolomia a flogopite.
10 2 m Dolomia grigia scistosa.
11 3 m Dolomia bianca scistosa, localmente con straterelli di flogopite e rare rosette di grammatite bianca.

Il fondo della Valle dei Cani (M) è ricoperto da detrito grossolano che nasconde il cristallino antico di Sambuco (cfr. strato n°.28 del profilo precedente) e il contatto con i:

Calcescisti

12 — Micascisti calcariferi ricchi di calcite.

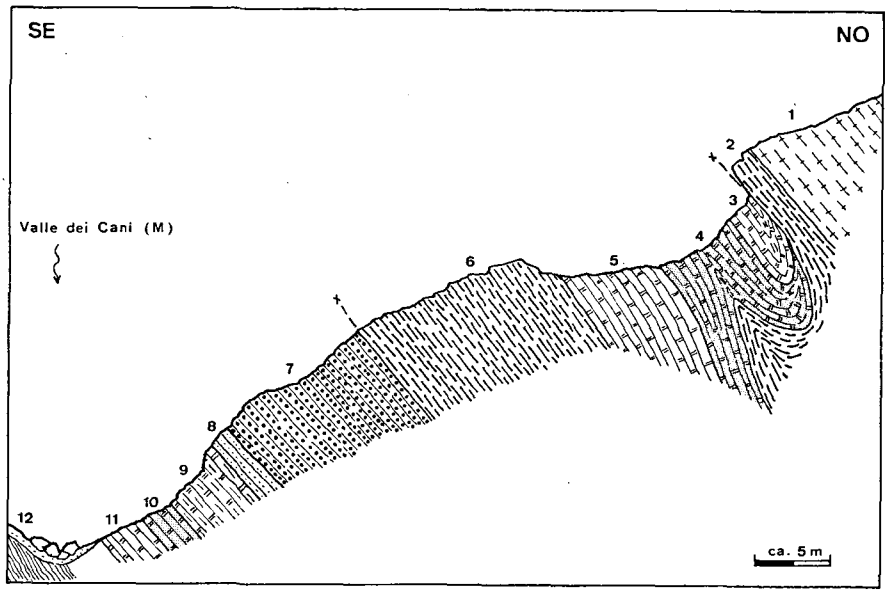


Fig. 37: Profilo attraverso il Trias nella Valle dei Cani (M), 150 m a sudovest del Passo dei Cani (M). Le cifre corrispondono alla numerazione del profilo nel testo.

Nello spazio di 150 m il Trias si riduce a due complessi alternanti con altrettanti di cristallino antico di Sambuco. La giacitura degli strati è la stessa, più marcatamente isoclinale, salvo un resto di sinforma, peraltro tagliata, nel primo gruppo di dolomie. I gneiss grafitici (del Carbonifero?) affiorano solamente in lenti isolate, mentre i gneiss psammitici leucocratici ricchi di muscovite (del Permiano?) aumentano notevolmente di potenza. D'altra parte il contatto del complesso meridionale di Trias è da ritenere stratigrafico (strati n^{i}7–9): infatti agli gneiss di età ev. permiana fa seguito la quarzite di base del Trias, seguita a sua volta dalle dolomie. Tettonici sono sicuramente i contatti tra gli strati n^{i}2 e 3 e quello tra 6 e 7.

Proseguendo verso sudovest il Trias improvvisamente scompare dopo essersi assottigliato a cuneo (cfr. fig. 33, e la carta geologica, tav. I), così che nel settore tra la Valle dei Cani (M) e la Cta. Briolent il contatto tra il cristallino antico di Sambuco e i Calcescisti ha carattere prettamente tettonico, marcato da uno strato di pochi metri di gneiss quarzitici leuco-mesocratici a due miche e granato.

Sulla cresta tra i Pianascetti e la Cta. Briolent (cfr. fig. 38; carta geologica, tav. I) al contatto tra i due complessi citati sopra ricompare nuovamente il Trias, alquanto esile (ca. 15–20 m di potenza) su di una lunghezza di poco meno di 1 km. L'andamento generale degli strati è di nuovo girato ed è nord–sud, in corrispondenza dell'analoga ruotazione del Trias di Campolungo tra l'A. Pianascio e La Colla, con immersione ripida verso est.

4. Profilo attraverso il Trias ai Pianascetti (cfr. tab. 40)

Coordinate: 695.120/146.450 (ovest) 2140 m
695.155/146.430 (est) 2150 m

Il profilo inizia a ovest con il cristallino antico di Sambuco e termina a est con i Calcescisti. Anche in questo profilo tra gli ortogneiss della massa di Sambuco e le dolomie triassiche si inserisce uno strato, seppure con potenza alquanto ridotta (3 m), di gneiss quarzitico leucocratico, probabilmente del Paleozoico giovane, al contrario di quanto indicano PREISWERK (1918, carta geologica speciale n°. 81) e HASLER (1949, tav. IV), che non ne rilevano la presenza. Questo gneiss, di origine sedimentaria, indica che la superficie di scorrimento più importante sia da cercare nel Trias e non nel cristallino antico, conformemente a quanto si osserva nel profilo del Poncione di Tremorgio. Le dolomie triassiche sono rappresentate da due tipi: quella bianca e quella grigia e sono seguite da uno strato di marmo calcitico che le separa dai micascisti calcariferi.

Tabella 40: *Profilo attraverso il Trias ai Pianascetti.*

Strato n°.	Campione	Potenza (m)	Roccia	Tessitura	Dim. della grana
1	—	—	Gneiss leucocratico a due miche e feldspato potassico a tessitura fusolare-occhiadina	d	p–gg
2	1098	3	Gneiss quarzitico a due miche	i	f–p
3	1491	3	Dolomia grigio chiaro	m	f
4	1492	6	Dolomia bianca saccaroide	a–d	f
5	1099	2	Gneiss ricco di quarzo a due miche e granato	d	f–p
6	—	1	Dolomia bianca debolmente scistosa	d	f
7	928	2,5	Marmo bianco ocra, debolmente scistoso	d	p–m
8	929	—	Micascisto calcarifero povero di mica e contenente plagioclasio	m	f–p

5. Profilo attraverso il Trias alla Cimetta Briolent

Coordinate: 695.075/146.250 (ovest) 2150 m
695.140/146.230 (est) 2110 m

Questo profilo è stato rilevato 200 m a sud del precedente e come quello inizia con il cristallino antico di Sambuco per terminare con i Calcescisti. Degli otto strati è stato studiato microscopicamente solo quello centrale, il n°. 4, di quarzite. Il profilo, da ovest verso est, è il seguente (cfr. fig. 38, n°. 5):

Cristallino antico di Sambuco

1 — Gneiss leucocratico a due miche e feldspato potassico, con tessitura da fusolare a occhiadina.
2 3 m Gneiss scistoso leucocratico a doppia mica, quarzitico.

Trias

3 4 m Dolomia bianca scistosa a grana fine-piccola e giacitura in lastre sottili. Localmente essa contiene piccole rosette di grammatite bianca, irregolari. I primi 50 cm sono di colore grigio chiaro, mentre gli ultimi 30 cm contengono flogopite.
4 1,5 m Quarzite grigia a muscovite, in banchi regolari di 10 cm di spessore, a tessitura parallela, salvo locali ondulazioni.
5 5 m Dolomia bianca scistosa. I primi 50 cm contengono flogopite.

Calcescisti

6 1 m Micascisto calcarifero a due miche, con lenti leucocratiche concordanti di calcite e quarzo a grana grossa.
7 2 m Marmo calcitico scistoso contenente muscovite e biotite.
8 — Micascisto calcarifero come a 6.

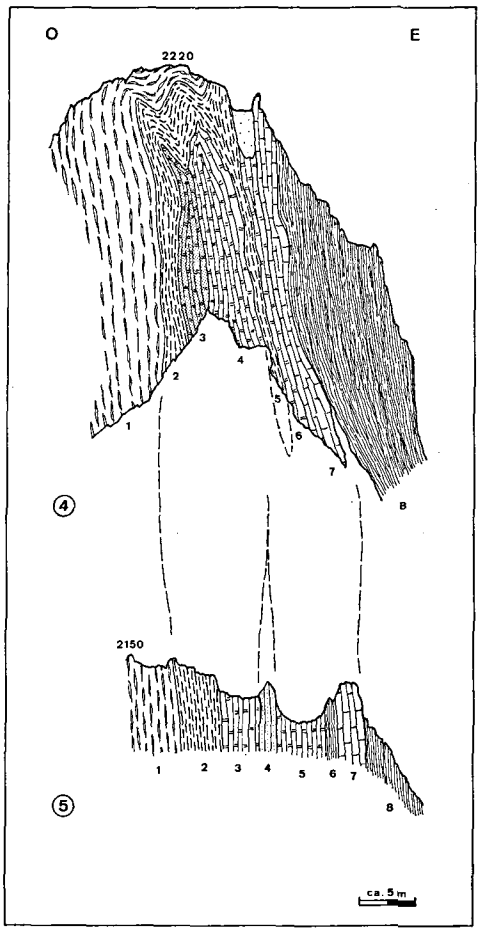


Fig. 38: Due profili attraverso il Trias sulla cresta tra i Pianascetti e la Cta. Briolent: il primo (n°4) 200 m a nord, il secondo (n°5) 50 m a sud della Cta. Briolent. Le cifre corrispondono alla numerazione dei profili relativi nel testo.

Rispetto al profilo precedente il profilo della Cimetta Briolent mostra le seguenti differenze:
- la giacitura, isoclinale, non lascia più intravvedere chiaramente strutture tettoniche;
- al contatto Trias – Calcescisti quest'ultima formazione è rappresentata dai micascisti calcariferi. Il marmo è completamente racchiuso in questi ultimi.

La continuazione del Trias del P. Meda – Cta. Briolent verso sud

Le dolomie triassiche continuano verso sud ancora per ca. 300 m, in affioramenti isolati, appena a ovest della cresta che scende verso la Colla (cfr. carta geologica, tav. I). Dalla scomparsa delle dolomie fino alla Corte della Fontana il Trias è rappresentato unicamente da un esile straterello di quarzite. Al margine nord del ripiano morenico della Corte della Fontana, esattamente dove sgorga la potentissima sorgente (captata in un bacino), affiora un profilo continuo in cui si riconoscono i seguenti termini, da ovest verso est:

Cristallino di Sambuco

1 — Gneiss leucocratico a due miche e feldspato potassico, con tessitura fusolare-occhiadina.
2 2 m Gneiss quarzitico leuco-mesocratico a due miche.

Trias

3 0,2 m Quarzite a muscovite.

Calcescisti

4 — Micascisto calcarifero a due miche, con lenti leucocratiche concordanti di quarzo e calcite a grana grossa.

Questo è l'ultimo affioramento da me studiato. Più a sud si ricavano i seguenti dati da HASLER (1949): il contatto tra il cristallino antico di Sambuco e i Calcescisti della «Sinclinale Fusio–Mogno»

non è più occupato da rocce triassiche, ma è bensì tettonico: i gneiss a due miche e plagioclasio (cristallino antico di Sambuco) sono direttamente a contatto con i micascisti calcariferi (Calcescisti). Localmente nei gneiss di Sambuco si incontrano cunei di marmo calcitico, che l'autore citato non interpreta: probabilmente si tratta di sinforme a sviluppo solo locale. Sulla continuazione a sud di Mogno cfr. p. 91.

IV. Petrografia delle rocce triassiche

A. Le quarziti

Il gruppo delle quarziti, che salvo poche eccezioni forma il passaggio dai gneiss pretriassici delle coltri alle dolomie, può essere suddiviso nei seguenti tipi litologici:

1. quarzite a muscovite
2. quarzite a muscovite e feldspato potassico
3. quarzite contenente calcite, generalmente con struttura spugnosa
4. alternanza dei vari tipi o con rocce carbonatiche
5. grumi di attinolite al contatto con dolomia a flogopite

1. Quarzite a muscovite

Del gruppo delle quarziti è questo il tipo più diffuso e lo si trova in tutta la Zona triassica del Campolungo, dai Nedi fino alla Gola di Colla, nella Zona P. Meda – Cta. Briolent alla Cimetta Briolent e nella Zona di Rodi–Ogiòra a Pian d'Ört.

La quarzite ha colore bianco o grigio argenteo se fresca, con chiazze bruno-rossastre se alterata in superficie. Di regola ha giacitura in banchi regolari e paralleli dello spessore tra cm e dm a seconda del contenuto di muscovite ed è spaccata in parallelepipedi regolari. Ha grana fine-piccola e oltre al quarzo, ialino, e alla muscovite che copre il piano di scistosità con riflessi argentei, a occhio nudo si riconoscono la pirite, prismetti nerissimi di tormalina e foglietti neri di biotite. L'intensità delle scistosità varia da debolissima a intensa e aumenta di pari passo con il contenuto di muscovite. I tipi più intensamente scistosi possono essere ondulati o pieghettati, spesso con sviluppo lenticolare dei lettini quarzitici. Lo studio al microscopio di 20 sezioni sottili rivela la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.: quarzo (53–96%vol.), muscovite (3–40)
Comp. sub.: epidoto (0–2), biotite (0–5), clorite (0–4), plagioclasio (0–5), feldspato potassico (0–1), vesuvianite (0–1), clorite (0–1)
Comp. acc.: minerali metalliferi (0–3), rutilo (0–1), zircone (0–1), apatite (0–1), tormalina nera (0–2)

Descrizione dei componenti

Quarzo. Esso è xenoblastico con forme poligonali o ameboidi ed è isometrico o elongato nella scistosità. I margini paralleli alla scistosità sono piani poichè delimitati dalla muscovite, gli altri hanno compenetrazione da debole a intensa, localmente suturata, quando il quarzo forma lenticelle monomineraliche. L'estinzione è raramente uniforme ma più spesso ondulata o in campi orientati obliquamente o perpendicolarmente alla scistosità. È poverissimo di inclusi, che si limitano a muscovite e a cordoncini allineati di gas o liquido. Ha grana fine o piccola.

Muscovite. Essa si presenta in laminette corte e esili, incolori, con la faccia (001) idiomorfa, le altre sfrangiate. La distribuzione varia a seconda della sua partecipazione quantitativa: quando è minima si presenta in lamine isolate tra grano e grano di quarzo, se invece è quantitativamente importante si raggruppa vieppiù in lettini subparalleli con andamento lenticolare o fusolare in cui le singole lamine sono planari, anche nel caso di lettini pieghettati, il che dimostra la sua formazione paracristallina. La grana è fine o media.

Epidoto. Grani ovoidali o dai contorni irregolari, localmente fessurato in vari frammenti. Predomina la clinozoisite. La pistacite eccezionalmente racchiude un nucleo bruno castano di ortite. La quarzite di Pro d'Airo ovest (prof. n° 3, strato n° 2) contiene invece alcuni grani di *zoisite* con abito ameboide estremamente xenomorfo, colori d'interferenza anomali, in chiazze violette e bruno oliva, carattere ottico positivo uniassiale o leggermente biassiale: si tratta perciò di un termine privo di ferro (KERR 1959, p. 334).

Biotite. Lamine di dimensioni leggermente maggiori a quelle della muscovite e inoltre più tozza, con facce slabbrate, frangiate o lobate dal quarzo e dalla muscovite: non raggiunge però le dimensioni di porfiroblasti. Il pleocroismo è marcato, da bruno rosso a bruno giallognolo, analogo a quello della flogopite, e rivela il notevole contenuto di magnesio. Essa è abbinata ai cordoncini muscovitici con orientazione spesso obliqua rispetto alla scistosità; è inoltre ricca di inclusioni: tormalina, epidoto, muscovite, rutilo, quarzo. Questi due fatti indicano che la sua cristallizzazione è posteriore a quella degli altri componenti e in particolare della muscovite, e ai movimenti tettonici. È raramente fresca, più spesso è parzialmente o completamente trasformata in

Clorite. Con spiccato pleocroismo da verde bottiglia a verde chiaro, colori d'interferenza grigio di I ordine, carattere ottico uniassiale positivo: questi caratteri coincidono con quelli della *proclorite magnesiaca* (TRÖGER 1959, p. 91). Essa è intercalata o ai margini dei cordoncini muscovitici. Include rutilo in aggregati sagenitici.

Plagioclasio. In grani estremamente ameboidi xenoblastici, talvolta isometrici, più spesso elongati nel senso della scistosità. È ricco di inclusi che comprendono praticamente tutti gli altri minerali e che lo attraversano eliciticamente, compresi i cordoncini muscovitici. Presenta estinzione uniforme e spesso è alquanto alterato. È geminato in lamelle polisintetiche secondo le leggi dell'albite o del periclino, con chemismo compreso fra 32 e 42% An. Esso di presenta in grani isolati nei cordoncini micacei o in lettini continui di grani elongati, sulla continuazione di quelli muscovitici. È spesso a contatto con l'epidoto, che sembra «corroso» dal plagioclasio.

Feldspato potassico. Presente localmente come componente subordinato di nessuna importanza quantitativa. Per la descrizione dei suoi caratteri si rimanda al prossimo tipo di quarziti.

Vesuvianite. In grani xenoblastici intensamente lobati dal quarzo a dalla biotite. Essa presenta le seguenti caratteristiche ottiche: rilievo molto alto, ottima sfaldatura in due sistemi ortogonali, colori d'interferenza azzurri anomali, incolore, carattere ottico uniassico negativo. Presenta inclusioni di quarzo e laminette di muscovite. La si ritrova nei cordoncini micacei a contatto con la biotite, nella quarzite di base del Passo Cadonighino (profilo 14, strato n° 2, campione n° 404).

Minerali metalliferi. Si tratta per la maggior parte di *pirite* e *limonite,* mentre dubbia è la presenza della *magnetite.* La pirite possiede abito idiomorfo, con sezioni rettangolari o allungate nella scistosità. Localmente essa è fresca, ma di regola è alterata in limonite che possiede un costrutto zonato attorno a nuclei intatti di pirite. La si ritrova negli straterelli quarzitici, più spesso nei lettini micacei, volentieri ai margini. Ha grana fine.

Rutilo. In forma di grani ovoidali o idiomorfo in aghi e colonnine, esso ha colore giallo miele fino rossiccio, translucido. I granelli, isolati o raggruppati a «uova d'insetto», sono distribuiti statisticamente nella pasta di fondo, volentieri nelle vicinanze della biotite. Della varietà sagenitica si è già detto sotto a clorite. La grana è finissima.

Zircone. Piccolissimi cristalli limpidi, colonnari, con abito idiomorfo o debolmente arrotondato. Colori d'interferenza alti, variegati. Nei fasci muscovitici o nella massa quarzitica, indifferentemente.

Apatite. In grani fini-piccoli, ovoidali o irregolari, senza facce idiomorfe, intensamente fessurati, localmente lobati dal quarzo.

Tormalina nera. In gran parte con abito colonnare perfettamente idiomorfo con sezioni esagonali o con facce terminali debolmente compenetrate dal quarzo, mentre localmente è frantumata in vari frammenti cementati dal quarzo. Presenta generalmente un costrutto zonato con nucleo a intenso assorbimento e guscio quasi incolore, con passaggio netto fra i due settori; il pleocroismo è intenso e va da verde bottiglia a rosa verde pallido; l'estinzione è uniforme. Racchiude spesso microliti di quarzo orientati in coroncine parallele all'asse cristallografico *c*. È diffusa sia nei cordoncini micacei che nella massa quarzitica. La grana varia da finissima a media.

Struttura e tessitura

La struttura è granoblastica a grana fine-piccola con il quarzo da isometrico a allungato. Nelle quarziti ricche di lettini micacei la struttura è alternativamente lepidoblastica e granoblastica. La cataclasi ha avuto il massimo effetto sul quarzo, ma la sua intensità non supera mai il grado dell'estinzione in campi. La tessitura varia parallelamente alla struttura, nel senso che i tipi poveri di mica possiedono una scistosità di cristallizzazione debole, mentre i tipi ricchi di cordoncini micacei presentano una tessitura più intensamente scistosa, da ondulata a pieghettata. In quest'ultimo tipo è caratteristica l'alternanza dell'ordine del mm di straterelli quarzitici puri con lettini micacei. L'orientazione delle miche è ottima: esse sono sempre allineate con (001) parallelo alla scistosità. Sull'orientazione della muscovite e del quarzo cfr. p. 206).

2. Quarzite a muscovite e feldspato potassico

Essa presenta le stesse caratteristiche macroscopiche e di giacitura come il tipo precedente, da cui differisce localmente per un leggero contenuto di calcite che si manifesta nella corrosione buche-

rellata e soprattutto per il contenuto variabile di feldspato potassico, di dimensioni microscopiche. Lo studio al microscopio di 18 sezioni sottili rivela la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	quarzo (57–90%vol.), feldspato potassico (1–20), muscovite (4–20)
Comp. sub.:	epidoto (0–4), ortite (0–1), biotite (0–4), clorite (0–1), calcite (0–1)
Comp. acc.:	minerali metalliferi (0–3), apatite (0–1), zircone (0–1), rutilo (0–2), tormalina nera (0–1)

Descrizione dei componenti

Questa varietà delle quarziti di base si differenzia da quella precedente unicamente nella presenza di feldspato potassico e di calcite, mentre l'abito degli altri componenti, comuni alle due varietà, rimane invariato. Nuovi sono i seguenti caratteri:

Feldspato potassico. Esso si presenta sempre con abito ameboide xenoblastico, con grana che varia da fine-piccola a piccola-media: nel primo caso esso assume forme analoghe a quelle del quarzo, vale a dire si presenta in grani più o meno isometrici o debolmente elongati nella scistosità, con i margini paralleli alla scistosità volentieri delimitati dalla muscovite e quindi piani, con i margini a contatto del quarzo invece lobati, sinuosi; nel secondo caso i fenocristalli si presentano invece con forme lenticolari affusolate con l'asse maggiore parallelo alla scistosità e coi margini spesso delimitati da cordoncini muscovitici. Esso mostra estinzione da uniforme a ondulata, nei casi estremi in campi irregolari, chiara sfaldatura ed è spesso torbido al nucleo per le numerose inclusioni di bollicine di gas o liquido, volentieri ordinate in cordoncini paralleli o di sghembo rispetto alla scistosità, mentre è invece limpido ai margini. Esso ha frequentemente una struttura cribrosa per la grande quantità di inclusi piccolissimi di: quarzo guttiforme, sericite, minerali metalliferi, rutilo, raramente epidoto. Il graticcio del microclino, la miscela pertitica o fenomeni di albitizzazione mancano completamente. L'angolo assiale varia tra −54 e −76°, con un massimo attorno a −68/−70° (determinazione al tavolino universale): si tratta cioè di un termine al limite tra ortoclasio e microclino (KERR 1959, p.263).

Calcite. Con sviluppo a grana fine-piccola, in grani estremamente ameboidi, intergranulari tra quarzo e miche, che ne determinano la forma. Solo eccezionalmente essa presenta la sfaldatura romboedrica e la geminazione lamellare.

Struttura e tessitura

La quarzite a muscovite e a feldspato potassico possiede caratteristiche strutturali leggermente diverse di quelle della quarzite a muscovite: queste differenze sono determinate dal contenuto di feldspato potassico e sono tanto più marcate, quanto più la grana di quest'ultimo è maggiore; infatti in questo caso la struttura è granoblastica con grana chiaramente eterogenea; i fenocristalli di ortoclasio (a grana piccola-media) spiccano nella massa quarzitica (a grana fine-piccola) determinando così una tessitura lenticolare, marcata ulteriormente dai cordoncini muscovitici che inglobano l'ortoclasio. Quando invece la grana dell'ortoclasio è analoga a quella del quarzo, la struttura è granoblastica con implicazione dei grani di intensità da debole a intensa, con costrutto a selciato. L'ortoclasio si trova indifferentemente nella massa quarzitica o incluso nei cordoncini micacei, in grani isolati o raggruppati in grumi o lenticelle. La tessitura è scistosa di cristallizzazione, con aumento di intensità proporzionale alla partecipazione quantitativa delle miche: queste tendono nel caso estremo a raggrupparsi in straterelli continui alternanti con gli straterelli quarzitici.

3. Quarzite a muscovite contenente calcite e con struttura spugnosa

La caratteristica macroscopica saliente, e che la differenzia dalle altre quarziti, è la struttura bucherellata, «spugnosa», in superficie, che manifesta la dissoluzione del contenuto carbonatico sotto l'influsso dell'alterazione superficiale. Gli altri caratteri macroscopici sono identici a quelli degli altri tipi, salvo accenni locali a strutture conglomeratiche. La descrizione si limita al tipo normale: i tipi conglomeratici vengono descritti in un altro capitolo. Dallo studio di sei sezioni sottili risulta la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	quarzo (55–90%vol.), muscovite (3–25)
Comp. sub.:	calcite (1–10), biotite (3–20), clorite (1–12), epidoto (0–1), feldspato potassico (0–1)

Comp. acc.: minerali metalliferi (0–2), tormalina nera (0–1), rutilo (0–1), zircone (0–1), apatite (0–1)

Descrizione dei componenti

Rispetto ai tipi precedenti nuovo risulta:

Calcite. Per effetto dell'alterazione superficiale la calcite è quasi sempre disciolta dalla roccia, per cui i valori indicati della partecipazione volumetrica sono probabilmente minori alla realtà. Nella sezione sottile essa presenta la superficie torbida caratteristica: l'abito dei grani è estremamente xenoblastico, ameboide, con forme adattate agli interstizi del tessuto granoblastico-lepidoblastico del quarzo e delle miche, che dimostrano il carattere prettamente riempitivo del carbonato. La grana varia da fine a media. La sfaldatura romboedrica e la geminazione lamellare si manifestano unicamente nei grani più grossi e possono essere piane o ondulate. In un caso eccezionale, inclusa nel quarzo, essa ha grana finissima e forma di dischetti esagonali. Essa è generalmente priva di inclusioni: solo localmente ingloba parzialmente lamine di muscovite.

Clorite. Rispetto alle rocce precedenti è da notare la presenza locale di un termine con carattere ottico negativo e birifrangenza bassissima, con colore d'interferenza violetto anomale: questi caratteri coincidono con quelli della *proclorite ferrifera* (TRÖGER 1959, p.91).

Struttura e tessitura

La presenza di calcite più o meno importante quantitativamente si manifesta con evidenza nelle caratteristiche strutturali della roccia: macroscopicamente, come si è detto sopra, con la struttura bucherellata fino spugnosa. Al microscopio la struttura appare dominata dall'aggregato granoblastico del quarzo e della calcite, a grana fine-piccola, localmente eterogenea. La calcite si trova dispersa nella massa quarzitica senza concentrazioni particolari, di solito in grani isolati intensamente addentellati con quelli di quarzo a causa del loro abito estremamente ameboide. Se la calcite diventa più abbondante tende a formare aggregati continui a reticolo, racchiudendo uno o più grani di quarzo. La tessitura risulta scistosa di cristallizzazione, di intensità variabile, determinata dal grado di elongazione del quarzo, della calcite e dagli allineamenti delle miche. Localmente essa ha carattere lenticolare, determinato dall'andamento ondulato delle striscie micacee racchiudenti aggregati di quarzo e calcite.

4. Alternanza di quarziti di vari tipi o con rocce carbonatiche

I vari tipi di quarzite descritti sono generalmente in banchi omogenei: localmente però essi possono alternarsi rapidamente fra di loro oppure con rocce carbonatiche.

Il caso più diffuso è quello dell'alternanza di quarzite ($\pm$ feldspato potassico) con dolomia a flogopite; gli straterelli hanno uno spessore di alcuni cm. Di regola la roccia madre è la dolomia a flogopite, che racchiude gli straterelli quarzitici ad andamento lenticolare. Si tratta infatti di un fenomeno che si osserva unicamente in relazione a ripiegamento e laminazione tettonica particolarmente intensi. Questo caso viene descritto sotto le dolomie a flogopite.

Un secondo caso è quello dell'alternanza di straterelli di quarzite a muscovite con altri di quarzite a muscovite e contenente calcite: i singoli strati omogenei e paralleli hanno potenze tra il cm e il dm (profilo ai Nedi, strato n° 5).

5. Grumi di attinolite al contatto con dolomia a flogopite

Grumi di attinolite affiorano al Passo Campolungo (profilo 22, strato n° 18), al contatto tra la quarzite e la dolomia a flogopite o completamente inclusi nella quarzite. Essi hanno forme irregolari tendenti a lenti (cfr. fig. 39) e sono allungati nella scistosità. Le loro dimensioni variano tra 10 e 20 cm di lunghezza. Sono praticamente monomineralici, formati da attinolite verde smeraldo, a lucentezza vitrea. L'attinolite, con abito aciculare-fibroso, è disposta in un aggregato compattissimo e intrecciato di fasci raggiati. Il contatto verso la quarzite è netto, verso la dolomia a flogopite è marcato da una banda di dolomia di 1 cm di spessore, giallo bruna e a grana fine, frammista a calcite.

Lo studio della sezione sottile, tagliata nella zona di contatto con la dolomia a flogopite, rivela la seguente:

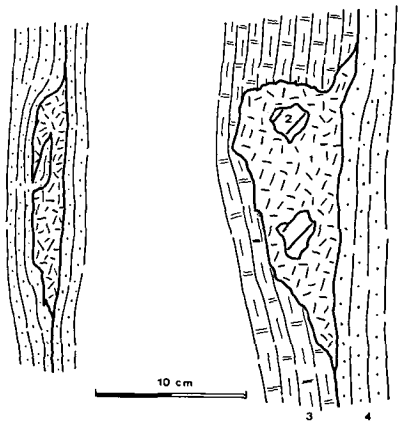


Fig. 39: Grumi di attinolite nella quarzite o al contatto con dolomia a flogopite.

1 = aggregato attinolitico
2 = noduli di calcite
3 = dolomia a flogopite
4 = quarzite a muscovite

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	attinolite (54%vol.), dolomite (15), calcite (15)
Comp. sub.:	quarzo (6), plagioclasio (4), clorite (2), talco (1), epidoto, flogopite, muscovite (assieme 1)
Comp. acc.:	minerali metalliferi (3), rutilo (1), titanite, apatite, zircone (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Attinolite. Essa è sviluppata in abito aciculare idioblastico, con aghi lunghi fino a 3–4 cm; è debolmente colorata di verde chiaro con pleocroismo poco marcato da verde chiaro azzurrognolo a verde pallidissimo. L'estinzione *z'/c* varia tra 11 e 14° e indica un termine relativamente ricco di ferro. La sfaldatura è sviluppata ottimamente nei due sistemi incrociati di (110). Include aggregati ameboidi di calcite, che tendono ad allinearsi secondo l'asse *c*, oltre a lamine di talco, di clorite e a granelli di apatite e rutilo.

Dolomite. Essa si presenta in grani isometrici a margini poligonali a grana fine, raramente con la sfaldatura romboedrica e la geminazione lamellare. Si trova unicamente ai margini dei grumi attinolitici.

Calcite. Essa si presenta sotto vari aspetti: in grani finissimi estremamente ameboidi, che tendono a formare un reticolo tra i grani di dolomite; in grani più o meno isometrici che formano una corona di separazione tra la dolomia a flogopite e i grumi attinolitici: in ambedue i casi si presenta torbida, di colore bruno sporco, per la presenza di pellicole intergranulari di limonite: nel terzo caso essa è limpida e mostra forme irregolari, estremamente xenoblastiche, ottima sfaldatura e localmente la geminazione lamellare, ambedue piane. A grana piccola-media. Sotto questa forma si trova unicamente all'interno dell'intreccio attinolitico.

Quarzo. Esso è limpido, senza inclusioni, con estinzione ondulata. Per via del suo carattere essenzialmente riempitivo tra gli interstizi dell'aggregato attinolitico, esso assume forme poligonali irregolari.

Plagioclasio. Ha gli stessi caratteri morfologici del quarzo. È povero di inclusi: calcite guttiforme, squame di sericite e granelli minuti di epidoto. Presenta la geminazione lamellare secondo la legge dell'albite. La determinazione al tavolino universale indica la seguente composizione: 50% An.

Clorite. In laminette esili, piane, di colore verde pallidissimo, carattere ottico positivo e birifrangenza bassissima; questi caratteri coincidono con quelli della *pennina.* Essa è agglomerata in più lamine disposte a ventaglio, a contatto con l'attinolite.

Talco. Laminette piane con (001) in parallelo all'asse *c* dell'attinolite. Sempre incluso in questa.

Clinozoisite. Rari grani da ovoidali a ameboidi inclusi nel plagioclasio e nell'attinolite.

Flogopite. Foglietti tozzi a grana fine-piccola, con la faccia (001) idiomorfa, quelle perpendicolari debolmente frangiate. Spiccato pleocroismo da bruno miele a giallo pallido. Lamine singole nella matrice dolomitica.

Muscovite. Rare squamette a grana fine, nella matrice dolomitica o nella corona calcitica.

Minerali metalliferi. Si tratta di grossi grani xenoblastici inclusi nell'intreccio attinolitico di limonite rossa e translucida racchiudente nuclei intatti di pirite.

Rutilo. Granelli giallo miele in parte ovoidali, in parte con alcune facce idiomorfe. A grana finissima.

Titanite. Molto rara, essa è idioblastica con abito colonnare ed è inclusa parzialmente da pirite limonitizzata e da quarzo.

Apatite. Grani piccoli idioblastici o debolmente «corrosi» dalla calcite. Spesso è inclusa nell'attinolite.

Zircone. Granelli minuti, limpidi, con abito prismatico idiomorfo. Inclusi nell'attinolite.

Struttura e tessitura

Il quadro strutturale varia col costrutto zonato distinto in tre settori mineralogici con passaggi subitanei:

- la matrice di dolomia a flogopite,
- la corona separatrice di calcite,
- i grumi di attinolite.

La matrice di dolomia a flogopite presenta una struttura granoblastica a selciato, determinata dall'abito isometrico della dolomite. In presenza di calcite essa tende a diventare reticolare: la calcite tende infatti a raggrupparsi in un reticolo sottilissimo che racchiude singoli grani di dolomite. La grana è omogenea, fine. L'isometria dei carbonati e la minima quantità di minerali micacei determinano una tessitura pressocchè massiccia.

La corona calcitica, spessa 0,3 mm, ha struttura granoblastica a grana eterogenea, da fine a piccola, e intensa implicazione dei grani tra di loro e con l'attinolite del contatto. La tessitura è massiccia.

Nei grumi attinolitici l'assetto strutturale è dominato dall'abito colonnare-aciculare dell'attinolite e dall'intreccio disordinato dei singoli cristalli che si tagliano e compenetrano a vicenda: ne consegue una struttura nematoblastica a grana eterogenea (piccola-grossolana) lasciando vuoti piccoli spazi poliedrici e irregolari: essa simula grossolanamente la struttura intersertale di alcune rocce eruttive. Gli altri minerali: calcite, quarzo, plagioclasio e in parte anche gli accessori, occupano appunto questi interstizi. Anche in questo settore la tessitura è perfettamente massiccia.

La presenza della corona di calcite a separazione tra la dolomia a flogopite e i grumi attinolitici è d'importanza fondamentale per l'interpretazione genetica di questi e ricalca esattamente la fenomenologia della dolomia a grammatite.

DISCUSSIONE

La *quarzite a muscovite* rappresenta la varietà di gran lunga più importante. Sulla base della sua composizione mineralogica, dominata dal quarzo e dalla muscovite, si deduce che in origine doveva essere un'arenaria comune con straterelli intercalati di argilla.

La *quarzite a muscovite e feldspato potassico,* abbastanza comune, è caratterizzata dalla presenza del feldspato potassico, la cui origine è senz'altro detritica (cfr. le rocce analoghe descritte da EGLI 1966, pp. 89 sgg.); è difficile affermare con sicurezza se esso sia stato ricristallizzato durante la metamorfosi alpina: comunque il fatto che esso sia spesso intensamente compenetrato col quarzo, che sia fresco e limpido, raramente sericitizzato, rende probabile che la rielaborazione metamorfica sia stata completa. È da notare che nel cristallino antico del letto non esistono gneiss a feldspato potassico di sicura genesi magmatica prealpina fino al Pizzo Ganna. Quindi è escluso che esso provenga dalla disgregazione del proprio substrato: esso risulta quindi da una roccia detritica in cui le componenti feldspatiche subirono un trasporto importante.

La *quarzite a muscovite, contenente calcite* in origine doveva essere presumibilmente un'arenaria (o silt) con cemento calcitico.

L'*alternanza di quarziti di vari tipi* nel suo stato attuale rispecchia quella corrispondente nel sedimento originario, forse falsata nelle potenze, ridotte dai processi tettonici.

I *grumi di attinolite* derivano dalla seguente reazione tra il quarzo della quarzite e la dolomite ferrifera della dolomia a flogopite:

$$(1)\quad \underset{\text{quarzo}}{8\,SiO_2} + \underset{\text{dolomite con ferro}}{5\,CaMg(CO_3)_2 + FeCO_3} + H_2O \rightleftharpoons \underset{\text{attinolite}}{(OH)_2Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{24}} + \underset{\text{calcite}}{3\,CaCO_3} + 8\,CO_2$$

Si tratta della stessa reazione, salvo la presenza del Fe, che porta alla formazione della grammatite (cfr. p.143).

L'età delle quarziti è solo parzialmente sicura: nei casi 1, 2, 5 parzialmente 4, si tratta di rocce appartenenti al Trias inferiore (livello Scitico), mentre nel caso 3, varietà spesso associata alle quarziti conglomeratiche, l'età è incerta: esse potrebbero essere più antiche e appartenere al Permiano.

Le condizioni di metamorfosi subite durante l'orogenesi alpina sono difficili da stabilire in modo particolareggiato, vista la mancanza di minerali tipomorfi quali componenti principali: la presenza dell'attinolite indicherebbe trattarsi della facies metamorfica degli scisti verdi (nel senso di WINKLER 1965); la presenza sporadica di vesuvianite non offre indicazioni più precise; infatti questo minerale, un tempo considerato tipomorfo per la metamorfosi di contatto a temperatura elevata, è stato ora degradato a «Durchläufer» nella metamorfosi regionale (WINKLER, pp. 84 sgg.). D'altra parte la composizione del plagioclasio, relativamente basico (32–42% An) e non in paragenesi con calcite, contrasta con la presenza di epidoto e attinolite: il problema viene discusso nelle considerazioni generali.

B. Le dolomie a flogopite

Il primo gruppo importante di rocce carbonatiche triassiche è quello delle dolomie a flogopite. Come si discuterà nel capitolo sulla «stratigrafia» della formazione triassica, la dolomia a flogopite affiora in due orizzonti differenti: il primo, inferiore, segue immediatamente la quarzite del Trias inferiore, mentre il secondo, superiore, precede immediatamente il gruppo delle cariate. I due banchi vengono trattati assieme siccome non presentano differenze. Il rappresentante più importante e diffuso di questo gruppo è la:

6. dolomia giallastra a flogopite, che affiora sia nella Zona triassica del Campolungo che nelle altre Zone. Accanto a questo tipo principale ne esistono altri di minore importanza quantitativa, i seguenti:
7. dolomia grigia a flogopite,
8. dolomia a flogopite e rosette di grammatite,
9. lenti carbonatiche con flogopite biotitica e attinolite,
10. scisto carbonatico ricco di flogopite,
11. alternanza di dolomia a flogopite e cariata,
12. alternanza di dolomia a flogopite con quarzite o gneiss quarzitico,
13. dolomia giallastra contenente flogopite, a reticolo calcitico,
14. dolomia gialla a biotite e contenente epidoto e distene; l'ultimo tipo è alquanto particolare: il chimismo si avvicina a quello della dolomia a flogopite, ma contiene biotite.

6. Dolomia giallastra a flogopite

Questa denominazione comprende le dolomie con un contenuto di flogopite in media attorno a 10–15% e con limiti estremi di 5, rispettivamente di 30%. Con l'aumentare della componente flogopitica diminuisce ovviamente quella carbonatica, per cui le rocce con più del 30% di flogopite sono state raggruppate nel tipo n° 10, gli scisti carbonatici ricchi di flogopite. Se invece la flogopite non raggiunge il 5%, essa non influisce più sulle caratteristiche essenziali della roccia: in questo caso abbiamo tipi particolari (cfr. i prossimi due gruppi litologici).

La dolomia a flogopite si riconosce subito sul terreno per le sue caratteristiche macroscopiche ben distinte da quelle delle altre dolomie: essa ha infatti una superficie d'alterazione di colore bruno o grigio; offre inoltre maggior resistenza all'alterazione che le altre dolomie, per cui spicca in forma di speroni salienti, molto ben visibili ad es. sul fianco sud del Passo Cadonighino. La superficie fresca è di colore giallo bruniccio, macchiettata di bianco dalla calcite e percorsa da esili lettini bruno ambra di flogopite, essa pure messa leggermente in rilievo dall'alterazione. La flogopite si allinea per lo più in lettini paralleli che conferiscono alla roccia un carattere zonato, determinandone la tessitura planare con scistosità da media a intensa, molto regolare, e lo spacco in lastre di spessore variabile tra il cm e il dm. La tessitura localmente è ondulata o pieghettata.

Dallo studio di 52 sezioni sottili si ricava la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (30–87), calcite (2–30), flogopite (5–30)
Comp. sub.:	muscovite e sericite (0–10), quarzo (0–25), plagioclasio (0–7), feldspato potassico (0–3), grammatite (0–1), clorite (0–1), vermiculite (0–1), grafite (0–1), epidoto (0–1)

Comp. acc.: minerali metalliferi (0–3), rutilo (0–1), titanite (0–1), apatite (0–1), zircone (0–1), tormalina bruna (0–2)

Descrizione dei componenti

Dolomite. Si presenta solitamente in due generazioni, delle quali la prima, più importante quantitativamente, possiede abito isometrico o più o meno intensamente elongato nel senso della scistosità, con margini piani, come la sfaldatura romboedrica e la geminazione lamellare, più rara: questa generazione forma la pasta fondamentale, a grana finissima-fine. La seconda generazione ha grana decisamente maggiore, media o grossolana, e si presenta sotto forma di romboedri limpidi, con sfaldatura e geminazione lamellare piane, che formano aggregati lenticolari insieme al quarzo, concordanti, per lo più al margine dei lettini flogopitici.

Calcite. Ha grana piccola e abito estremamente ameboide. Nella sezione la superficie appare torbida per la ricchezza di inclusi microlitici indeterminabili. Presenta la geminazione lamellare, più raramente la sfaldatura romboedrica, ambedue sempre piane. Include quarzo e flogopite. È concentrata in una corona simmetrica ad ambo i lati dei cordoncini flogopitici, esattamente come nel caso della grammatite. Localmente compenetra parzialmente la flogopite, mentre nel caso inverso si propaga nella matrice dolomitica lungo esili filoncelli discordanti.

Flogopite. A grana variabile, di regola fine, localmente piccola, raggiunge raramente le dimensioni di porfiroblasto. Si presenta in lamine tozze o allungate nella scistosità, con la sola faccia (001) idiomorfa, mentre le altre sono sbrindellate o lobate dalla calcite o parzialmente dalla dolomite. È spesso ricca di inclusi: calcite, raramente dolomite, quarzo, tormalina, pirite, sericite, rutilo, apatite, parzialmente plagioclasio. Presenta un pleocroismo marcato, da giallo miele a incolore fino giallo pallido, estinzione contemporanea, raramente ondulata, con $z/a = 2°$. Solitamente uniassiale, in alcuni casi è leggermente biassiale. In alcune sezioni il pleocroismo manca completamente, per cui riesce difficile la distinzione dalla muscovite. Accanto a questo abito comune, la si trova localmente sviluppata in aggregati finemente lepideici, che formano lettini continui.

Muscovite e *sericite.* La muscovite si presenta sotto due forme: in laminette singole, a grana fine, nella pasta dolomitica e in foglietti lunghi e esili raggruppati in fasci lenticolari completamente racchiusi dai cordoncini flogopitici. In ambedue i casi essa è incolore, con la faccia (001) idiomorfa, l'estinzione uniforme e priva di inclusi. Quale sericite la si trova inclusa in flogopite e ai margini dei fasci muscovitici, al contatto con la flogopite, in straterelli squamosi.

Quarzo. Con grana da fine a media. Si trova quasi esclusivamente concentrato in lettini o lenti molto allungate nel piano di scistosità, circondate dai lettini flogopitico–calcitici, spesso accompagnato da dolomite. I singoli grani hanno abito da isometrico a molto irregolare, con implicazione intergranulare da debole a intensa. Gli inclusi sono assai rari e si limitano a muscovite, calcite, rutilo. L'estinzione è solitamente a campi orientati secondo piani perpendicolari alla scistosità. Localmente in grani isolati all'interno dei cordoncini flogopitici, con morfologia totalmente xenomorfa, dettata dall'intreccio delle lamine di flogopite.

Plagioclasio. Grana piccola. Possiede abito sempre intensamente xenoblastico e localmente cribroso per le inclusioni di flogopite, muscovite, sericite, apatite, pirite, rutilo, tormalina, calcite, quarzo e dolomite, cioè in pratica tutti gli altri minerali. Limpido, con estinzione uniforme, di regola con geminati lamellari secondo le leggi dell'albite o del periclino. È sempre notevolmente basico, con composizione di regola attorno a 70–90% An, che però eccezionalmente può arrivare fino a 30% An, rispettivamente 100% An; va però notato che nell'ambito di una sezione sottile i valori sono sempre omogenei e perciò la grande variazione indicata si esplica regionalmente (a questo proposito cfr. le considerazioni generali sulla metamorfosi, a pp. 199 sgg.). Una variante è rappresentata da uno sviluppo locale a grana finissima-fine, in squame intrecciate con la flogopite.

Feldspato potassico. Sotto forma di fenocristalli della grana variabile da piccola a media, con abito xenoblastico, ameboide-lobato, elongati nel piano di scistosità, ricchi di inclusi guttiformi di dolomite e quarzo, di laminette di sericite e di rutilo, che gli conferiscono una struttura cribrosa. È di regola limpido, raramente sericitizzato debolmente, e possiede estinzione uniforme o a campi. Non presenta mai il graticcio del microclino e in un solo caso rivela la miscela pertitica. L'angolo assiale (misurato al tavolino universale) varia da −42 a −62°, con massimo attorno a 58–60°, si tratta cioè principalmente di *microclino,* secondo dati di Kerr (1959, p. 263). Esso si trova normalmente in grani isolati nella massa dolomitica, solo localmente ai margini dei cordoncini flogopitico–calcitici.

Grammatite. Solo eccezionalmente essa è aciculare, ricca di inclusi di dolomite e calcite, che la rendono alquanto cribrosa. In aggregati raggiati all'interno dei cordoncini flogopitici.

Clorite. Localmente la flogopite è trasformata parzialmente in clorite: il processo di trasformazione è incompleto, per cui i foglietti di flogopite mostrano un costrutto lamellare parallelo a (001), con alternanza di lamelle di flogopite e di clorite aventi la stessa orientazione. Si tratta di una clorite incolore, con birifrangenza molto bassa, carattere ottico positivo, praticamente uniassiale: caratteri che corrispondono a quelli della *pennina.*

Vermiculite. Alla Cascata della Piumogna (camp. n° 709) la flogopite è invece trasformata in vermiculite: questa trasformazione si limita ai margini delle lenti idrotermali di quarzo. Questo minerale, tipico per le cariate, viene discusso a p. 168.

Grafite. Si è trovata solo al Pian dei Sautri (camp. n° 609) e si limita a minuscole inclusioni nei resti fossili racchiusi in quella dolomia a flogopite. La quantità irrilevante ovviamente non influisce sul colore della matrice dolomitica.

Epidoto. Riscontrato nello stesso campione contenente vermiculite: il minerale è subidiomorfo e completamente incluso in plagioclasio notevolmente basico (70% An), per cui è sicuramente da considerare un relitto «corazzato» non in equilibrio col minerale ospite. La birifrangenza bassa (colori d'int. grigi di I ordine) e la geminazione lamellare ne rendono la diagnosi sicura.

Minerali metalliferi. Per la stragrande maggioranza si tratta di *pirite* e *limonite,* che si presentano col solito costrutto zonare: nucleo di pirite e mantello di limonite translucida rossastra. Non è raro uno sviluppo idiomorfo.

Rutilo. Esso si presenta in minuti cristalli aciculari idiomorfi di colore giallo miele, sporadicamente geminati a ginocchio o in granelli tondeggianti o ovoidali più grossi (in ambedue i casi al contatto o incluso in flogopite).

Titanite. Rari grani subidiomorfi o scheletrici, pure ai margini o inclusi nella flogopite, localmente inclusi nel rutilo.

Apatite. Essa è, insieme con la tormalina bruna, un accessorio caratteristico per questo tipo di roccia, ed è volentieri concentrata ai margini o inclusa nella flogopite, con sezioni esagonali, idioblastiche, incolori o con un pallidissimo tono verde, o nell'altro abito, più comune, ovoidale-lobato.

Zircone. Piccoli grani idiomorfi, limpidi, inclusi nella flogopite.

Tormalina bruna. Essa si presenta sempre nella varietà bruna (dravite), con i seguenti caratteri macroscopici: abito idioblastico, incolore o gialliccia e allora pleocroitica da giallo limone pallido a incolore. In alcuni casi, peraltro molto rari, essa possiede un piccolissimo nucleo verde. È generalmente ricchissima di inclusi guttiformi di dolomite, che nei casi estremi la riducono a uno scheletro dalla configurazione idiomorfa. La si ritrova spesso nei fasci flogopitici, al contatto della calcite con la flogopite.

Struttura e tessitura

La roccia è caratterizzata da una struttura eterogenea definita dall'alternanza di sottili straterelli, di dolomite (con muscovite e localmente flogopite in lamine singole) gli uni, di flogopite, plagioclasio e calcite gli altri. I primi hanno grana fine e mostrano un aggregato granoblastico privo di compenetrazione reciproca, vale a dire una struttura a selciato. I secondi hanno grana eterogenea, da fine a media, con struttura lepidoblastica-granoblastica: la flogopite localmente è alquanto cribrosa per i numerosi inclusi, oltre a essere più o meno intensamente lobata verso la calcite e il plagioclasio; la calcite è ameboide, mentre il plagioclasio simula un ruolo riempitivo tra l'intreccio talvolta irregolare della flogopite. Tipi particolari, con filoncelli o reticoli calcitici attorno ai grani di dolomite, sviluppano un tipo di struttura intermedia, che si avvicina a quello della cariata con forte componente dolomitica (cfr. p. 146). Nell'ambito dei cordoncini micacei le relazioni fra flogopite, calcite e plagioclasio risultano spesso alquanto complesse. Si può tuttavia stabilire una regola generale; la flogopite al centro, formante un intreccio apparentemente disordinato di lamine piane più o meno intensamente compenetrate con il plagioclasio, il quale ha abito elongato nel senso delle lamine micacee. Localmente la flogopite, specie se di dimensioni notevoli, è orientata obliquamente rispetto alla scistosità. Ai margini della paragenesi flogopite–plagioclasio si inserisce la corona simmetrica della calcite ameboide, che si ritrova pure compresa nella paragenesi flogopite–plagioclasio, con funzione riempitiva.

La tessitura è scistosa di cristallizzazione, con intensità da debole a media ed è generalmente rigidamente parallela, sebbene localmente possa essere ondulata o pieghettata. Con l'aumento dello spessore i lettini flogopitici assumono un carattere lenticolare, che si manifesta ancor più chiaramente nelle venule leucocratiche di dolomite e quarzo a grana grossolana. La dolomite può essere isometrica o alquanto elongata nel piano della scistosità. La flogopite solitamente è ben orientata con (001) subparallela al piano di scistosità; solo localmente appare disordinata: comunque i lettini sono sempre paralleli. L'alternanza regolare delle varie paragenesi mineralogiche si manifesta nel costrutto zonato della roccia, che nel caso ideale corrisponde allo schema seguente, simmetrico: lettini di dolomite, di calcite, di flogopite e plagioclasio, di calcite, di dolomite.

7. Dolomia grigia a flogopite

Si tratta di una roccia alquanto rara che si riscontra unicamente nella Zona triassica del Campolungo, soprattutto nei profili del Lambro e del Passo Campolungo (sud). La dolomia grigia a flogopite si distingue macroscopicamente dal tipo precedente unicamente nel colore cenerino della matrice dolomitica a grana finissima-fine; gli altri caratteri macroscopici sono identici. Dallo studio di nove sezioni sottili si ricava la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (45–80), calcite (5–20), flogopite (9–30)
Comp. sub.:	muscovite e sericite (3–4), quarzo (2–10), plagioclasio (0–1), feldspato potassico (0–3), clorite (0–1), epidoto (0–1)
Comp. acc.:	grafite (fino a 1), minerali metalliferi (0–3), rutilo (0–1), apatite (0–1), zircone (0–1), tormalina bruna (0–1)

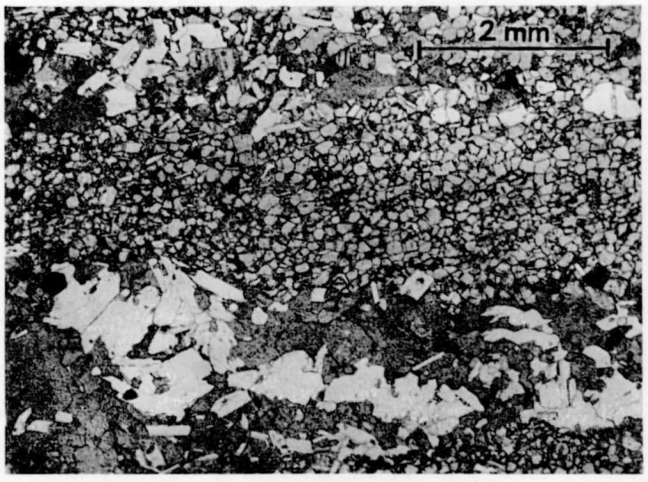


Fig. 40: Microfotografia di una dolomia a flogopite (profilo attraverso il Trias a Casanova, strato n° 6, campione 715): è ben visibile la struttura zonata e simmetrica, con cordoncini di flogopite attorniati da uno straterello di calcite a grana media (grani torbidi e scuri, colorati dall'ematossilina), che li separa dalla matrice di dolomia bianca a grana fine e cristalli isometrici-poligonali, limpidi. Luce naturale.

Descrizione dei componenti

Siccome le caratteristiche microscopiche dei componenti coincidono nelle grandi linee con quelle osservate nel tipo fondamentale, si omette senz'altro di ripeterle. Basterà notare alcune differenze rispetto a quello.

Grafite. Essa è responsabile del colore cenerino della roccia. In piccoli dischetti o laminette dell'ordine di grandezza del micron, si trova esclusivamente sparsa nella pasta fondamentale dolomitica, inter- o intragranulare. Nei cordoncini flogopitici essa manca completamente, mentre è concentrata particolarmente ai margini degli stessi, per cui si deve concludere che è stata respinta verso la pasta dolomitica durante la reazione di formazione della flogopite.

Feldspato potassico. Esso predomina nettamente sul plagioclasio: i fenocristalli ameboidi raggiungono 3 mm di diametro, sono intensamente cribrosi per la grande quantità di inclusi guttiformi di dolomite, calcite, sericite, quarzo, flogopite, pirite. L'angolo assiale è compreso tra -52 e $-56°$, valori che corrisponderebbero al passaggio ortoclasio–microclino (KERR 1959). Esso si trova in grani isolati nella pasta fondamentale dolomitica o ai margini dei lettini flogopitico–calcitici, mai in paragenesi con la flogopite.

Plagioclasio. Esso è sempre associato alla flogopite. L'unico esemplare determinabile ha la composizione molto basica di 90% An.

Epidoto. Rari grani subidioblastici, elongati o estremamente lobati dalla flogopite. I dati ottenuti al tavolino universale ($X/a = 54°$, $Z/c = 30°$) indicano che si tratta di *clinozoisite-β*.

Struttura e tessitura

Per le osservazioni di carattere strutturale si rimanda parimenti al tipo precedente. L'unica differenza è la grana minore della dolomite, finissima (0,06–0,1 mm), dovuta all'influsso della grafite. Spesso la flogopite è orientata con (001) molto obliqua rispetto alla scistosità. Localmente si osservano influssi cataclastici di una certa importanza che si manifestano nelle lamine di flogopite ondulate, con estinzione a ventaglio, oltre che nell'estinzione a campi del quarzo.

8. Dolomia a flogopite e rosette di grammatite

Essa rappresenta un tipo del tutto particolare e assai poco diffuso; affiora in tre regioni ben delimitate, evitando la parte centrale della Zone triassica del Campolungo, e cioè: nella zona A. Piota – Boschia Balcon e all'A. Pianascio (Zona triassica del Campolungo), alla Leiarozza (Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent), a Casanova e Cornone (Zona triassica di Rodi–Ogiòra). Essa si differenzia dal tipo comune per la presenza della grammatite accanto alla flogopite e presenta le seguenti caratteristiche macroscopiche: la massa di fondo è formata da dolomia più spesso giallastra, in alcuni casi grigia cenerina per la presenza di grafite, in cui si inseriscono i lettini bruni di flogopite e straterelli lenticolari formati da aggregati isolati di grammatite aciculare-fibrosa, bianca, in rosette subsferolitiche che raggiungono un diametro di 1 cm, con sviluppo sempre nel piano di scistosità. La tessitura è scistosa, con intensità da debole a intensa, localmente pieghettata.

Al microscopio (14 sezioni sottili) si ha la seguente:

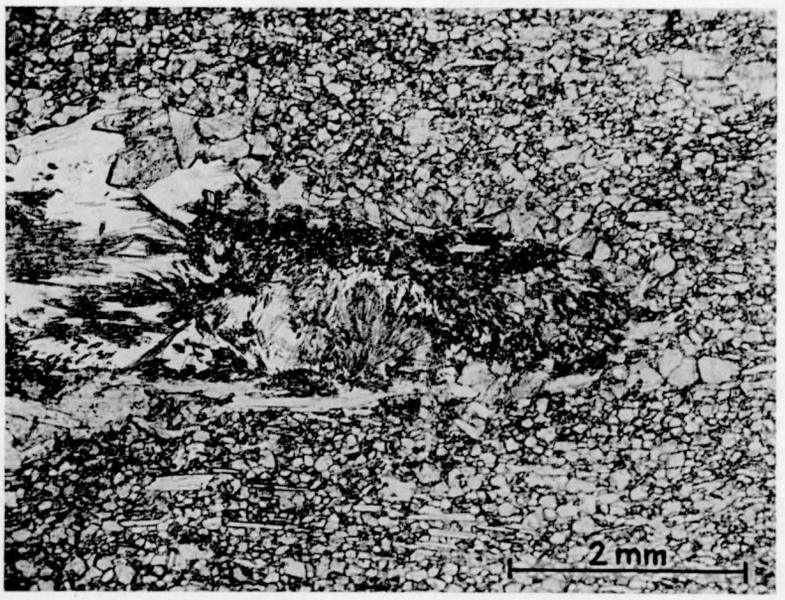


Fig. 41: Microfotografia di una dolomia cenerina a flogopite e rosette di grammatite (A. Pianascio, strato n° 30, camp. 507): i fasci subsferolitici di grammatite aciculare inclusa in grani ameboidali limpidi di quarzo, sono separati dalla matrice di dolomia a flogopite dalla caratteristica corona di calcite, oscura perchè colorata all'ematossilina. Luce naturale.

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (50–87), calcite (5–30), flogopite (3–25), grammatite (1–10)
Comp. sub.:	quarzo (0–6), muscovite e sericite (0–2), feldspato potassico (0–1), scapolite (0–1), plagioclasio (0–1), clorite (0–1), vermiculite (0–10), grafite (0–1)
Comp. acc.:	minerali metalliferi (0–1), rutilo (0–1), apatite (0–1), tormalina bruna (0–1)

Descrizione dei componenti

Anche per questo tipo di roccia si tralascia la descrizione dei componenti già trattati nella dolomia a flogopite. Nuovo si ha:

Grammatite. Essa è sempre incolore e possiede abito prismatico con enorme sviluppo dell'asse *c* (che raggiunge 4 mm, contro 0,01–0,02 mm di sezione!), del tipo asbestiforme come nella grammatite raggiata (cfr. p. 140). L'estinzione $Z'/c = 17–19°$, la sfaldatura facilissima secondo i due sistemi di (110), oltre a una fessurazione normale all'asse *c* ne confermano la diagnosi. Gli idioblasti sono spesso cribrosi o addirittura scheletrici a causa di numerosi inclusi di dolomite e calcite. Essa è sempre fresca, mai trasformata in talco. Si raggruppa di preferenza in fasci subsferolitici, con i cristalli aciculari che si dipartono da uno stesso centro per diramarsi radialmente, soprattutto nel senso della scistosità, spesso inclusi in quarzo ameboide limpidissimo. Gli aggregati di grammatite si trovano di preferenza inclusi all'interno dei cordoncini flogopitici: ai loro margini sta spesso la flogopite stessa e a volte le fibre di grammatite crescono a partire da un foglietto di flogopite molto frastagliato, mentre in altri casi la grammatite penetra a mo' di lancia nella flogopite. Localmente invece gli aggregati di grammatite sono allineati in straterelli monomineralici, accompagnati da una corona calcitica simmetrica, esattamente come nel caso della flogopite.

Plagioclasio. Rari granelli inclusi nei cordoni flogopitici. La composizione è di 75% An.

Scapolite. A grana piccola essa ha abito estremamente xenoblastico, con margini dettati dall'intreccio di flogopite e calcite, con le quali è sempre in paragenesi. Presenta facile sfaldatura e colori d'interferenza variegati di II ordine che indicano un termine mejonitico.

Struttura e tessitura

Le differenze rispetto al tipo comune risultano già da quanto si è detto per la grammatite. L'abito prismatico–aciculare–asbestiforme della grammatite aggiunge alla struttura della roccia una componente nemato-fibroblastica.

9. Lenti carbonatiche a flogopite biotitica e grammatite attinolitica

Esse affiorano sempre sotto forma di lenti alquanto stirate e di modesto spessore: la matrice di dolomia calcitica, a grana fine e alquanto compatta, è di colore giallo rosa e contiene straterelli continui o lenticolari di grammatite attinolitica, che ha colore verde chiaro e si presenta in aggregati raggiati appiattiti sulla superficie di scistosità e del diametro di 1–2 cm, e altri di flogopite biotitica bruno-verdognola. Gli aggregati di grammatite attinolitica sono particolarmente frequenti al contatto con la roccia quarzitica vicina o al margine di lenticelle di quarzo.

Affioramenti e posizione «stratigrafica»

Queste lenti carbonatiche di tipo molto particolare affiorano in pochissime località e sono limitate ai tre profili seguenti: Nedi (profilo n°1, strati 9 e 11), Boschia Balcon (profilo n°4, strati n[1] 2*b* e 4) e Valle Campo (profilo n°7*a*, strato n°2*a*), tutti a est del Lambro, cioè in una regione marginale della Zona triassica del Campolungo, dove mancano le dolomie del Trias medio e dove invece il «Permiano» conglomeratico è particolarmente potente. Il fatto che queste lenti carbonatiche affiorino proprio associate al Permiano quasi sicuramente non è dovuto a una coincidenza: infatti esse sono sempre racchiuse, sotto forma di lenti isolate o di strati continui, nelle quarziti e nei gneiss conglomeratici del Permiano o si trovano al contatto tra queste e la quarzite del Trias inferiore, salvo in un caso (Boschia Balcon, strato n°4), in cui sono laminate con la quarzite di base e marcano il passaggio alla cariata. Sulla loro attribuzione, del resto incerta, al Permiano, cfr. il capitolo sulla «stratigrafia» del Trias (pp. 169 sgg.).

Dallo studio di quattro sezioni sottili si ricava la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (20–60), calcite (15–35), flogopite biotitica (3–25), grammatite attinolitica (20–30)
Comp. sub.:	quarzo (0–10), clorite (0–2), talco (0–10), plagioclasio (0–1)
Comp. acc.:	minerali metalliferi (0–2), rutilo (0–1), apatite (0–1), zircone (0–1)

Descrizione dei componenti

Dolomite. Ha grana fine e abito da isometrico-poligonale a debolmente elongato nel piano della scistosità. Presenta spesso la sfaldatura romboedrica, più raramente la geminazione lamellare.

Calcite. Ha grana maggiore, da piccola a media, e si presenta in grossi grani ameboidi, con la sfaldatura e la geminazione lamellare, sempre piane. Spesso al contatto dei grani o lungo i piani di sfaldatura si inserisce un'esile pellicola di limonite amorfa, che conferisce al carbonato il colore rosa.

Flogopite biotitica. Essa presenta gli stessi caratteri morfologici come la flogopite della roccia tipo, salvo il pleocroismo molto più marcato, da bruno rossiccio a giallo brunastro, che indica un certo contenuto di Fe che sostituisce parzialmente il Mg. Si tratta quindi di un tipo intermedio tra flogopite e biotite. Lamine piccole.

Grammatite attinolitica. Essa presenta gli stessi caratteri morfologici della grammatite della roccia precedente: cristalli bacillari limpidi, con sviluppo pronunciato dell'asse *c*, grado d'idioblastia marcato, facile sfaldatura secondo (110), margini spesso lobati da calcite e dolomite. L'unica differenza risiede nel chimismo e si riflette nell'angolo di estinzione minore, con Z'/c variabile tra 11 e 16° e in un pleocroismo appena accennato, da grigio pallido a verde chiarissimo: si tratta cioè di un termine ferrifero della grammatite. Raggiunge 1 cm di lunghezza.

Quarzo. Esso forma lenticelle monomineraliche con grani intensamente addentellati, a grana piccola.

Clorite. In questa roccia sono presenti due varietà: quella più comune è una clorite debolmente pleocroitica (da verde chiaro a incolore), con birifrangenza bassissima (colori d'int. bruno grigi di I ord.), carattere ottico positivo: quindi una *proclorite magnesiaca* o una *pennina ferrifera*. Essa è pseudomorfa su flogopite e si presenta in foglietti a grana finissima. L'altra varietà, più rara, presenta un pleocroismo di altro tipo, da verde chiaro a bruno chiaro e carattere ottico negativo. Le squamette finissime si aggregano in sferoliti raggiati dai margini poligonali e del diametro massimo di 0,2 cm. Le caratteristiche ottiche indicano una *proclorite ferrifera*.

Talco. Localmente la grammatite attinolitica è trasformata in talco, in forma di foglietti con (001) parallela all'asse *c* dell'anfibolo.

Plagioclasio. In abito xenoblastico irregolare, a grana piccola, esso non mostra piani morfologici, per cui la determinazione della composizione è impossibile. I grani singoli sono sempre inclusi nei cordoncini flogopitici: a sua volta esso include squamette di flogopite.

Minerali metalliferi. L'unico minerale metallifero è la *limonite,* in grumi irregolari dispersi nella pasta carbonatica di fondo.

Rutilo. Idioblasti aciculari inclusi nella flogopite.

Apatite. Rari grani ovoidali-lobati, al margine o nei cordoncini flogopitici.

Zircone. Granelli colonnari idiomorfi inclusi nella flogopite.

Struttura e tessitura

Esse hanno uno sviluppo analogo al tipo precedente e sono caratterizzate dall'alternarsi delle varie paragenesi in lettini paralleli: i lettini di fondo dolomitici hanno struttura granoblastica senza implicazione intergranulare, a selciato, mentre i lettini flogopitici e quelli di grammatite attinolitica, ambedue avvolti da una corona calcitica simmetrica a struttura granoblastica a intensa implicazione ameboide, hanno struttura lepidoblastica (i primi), nematoblastica fino fibroblastica (i secondi). Di regola i lettini di grammatite attinolitica sono racchiusi da quelli più spessi di flogopite, solo raramente essi sono isolati nella pasta fondamentale dolomitica, da cui sono divisi dalla corona calcitica. La tessitura risulta essa pure determinata da questo alternarsi regolare di differenti paragenesi: essa è quindi zonata, con scistosità di cristallizzazione da debole a media, definita dalla relativa elongazione della dolomite, dalla perfette orientazione della flogopite biotitica (con la faccia [001] parallela a *s*): l'orientazione della grammatite attinolitica è più complessa: innanzitutto va notato che essa forma aggregati raggiati subsferolitici a forma lenticolare e adagiati nel piano di scistosità, all'interno dei quali risulta possibile ogni orientazione dei singoli cristalli a partire da un unico centro di cristallizzazione comune, con prevalenza però dello sviluppo di *c* parallelamente al piano di scistosità.

10. Scisto carbonatico ricco di flogopite

Questo tipo raggruppa le rocce carbonatiche molto ricche di flogopite (più del 30%): è logico che aumentando la percentuale di flogopite diminuisca quella della dolomite, per cui nei casi estremi, con il 50% di flogopite, la dolomia matrice si riduce ad esili lenticelle isolate. Si tratta esclusivamente di concentrazioni flogopitiche locali, raramente di banchi continui, di regola di lenti di qualche metro di lunghezza o addirittura di lenticelle isolate di pochi cm di estensione. Gli affioramenti più frequenti sono nella Zona triassica del Campolungo (profilo del Passo Campolungo, sud, profilo all'A. Pianascio) e nella Zona del P. Meda – Cta. Briolent (profilo della Leiarozza): le lenti sono spesso incluse in dolomia a flogopite del tipo normale, più raramente in dolomie bianche o grigie.

L'aspetto macroscopico è dominato dal notevole contenuto di flogopite, concentrata in lettini di 5–10 cm di spessore, bruni, punteggiati da plagioclasio grigio bluastro, lettini che possono essere piani o ondulati. La matrice dolomitica, bianca o grigia, ha sempre una giacitura lenticolare ed è separata dai lettini flogopitici da uno straterello di calcite bluastra. Localmente i lettini flogopitici includono grammatite bianca in rosette del diametro di 1–2 cm allineate in lenti o straterelli. Al microscopio (9 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (2–30), calcite (4–40), flogopite (30–50), plagioclasio (0–45)
Comp. sub.:	quarzo (0–30), feldspato potassico (0–15), muscovite e sericite (0–5), clorite (0–5), vermiculite (0–1), scapolite (0–4), grammatite (0–20), grafite (0–1)
Comp. acc.:	minerali metalliferi (0–3), apatite (0–1), titanite (0–1), rutilo (0–1), zircone (0–1), tormalina bruna (0–2)

Descrizione dei componenti

I componenti principali hanno caratteristiche quasi identiche a quelle nella roccia tipo, per cui si limita la descrizione alle variazioni particolari.

Flogopite. Localmente include grafite orientata in cordoncini elicitici che continuano la struttura esterna anche all'interno della mica. Di regola però la flogopite è limpida, priva di grafite, che in questo caso si trova arricchita ai margini dei cordoncini flogopitici.

Plagioclasio. Grossi xenoblasti (fino a 4 mm di diametro) a struttura intensamente cribrosa per via delle inclusioni di: calcite, flogopite, rutilo, tormalina, grafite, pirite. Fresco, limpido, con geminazione lamellare secondo la legge dell'albite e composizione molto basica, tra 70 e 100% An.

Clorite. Pseudomorfa secondo flogopite, in aggregati lepideici, localmente radiali. Caratteri ottici della *pennina.*

Vermiculite. Essa pure pseudomorfa su flogopite, in sottilissime lamelle con la faccia (001) parallela a quella della flogopite. Intenso pleocroismo da verde azzurro a incolore.

Scapolite. A grana piccola. Xenoblasti ameboidi ricchi di inclusi (rutilo, titanite, apatite, squame di flogopite, calcite, quarzo). La birifrangenza alquanto alta (colori d'int. vivaci di II ord., a chiazze) indica un termine ricco di mejonite. Essa tende a formare lettini continui all'interno dei cordoncini flogopitici, a contatto con il plagioclasio che ingloba parzialmente, continuandone le forme, per cui si ha l'impressione che essa si sia formata a partire da quest'ultimo.

Struttura e tessitura

Il costrutto della roccia è determinato dai due componenti principali, flogopite e plagioclasio: la flogopite, a grana da piccola a media è concentrata in lettini di notevole spessore paralleli a *s;* all'interno dei lettini essa però è disordinata, per cui forma un intreccio irregolare, con intensa compenetrazione reciproca delle lamine a contatto. Gli spazi intergranulari sono occupati essenzialmente dal plagioclasio, in fenocristalli cribrosi intensamente addentellati e lobati con la flogopite, dalla

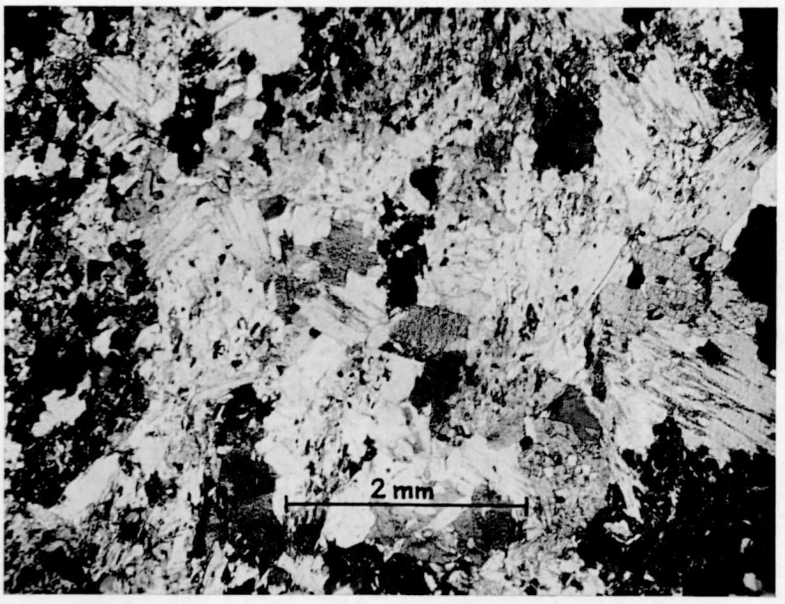


Fig. 42: Microfotografia di uno scisto carbonatico ricco di flogopite (Leiarozza, strato n° 16, camp. 1474): le lamine lobate di flogopite formano un intreccio irregolare con gli intergranulari occupati dai fenocristalli cribrosi e ameboidali di plagioclasio. Nicol incr.

calcite e dal quarzo, che si adattano alla morfologia dell'intreccio flogopitico–plagioclasico. La dolomite possiede grana finissima ed è limitata a lenti con struttura a selciato di grani isometrici dai margini poligonali. La tessitura è debolmente scistosa, lenticolare, con andamento piano, localmente ondulato o pieghettato. I carbonati sono per lo più isometrici fino a debolmente elongati in *s,* mentre la flogopite è disordinata, con molte lamine orientate addirittura perpendicolarmente al piano di scistosità, definito dall'alternanza delle varie paragenesi, esattamente come nel caso della dolomia a flogopite normale.

11. Alternanza di dolomia a flogopite con cariata

Il contatto tra il banco stratigraficamente superiore di dolomia a flogopite e la cariata, che la segue immediatamente, di solito è netto e repentino: tuttavia non mancano esempi di passaggi graduali, che si manifestano in un'alternanza di straterelli dei due tipi di roccia. L'unico esempio studiato al

microscopio è il camp. n°1402 (Valle Campo, profilo 7*b*, strato n°4), che tra l'altro si è rivelato fossilifero: esso contiene infatti piastre colonnari di crinoidi, già descritte (BIANCONI 1965). L'aspetto macroscopico tiene un po' dei due tipi: di colore giallo ocra, a grana fine-media, compatta, con scistosità parallela e superficie di scistosità coperta da flogopite e vermiculite.

Al microscopio si osserva quanto segue:

Composizione mineralogica

Comp. princ.: dolomite (59), calcite (33)
Comp. sub.: flogopite (5), quarzo (1), vermiculite (1)
Comp. acc.: pirite (0,5), rutilo (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Il tipo intermedio tra cariata e dolomia a flogopite si manifesta chiaramente al microscopio in un'alternanza di due paragenesi ben distinte.

a) Straterelli già tipicamente di *cariata,* con un reticolo di calcite con sfaldatura e geminati lamellari, a grana eterogenea (0,08–0,3 mm), che include dolomite in grani isolati a margini poligonali (0,15 mm), da isometrici a debolmente elongati nel senso della scistosità, o in aggregati lenticolari. Oltre alla dolomite include pure singole lamine di flogopite, di solito intensamente ondulata e parzialmente trasformata in vermiculite fibrosa, dal forte pleocroismo da verde azzurrognolo a verde chiaro. Include inoltre quarzo, con estinzione a campi, a margini poligonali o ovoidali, spesso spaccato in vari frammenti separati da calcite.

b) Straterelli di *dolomia a flogopite,* separati dagli straterelli di cariata da un contatto netto, interrotto solo da esili filoncelli discordanti di calcite, provenienti dalle zone di cariata e che tagliano quelle dolomitiche. La dolomia si presenta in grani isometrici o debolmente elongati nel senso della scistosità, con diametro tra 0,1 e 0,2 mm. La dolomia è accompagnata da foglioline isolate di flogopite.

Struttura e tessitura

La struttura è eterogenea, con variazione in funzione dei due domini paragenetici: nelle zone di cariata la calcite forma una struttura reticolare che include la dolomite, granulare. Nelle zone a dolomia la struttura è granoblastica, a selciato. La tessitura è scistosa di cristallizzazione, a lettini alternanti di cariata e di dolomia a flogopite. Gli influssi cataclastici sono di modeste proporzioni e si manifestano nell'ondulazione della flogopite e della vermiculite oltre naturalmente nell'estinzione a campi del quarzo.

12. Alternanza di dolomia a flogopite con quarzite o gneiss quarzitico

Il contatto tra la quarzite della base e il primo banco di dolomia a flogopite di regola è netto, come nel caso precedente, salvo alcuni casi particolari locali, in cui il passaggio è occupato da un'alternanza fitta di straterelli dei due tipi, dello spessore dell'ordine del mm–cm. L'affioramento più caratteristico è quello del Passo Campolungo (parte sud, contatto degli strati 20 e 21; cfr. figg. 28 e 43) dove la zona di

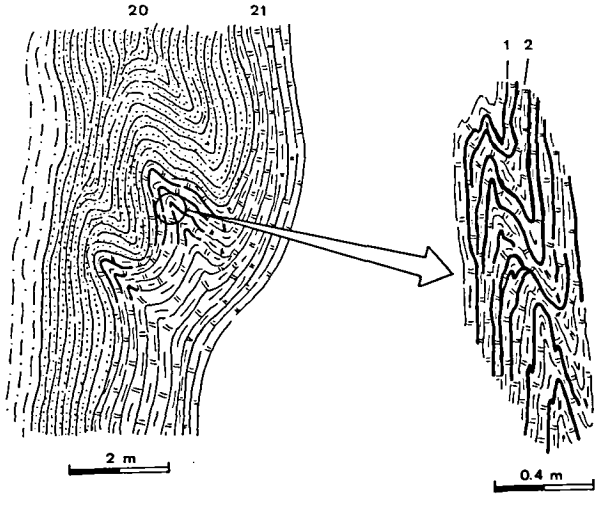


Fig. 43: Passo Campolungo (parte sud): alternanza di dolomia a flogopite (2) con quarzite (1) al contatto ripiegato degli strati 20 e 21.

passaggio alternato è potente 1 m e si limita alle convessità della dolomia a flogopite carreggiata dalla quarzite, ciò che indica la natura tettonica dell'alternanza (laminazione della quarzite nella dolomia a flogopite durante il ripiegamento tettonico).

Un altro caso, in cui la natura tettonica dell'alternanza è ancora più evidente, affiora alla Leiarozza (strato n°41, camp. n° 1478), dove un cuneo di dolomia a flogopite è a diretto contatto con gneiss quarzitici pretriassici: il passaggio tra le due rocce è caratterizzato da 5 cm di un'intensa alternanza.

L'aspetto macroscopico risulta una combinazione dei due tipi componenti la roccia, dove va notata l'alterazione selettiva che mette in rilievo gli straterelli quarzitici.

La composizione mineralogica presenta ovviamente un'estesa variazione determinata dal rapporto percentuale delle due rocce: tuttavia il quarzo non supera mai la metà della massa totale. Al microscopio (4 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	quarzo (35–55), dolomite (0–30), calcite (3–25), muscovite (4–30), flogopite (0–15)
Comp. sub.:	feldspato potassico (0–12), plagioclasio (0–3), epidoto (0–1), grafite (0–1)
Comp. acc.:	minerali metalliferi, apatite, rutilo, titanite, zircone (assieme al massimo 2)

Descrizione dei componenti

Al microscopio appare chiaramente la ripetizione degli straterelli dei due tipi alternanti: lettini di quarzite a muscovite (in parte a feldspato potassico), lettini di dolomia a flogopite, spesso lenticolari, con cordoncini a flogopite e plagioclasio, separati dalla massa di fondo dolomitica dalla corona di calcite. Localmente si inseriscono inoltre lenticelle di quarzo ialino a grana media con intenso addentellamento dei grani. Le caratteristiche microscopiche dei vari componenti coincidono con quelle già descritte nelle quarziti e nelle dolomia a flogopite, per cui se ne omette senz'altro la ripetizione. Basti notare il carattere basico del *Plagioclasio* (75–95% An) e l'angolo assiale del *Feldspato potassico* (*2V* da −50 a −70°), corrispondente al microclino.

Struttura e tessitura

Anche il costrutto della roccia non differisce da quello dei due tipi corrispondenti già descritti. I passaggi tra i vari straterelli sono netti, piani o ondulati, localmente con una debole compenetrazione reciproca: comunque, eventuali tracce della laminazione tettonica sono state cancellate completamente dalla ricristallizzazione alpina.

13. Dolomia giallastra contente flogopite, a reticolo calcitico

Questo tipo particolare di dolomia affiora esclusivamente nella Zona triassica di Rodi–Ogiòra ed è il più diffuso, accanto alle cariate e alla dolomia a flogopite: viceversa esso manca completamente al Campolungo. La roccia ha colore giallo ocra, grana da fine a media, è molto compatta e presenta una scistosità di intensità da debole a media, definita dalla poca flogopite. Già macroscopicamente si riconosce la calcite che forma o un sistema reticolare di sottili diaclasi bianche o uno di straterelli concordanti di colore arancione ed alterazione bucherellata, dall'aspetto delle cariate.

Dallo studio di 8 sezioni sottili si ricavano le caratteristiche microscopiche seguenti:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (55–87), calcite (6–35)
Comp. sub.:	flogopite (1–3), muscovite (1–2), quarzo (1–4), plagioclasio (0–1), feldspato potassico (0–1)
Comp. acc.:	minerali metalliferi (0–1), tormalina bruna (0–1), apatite (0–1), rutilo (0–1)

Descrizione dei componenti

Dolomite. Essa ha grana fine-piccola e abito variabile da isometrico con margini poligonali a elongato (2:1) in *s*. Dimostra facile sfaldatura e geminazione polisintetica, con uno o due sistemi visibili. I grani di dolomite sono spesso spaccati lungo i piani di sfaldatura, con i frammenti cementati da calcite che conservano l'estinzione contemporanea.

Calcite. La grana è molto variabile, da finissima a piccola e di conseguenza con morfologia irregolare: tuttavia prevalgono grani ameboidi con intensa implicazione intergranulare. La sfaldatura è rara, la geminazione lamellare manca.

Flogopite. Essa ha grana piccola e si presenta in lamine slanciate con la sola faccia (001) tendente all'idiomorfia. Il suo pleocroismo è appena percettibile. È quasi sempre ondulata, con un'estinzione a ventaglio.

Muscovite. Singole lamine piane o debolmente ondulate.

Quarzo. In grani dall'abito variabile da tondeggiante a debolmente ameboide o estremamente elongato (8:1) nella scistosità.

Plagioclasio. Esso pure in xenoblasti elongati nel piano di scistosità, con lamine di geminazione polisintetica (secondo la legge dell'albite) larghe: il piano di geminazione è parallelo alla scistosità. Localmente è frantumato e cementato da calcite. La composizione è costante: 30% An.

Feldspato potassico. Grani debolmente ameboidi elongati nel senso della scistosità, con superficie appena spolverata e inclusi vermiculari di albite (?). L'angolo assiale non è determinabile.

Minerali metalliferi. Predomina la *limonite*, in grumi irregolari tra i grani di calcite, determinandone il colore arancione. Rari relitti freschi di *pirite*, con sezioni esagonali.

Tormalina. Idioblasti colonnari con l'asse *c* parallelo alla scistosità, debole pleocroismo giallo, che indica un termine magnesiaco. Con rari inclusi guttiformi di dolomite. Anche la tormalina è spesso rotta, con frammenti cementati dalla calcite.

Apatite e *rutilo*. Solito abito.

Struttura e tessitura

La presenza di una notevole componente di calcite conferisce alla roccia una struttura che si avvicina a quella delle cariate dolomitiche: la calcite forma infatti un reticolo continuo, con maglie più o meno larghe e spessore variabile, che ingloba i singoli grani di dolomite; questa è granulare,

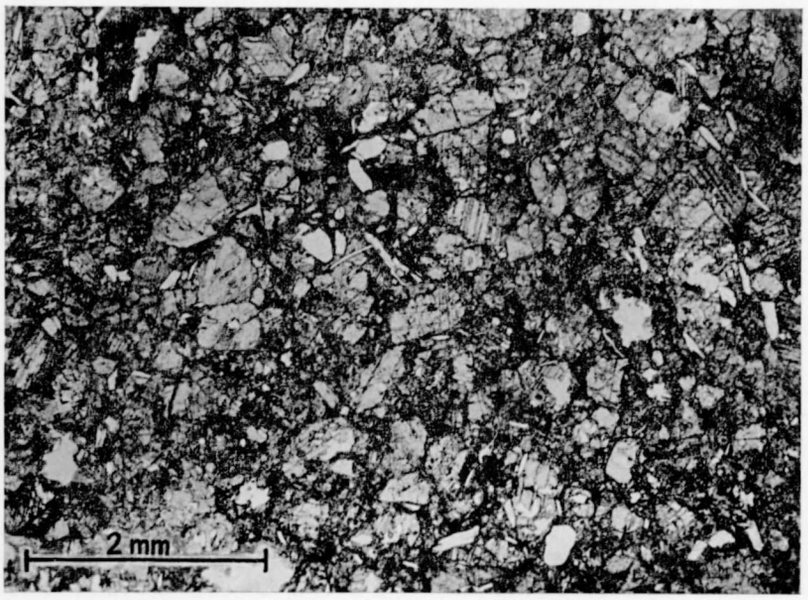


Fig. 44: Microfotografia di una dolomia giallastra contenente flogopite, a reticolo calcitico (cava di Cornone, camp. 740): i singoli grani di dolomite, limpidi e a grana piccola, e le laminette di flogopite, sono inglobati da un sottile reticolo di calcite a grana finissima, che appare oscura perchè colorata all'ematossilina. Luce naturale.

spesso frantumata e cementata dalla calcite. Localmente la calcite forma invece sottilissimi filoncelli discordanti, mentre altrove, quando dolomite e calcite sono ben distinte e concentrate, si hanno strutture pseudo-brecciate. Gli influssi meccanici sono intensi e si manifestano nell'ondulazione delle miche, nella frantumazione della dolomite, del quarzo, della tormalina e dei feldspati. La tessitura presenta una maggiore variazione, essenzialmente nella scistosità, che può essere quasi assente, quando i carbonati hanno abito isometrico, ma che di regola è di intensità media, con giacitura parallela, la flogopite ben orientata, carbonati, quarzo e feldspati molto elongati e pure ottimamente orientati nella scistosità. È in questo tipo di roccia che si osservano le figure di scollamento descritte negli affioramenti della cava di Cornone (cfr. pp. 38 sgg.).

14. Dolomia gialla a biotite, contenente epidoto e distene

Questo tipo alquanto particolare è rarissimo e affiora in un unico banco di 3 m di potenza racchiuso completamente nei Calcescisti al Rì Foch, a quota 1345 m: lo si è incluso nel gruppo delle dolomie a flogopite perchè ne ha le stesse caratteristiche, salvo la presenza di biotite, del resto flogopitica, al posto della flogopite. La roccia è una dolomia di colore giallo chiaro, a grana fine, ricca di straterelli di biotite nera che ricopre la superficie di scistosità: quest'ultima è di intensità media. Al microscopio (1 sezione sottile) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.: dolomite (60), calcite (5), biotite (25)
Comp. sub.: quarzo (5), epidoto (3), plagioclasio (1), distene (1)
Comp. acc.: minerali metalliferi, tormalina, apatite, rutilo (assieme meno di 1)

Descrizione dei componenti

Dolomite. A grana finissima-piccola, essa ha abito poligonale isometrico, solo localmente un po' elongato in *s*, e mostra la sfaldatura e la geminazione polisintetica.

Calcite. Essa ha grana piccola e abito più ameboide della dolomite, essa pure con sfaldatura e geminazione lamellare, piane.

Biotite. La sua grana raggiunge i 3 mm di lunghezza. Il pleocroismo intenso, da bruno rossiccio con tono verdognolo a bruno ambra, indica che si tratta senz'altro di biotite, di un tipo particolarmente magnesiaco (WENK et al. 1963), analogo a quello caratteristico dei Calcescisti. Ha forme molto lobate dalla dolomite, salvo la faccia (001) che mostra una certa tendenza all'idiomorfia, e struttura cribrosa dovuta agli inclusi di dolomite, quarzo, epidoto, tormalina, rutilo, minerali metalliferi e parzialmente plagioclasio e distene.

Quarzo. Esso possiede grana da fine a piccola, abito da ovoidale a ameboide, con estinzione in campi. In grani singoli ai margini dei lettini biotitici o aggregato in lenticelle nella dolomia.

Epidoto. A grana fine-piccola, con abito colonnare tozzo, raramente aciculare, pressocchè idiomorfo, ma con facce lobate dal quarzo, dalla biotite e dalla calcite. Localmente in agglomerati di vari grani ovoidali. Esso ha spesso costrutto zonato con un nucleo dall'assorbimento e dalla birifrangenza più alti che ai margini. Presenta sempre un debole pleocroismo giallo chiaro, indicante il termine ferrifero, la *pistacite.*

Plagioclasio. Esso ha sempre grana fine e forme estremamente ameboidi, con tendenza a inglobare e includere gli altri minerali, in particolare epidoto e distene. Esso è limpido e presenta la geminazione polisintetica secondo le leggi dell'albite e del periclino. Alcuni grani sono parzialmente zonari, con costrutto inverso: il centro ha la composizione di 40–43% An, mentre il margine di 64% An. Il passagio fra le due generazioni è netto.

Distene. I xenoblasti con abito da ameboide a scheletrico, estremamente lobati da quarzo, plagioclasio e epidoto, hanno grana piccola e presentano la sfaldatura tipica del distene. Esso è fresco, salvo una locale trasformazione dei bordi in una massa finemente squamosa, probabilmente di sericite. Include tormalina e minerali metalliferi, parzialmente l'epidoto. È a sua volta racchiuso in quarzo e plagioclasio.

Tormalina. In colonne piuttosto tozze a grana finissima-fine, senza inclusioni, con intenso pleocroismo da verde erba a incolore, che corrisponde alla tormalina nera e non alla dravite, che si trova solitamente nelle dolomie triassiche. Essa mostra un costrutto zonato con nucleo verde oscuro e margine verde pallido, con passaggio brusco.

Minerali metalliferi. Si tratta probabilmente di *ilmenite,* in bastoncini rettangolari inclusi in biotite e quarzo, accanto a *pirite,* inclusa in carbonato.

Apatite. Grani ovoidali o lobati nella massa dolomitica.

Rutilo. Grani minuti idioblastici inclusi in biotite e quarzo.

Struttura e tessitura

Esse sono esattamente sviluppate secondo lo schema della dolomia a flogopite, per cui mi limito ad aggiungere qualche osservazione su una caratteristica esclusiva di questa roccia e cioè la presenza della paragenesi epidoto–distene–plagioclasio: questi tre minerali racchiusi dai cordoncini biotitici presentano relazioni strutturali costanti secondo lo schema seguente: l'epidoto, in grani quasi idioblastici, è inglobato parzialmente dal distene, e i due minerali vengono a loro volta inglobati dal plagioclasio, che è meno basico di quello contenuto nelle dolomie a flogopite. La presenza di questa paragenesi, unica nella regione del Campolungo, verrà discussa nel capitolo sulla metamorfosi.

Riassumendo, le caratteristiche salienti di questo tipo di roccia carbonatica, che la distinguono dalla dolomia a flogopite, sono le seguenti:

a) presenza della biotite magnesiaca invece della flogopite,
b) presenza della paragenesi epidoto–distene–plagioclasio (andesina–labradorite),
c) tormalina nera zonata al posto della dravite.

DISCUSSIONE

Alla base della genesi del gruppo complesso delle dolomie a flogopite sta una reazione comune a tutte le varietà, quella della formazione della flogopite, già riportata da HARKER (1960, pp. 258 sgg.):

$$(2)\quad \underset{\text{dolomite}}{3\,CaMg(CO_3)_2} + \underset{\text{ortoclasio}}{KAlSi_3O_8} + H_2O \rightleftharpoons \underset{\text{flogopite}}{H_2KMg_3Al(SiO_4)_3} + \underset{\text{calcite}}{3\,CaCO_3} + 3\,CO_2$$

A sinistra della reazione sono i due componenti dolomite e «ortoclasio», corrispondenti al sedimento originario formato di dolomia e argilla contenente potassio; a destra stanno i componenti risultanti, la flogopite, che dalle tre molecole di dolomite assorbe solo il magnesio, per cui il calcio, completamente inutilizzato, forma calcite: questa in effetti si ritrova quale corona attorno alla flogopite (cfr. le descrizioni microscopiche). La presenza della calcite è quindi legata alla formazione della flogopite: vale a dire che la reazione metamorfica ha come effetto una dedolomitizzazione della roccia originaria, che non conteneva calcite.

La *dolomia giallastra a flogopite* è la varietà più comune e mineralogicamente più semplice del gruppo. Alla luce della reazione discussa or ora l'alternanza dei lettini di flogopite, con la tipica corona calcitica di separazione, con quelli più potenti di dolomite, corrisponde perciò a un sedimento originario formato da una dolomia ricca di straterelli argillosi (forse un analogo dei «calcaires vermiculés» della Vanoise, appartenenti al Piano Anisico, molto frequenti nel dominio brianzonese; cfr. ELLENBERGER 1949 e 1958). I fasci lenticolari di muscovite racchiusi da quelli flogopitici sono da considerare dei relitti, nel senso che l'argilla, non a contatto con la dolomite, non ha potuto reagire con questa a formare flogopite.

La *dolomia grigia a flogopite* deve la sua genesi alla stessa reazione.

La *dolomia a flogopite e rosette di grammatite* è molto più interessante per via della presenza contemporanea della flogopite e della grammatite, che solitamente si escludono a vicenda. Dalle relazioni strutturali fra i due minerali risulta chiaramente che la cristallizzazione della grammatite è precedente a quella della flogopite: questa infatti attornia la grammatite includendola completamente. Questa varietà è il risultato di un sedimento di tipo intermedio fra quello che produce la dolomia a flogopite e quello che produce la grammatite, cioè una dolomia con lenticelle di quarzo attorniate da straterelli argillosi. È perciò lecito presupporre che questa varietà litologica sia il prodotto di una particolare differenza originaria e non di un comportamento diverso di stessi sedimenti durante la metamorfosi.

Le *lenti carbonatiche a flogopite biotitica e grammatite attinolitica* rispetto alla varietà precedente presenta l'unica differenza del chimismo dei due silicati principali, più ricchi di Fe, per cui al posto della flogopite (Mg) si è formata flogopite biotitica (Mg, Fe) e al posto della grammatite (Mg) si è formata grammatite attinolitica (Mg, Fe). Cioè i due sedimenti originari corrispondenti si distinguevano unicamente per un diverso contenuto di Fe, dato l'identico grado di metamorfosi e ammettendo la mancanza di un apporto di Fe durante quest'ultima.

Per lo *scisto carbonatico ricco di flogopite* valgono le stesse considerazioni fatte alla varietà principale, con prevalenza della flogopite e del plagioclasio, in corrispondenza di un sedimento molto ricco di piani siltosi o argillosi. Aumentando la componente di flogopite aumenta anche quella di plagioclasio, sempre in paragenesi con la flogopite e di cristallizzazione posteriore: questa relazione fra i due minerali si spiega ammettendo la formazione del plagioclasio (notevolmente basico) con la reazione dell'argilla non toccata dalla formazione di flogopite e calcite proveniente da uno stadio metamorfico anteriore.

La *dolomia giallastra contenente flogopite, a reticolo calcitico* dimostra caratteristiche risultanti dalla combinazione fra quelle della dolomia a flogopite e quelle delle cariate, per cui nasce il sospetto che si tratti di un tipo di passaggio fra queste due unità litologiche, in cui straterelli di dolomia a flogopite alternano con altri cariata dolomitica e in cui gli effetti meccanici, durante e dopo la metamor-

fosi siano stati particolarmente intensi e facilitati dalla differenza di competenza fra i due domini litologici, quello calcitico e quello dolomitico: è per questo che la dolomite è spesso rotta o brecciata e cementata dalla calcite, la quale ha riempito le fessure sotto forma di filoncelli discordanti.

La *dolomia gialla a biotite, contenente epidoto e distene* si differenzia dal tipo fondamentale per un maggiore contenuto di Fe nel sedimento originario.

Il grado di *metamorfosi* di questo gruppo litologico è già meglio definito che nel gruppo delle quarziti, per la presenza di alcuni minerali tipomorfi, che però rappresentano piuttosto l'eccezione. Infatti la flogopite e la scapolite non sono minerali tipomorfi; la grammatite, sporadica, indica la facies mineralogica degli scisti verdi, nella subfacies superiore, che corrisponde a una metamorfosi mesozonale debole, mentre la paragenesi epidoto–distene–plagioclasio (40–65% An) indica un grado più alto, cioè la subfacies del distene–almandino–muscovite (WINKLER 1965, p. 91): l'epidoto e il distene sono però racchiusi in plagioclasio; secondo WINKLER l'epidoto nella subfacies indicata è in equilibrio con plagioclasio fino a 45% An: nel nostro caso il plagioclasio è più basico, quindi l'epidoto è da considerare un relitto corazzato che avrebbe dovuto reagire col distene a formare anortite, secondo la reazione: epidoto + distene $\rightleftharpoons$ anortite + acqua (RAMBERG 1952). Queste osservazioni indicano già fin d'ora un fenomeno che si ritroverà praticamente in tutte le rocce mesozoiche della regione del Campolungo, cioè che la metamorfosi alpina si compone di più fasi, ognuna delle quali è ancora rappresentata da associazioni che parzialmente non sono in condizioni di equilibrio. In questo gruppo abbiamo dapprima la facies degli scisti verdi (subfacies superiore), con grammatite, seguita da flogopite, epidoto e distene, poi la subfacies del distene–almandino–muscovite della facies dell'anfibolite a almandino, con plagioclasio notevolmente basico, ortoclasio–microclino e scapolite. La fase finale è diaftoretica e vi appartengono la pennina e la vermiculite, ambedue risultanti dalla trasformazione della flogopite.

C. Le dolomie bianche

Nella serie potente delle dolomie del Trias medio, racchiuse tra i due banchi di dolomia a flogopite, il primo gruppo importante di dolomie è quello delle dolomie bianche, praticamente limitate alla Zona triassica del Campolungo, nella parte centrale compresa tra il Pizzo del Lambro e l'A. Pianascio, e alla Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent, mentre nelle altre Zone triassiche esse affiorano solamente in via eccezionale. Di questo gruppo il tipo principale e più comune è rappresentato dalla

15. Dolomia bianca saccaroide.
    Altri tipi, meno diffusi, sono:
16. Dolomia bianca saccaroide contenente flogopite,
17. Dolomia bianca saccaroide con vene e lenti di dolomite a grana media, in parte accompagnate da tormalina verde o corindone,
18. Dolomia bianca scistosa,
19. Dolomia bianca scistosa contenente flogopite.

A questi cinque sotto-tipi vanno aggiunte le dolomie bianche a grammatite: esse però, dato il loro carattere particolare e la loro notevole estensione, vengono descritte insieme a quelle grigie a grammatite in un gruppo a sè.

15. Dolomia bianca saccaroide

Il termine «saccaroide» indica la struttura chiaramente cristallina della roccia e la mancanza quasi assoluta di coesione intergranulare, per cui i singoli granelli di dolomite si disgregano facilmente sotto l'azione degli agenti atmosferici: a testimoniare di questa proprietà stanno i depositi di sabbia dolomitica candida ai piedi delle paretine triassiche, ad es. nel tratto breve tra il Passo Cadonighino e il Piano di Campolungo. D'altra parte la facile erodibilità della dolomia bianca saccaroide viene alquanto frenata dalla presenza di sistemi regolari di litoclasi, cementate da calcite, per cui la roccia assume forme bizzarre e cesellate, formando talvolta degli speroni salienti, come ad es. lo strato n° 63 del profilo del Passo Cadonighino, ecc., suddivisi in grossi parallelepipedi smussati (erosione

a «sacchi di lana»). La dolomia bianca saccaroide, di colore bianco candido, ha tessitura massiccia, talvolta debolmente scistosa; macroscopicamente, oltre alla dolomite, granulosa, si riconoscono muscovite, in laminette argentee, localmente flogopite, di colore bruno pallido, pirite, in piccolissimi rombododecaedri o cubi per lo più alterati, e raramente aggregati squamosi di una clorite verde, saponosa al tatto, che talvolta forma delle incrostazioni di diaclasi.

Al microscopio (23 sezioni sottili) si osserva quanto segue:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (87–99)
Comp. sub. comuni:	calcite (0–5), quarzo (0–3), muscovite (1–5)
Comp. sub. sporadici:	feldspato potassico (0–2), flogopite (0–2), clorite (0–3), fluorite (0–1), tennantite (0–1)
Comp. acc.:	pirite e limonite (0–1), rutilo (0–1)

Descrizione dei componenti

Dolomite. Il componente essenziale della roccia ha grana variabile tra 0,1 e 0,7 mm, in media attorno a 0,3–0,4 mm, in grani dall'abito grossolanamente poliedrico a contorni isometrici o debolmente elongati e margini solitamente piani o tutt'al più finemente addentellati. I grani presentano una facile sfaldatura romboedrica, più raramente la geminazione lamellare, in uno o due sistemi visibili, sempre piani. Una seconda generazione di dolomite è rappresentata da grani molto più grossi (grana da media a grossolana), a sviluppo romboedrico, che, insieme a quarzo e sporadicamente calcite, forma vene e lenti leucocratiche concordanti, di chiara origine tardometamorfica.

Calcite. Essa ha grana fine e si presenta in grani ameboidi a evidente funzione riempitiva tra gli interstizi dell'aggregato dolomitico. Presenta molto raramente la sfaldatura e la geminazione lamellare. Localmente, se la roccia è a contatto con cariate, la calcite forma una sottilissima pellicola intergranulare, che è senz'altro da ascrivere a processi di alterazione e soluzione recenti.

Quarzo. Esso si presenta in singoli grani ovoidali-ameboidi, lobati dalla dolomite e a grana piccola, con estinzione in campi o nelle vene leucocratiche citate prima.

Muscovite. Le lamine sono lunghe e sottili, a grana piccola e con abito idiomorfo, specialmente la faccia (001). La muscovite è intergranulare nella massa dolomitica.

Feldspato potassico. I xenoblasti ellittici o lenticolari a margini tondeggianti o tutt'al più poliedrici, non sono mai lobati e posseggono grana fine. Essi sono limpidi o localmente sericitizzati parzialmente con finissime inclusioni di minerali opachi. Mostra localmente il graticcio del microclino, diffuso, e facile sfaldatura. L'angolo degli assi è pari a −76 fino −78°, valori che corrispondono al microclino (KERR 1959).

Flogopite. Lamine più grosse della muscovite (a grana piccola-media), con pleocroismo appena percettibile.

Clorite. Essa si presenta sempre in aggregati dalle forme irregolari ameboidi, formati da squame finissime spesso ordinate in stellette subsferolitiche. Essa è incolore, otticamente negativa, raramente positiva, con birifrangenza bassa. Reagisce alla colorazione all'ematossilina assumendo un colore rosso vino. Le caratteristiche ottiche depongono per *pennina,* diagnosi confermata dall'analisi röntgenografica. Gli aggregati di pennina hanno sempre un margine esile di calcite, che li separa dalla matrice dolomitica.

Fluorite. Trovata unicamente in un campione (A. Campolungo est, strato n° 4): essa si presenta in xenoblasti a grana fine, con forme poliedriche irregolari, completamente determinate dalla dolomite che li circonda. È perfettamente isotropa ed ha un colore giallo molto chiaro.

Pirite e *limonite.* Esse sono presenti in tutte le dolomie saccaroidi in piccolissime quantità: la pirite in singoli cristalli idioblastici, a sezioni esagonali o rettangolari, la limonite quale alterazione locale della prima. Non occupano orizzonti particolari, sono bensì sparse statisticamente nella massa fondamentale dolomitica, inter- o intragranulari.

Rutilo. Esso si presenta in minuti aghi di colore giallo ambra.

Tennantite. Questo solfosale di rame è abbastanza comune nella dolomia bianca saccaroide: esso si presenta in grumi irregolari mal cristallizzati di pochi mm con un alone di alterazione di azzurrite e malachite. Al margine di venule di dolomite a grana media.

Struttura e tessitura

L'estrema preponderanza della dolomite in grani isometrici determina la struttura a selciato, a grana fine-piccola, quasi sempre omogenea. Di solito ogni grano di dolomite è attorniato da altri sei: ne risulta uno schema che simula grossolanamente la costruzione delle cellette di un alveare. I margini piani dei singoli grani determinano la mancanza di coesione intergranulare come pure la mancanza totale di porosità. La coesione aumenta sensibilmente appena la grana si fa eterogenea e ancora maggiormente quando i margini dei grani dolomitici sono addentellati o gli spazi interstiziali sono occu-

pati da calcite. Il contenuto trascurabile di componenti accessori e subordinati non influisce in modo sensibile sul quadro strutturale: va notato che tutti sono sparsi più o meno disordinatamente nella massa fondamentale, senza concentrazioni in lettini distinti, ad eccezione della pennina che localmente forma incrostazioni di diaclasi in paragenesi con calcite.

La conseguenza dell'isometria della dolomite è la tessitura massiccia della roccia, salvo casi particolari in cui essa è debolmente scistosa, con una leggera elongazione del carbonato e orientazione in parallelo delle miche. Localmente si manifesta un carattere lenticolare subordinato, in presenza delle venule e lenti a granulosità media.

16. Dolomia bianca saccaroide contenente flogopite

Localmente la dolomia bianca saccaroide può avere un certo contenuto di flogopite, ordinata in esili lettini bruni paralleli o in pacchetti isolati, che possono essere orientati di sbieco rispetto alla scistosità. A parte la presenza della flogopite, la roccia ha gli stessi caratteri macroscopici della dolomia bianca saccaroide. La tessitura, prevalentemente massiccia, localmente è scistosa, con intensità che aumenta proporzionalmente al contenuto di flogopite, e con giacitura piana o pieghettata. Al microscopio (13 sezioni sottili) si ha:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (75–95)
Comp. sub. comuni:	calcite (1–8), flogopite (2–7), muscovite (0–6), quarzo (0–6)
Comp. sub. sporadici:	plagioclasio (0–1), feldspato potassico (0–2), clorite (0–1)
Comp. acc.:	pirite e limonite (0–2), rutilo, titanite, apatite, tormalina bruna (assieme meno di 1)

Descrizione dei componenti

Per la descrizione dei vari minerali si rimanda al tipo precedente, visto che essi non presentano variazioni degne di nota, salvo le seguenti:

Flogopite. Con pleocroismo molto debole, essa si presenta in lettini continui delimitati dalla corona di calcite e in paragenesi con i feldspati, o in singoli foglietti dalle dimensioni di porfiroblasti e allora volentieri con la faccia (001) obliqua rispetto alla scistosità.

Plagioclasio. Con le stesse caratteristiche morfologiche e strutturali come nelle dolomie a flogopite; il suo chimismo varia tra 55 e 98% An.

Feldspato potassico. Esso presenta pure le stesse caratteristiche come nelle dolomie a flogopite, compreso l'angolo assiale, pari a –58°, che corrisponde al microclino, sebbene il graticcio non sia visibile a livello microscopico.

Struttura e tessitura

La struttura è anche in questo tipo a selciato, salvo nei lettini flogopitici, in cui è lepidoblastica. La tessitura è massiccia o scistosa, di intensità debole, determinata dall'ottima orientazione in parallelo delle miche e dall'elongazione della dolomite.

17. Dolomia bianca saccaroide con vene e lenti di dolomite, calcite e quarzo a grana media, in parte accompagnate da minerali ben cristallizzati

Questo tipo particolare di dolomia bianca saccaroide è caratterizzato dalla presenza di venule, lenti e grumi di colore bianco lattiginoso fino a bluastro, di dolomite e sporadicamente di calcite e quarzo, a grana da media a grossolana e che si distinguono malamente dalla matrice siccome ambedue dello stesso colore. Queste lenticelle e venule superano raramente l'ordine di grandezza del cm e hanno una giacitura orientata grosso modo parallelamente ai banchi dolomitici, raramente discordante, terminando a punta in ambedue le estremità: esse cioè non hanno radici o canali che le mettano in comunicazione o che le raggruppino verso il basso. Il contatto con la dolomia bianca saccaroide è sempre molto netto e piano, tutt'al più debolmente ingranato. Le vene leucocratiche si trova-

no quasi sempre nella dolomia bianca saccaroide massiccia della Zona triassica del Campolungo, di modo che la loro estensione geografica è compresa tra il Lambro a est e l'A. Pianascio a ovest, con maggiore frequenza nella regione compresa tra l'A. Cadonighino e il Passo Campolungo.

È in questo tipo litologico che si ritrova la maggior parte dei minerali ben cristallizzati e che hanno resa famosa la regione del Campolungo, e cioè, in ordine di importanza quantitativa: tormalina verde, corindone, distene, tennantite, plagioclasio, scapolite, fluorite, diasporo, fucsite, crisoberillo (dati da GÜBELIN 1939 e propri). Questi minerali, in parte perfettamente idiomorfi, sono impiantati direttamente sulle vene da grana media o nella matrice saccaroide nelle immediate vicinanze di quelle, come nota già il GÜBELIN a proposito del corindone («... häufig kurze Adern, Bänder und Höfe von rhomboedrisch-kristallisiertem Calcit, auf denen der Korund mit Vorliebe aufzuwachsen scheint...»: op. cit., p. 378), della tormalina verde («...weisse, rhomboedrisch kristallisierte Calcitausblühungen... Die Quarzadern sind die besten Indikatoren für das Turmalinvorkommen»: op. cit., pp. 412–413) o di quella bruna («...mit zahlreichen Calcit- und Quarzknollen»: op. cit., p. 430), dove va notato che la maggior parte delle vene e lenti sono però formate da dolomite e non da calcite come afferma l'autore.

Per non ripetere le osservazioni dettagliate di GÜBELIN (op. cit.), ci si è limitati ad uno studio delle relazioni strutturali tra la dolomia matrice, la vene a grana media e i minerali ben cristallizzati, alla ricerca di dati che permettessero un'interpretazione genetica dei minerali e della roccia. Al microscopio la roccia (3 sezioni sottili) presenta la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (20–90), calcite (1–80)
Comp. sub. comuni:	quarzo (0–1), muscovite (0–1), clorite (0–3)
Comp. sub. sporadici:	tormalina verde, corindone, distene, tennantite, plagioclasio, scapolite, fluorite, diasporo, fucsite, crisoberillo (assieme da 0 a 10)
Comp. acc.:	pirite (0–1)

Descrizione dei componenti

Dolomite. Come risulta già chiaramente dalle considerazioni su scala macroscopica, essa si presenta in due generazioni. La prima, a grana fine-piccola, forma la massa principale della roccia e cioè la dolomia bianca saccaroide, con le caratteristiche già descritte sotto quella roccia; la seconda, a grana media-grossolana (fino a 5 mm), mostra abito romboedrico, con margini piani o debolmente lobati dalla calcite, con facile sfaldatura romboedrica e geminazione lamellare, esse pure piane.

Calcite. Essa ha grana grossolana e abito ameboide con forte implicazione intergranulare, ottima sfaldatura romboedrica, più raramente la geminazione lamellare, ambedue piane. Insieme con la dolomite a grana grossolana essa forma le lenti e le vene leucocratiche.

Quarzo. Esso si presenta in xenoblasti estremamente lobati, a grana media-grossolana, con estinzione ondulata o in campi. Singoli grani inclusi in dolomite o calcite a grana media-grossolana.

Muscovite. Laminette singole nella matrice di dolomia bianca saccaroide.

Clorite. Aggregati vermiformi o grumosi a «grana» fine-piccola formati di squamette finissime vagamente raggiate, con caratteri ottici corrispondenti molto probabilmente a una *pennina.* Essa si trova ai margini delle lenticelle leucocratiche e deriva dalla trasformazione della flogopite.

Pirite. Nella matrice dolomitica, con le caratteristiche già descritte nella dolomia bianca saccaroide.

Per la descrizione dei componenti subordinati sporadici, cioè dei minerali ben cristallizzati, si rimanda senz'altro a GÜBELIN (op. cit.): qui basti notare qualche caso particolare e l'esempio della tormalina verde, che più degli altri minerali permette osservazioni decisive per la comprensione della genesi.

Plagioclasio. In un campione dell'A. Campolungo (est) (strato n° 11, camp. n° 617) accanto alla tormalina verde si trovano cristalli di plagioclasio completamente trasformati in un minerale finemente lepidoblastico (di colore giallo-brunastro, non pleocroitico, carattere ottico negativo e col. d'int. tra grigio di I e variegati di II ord.) di dimensioni talmente ridotte da impedirne la diagnosi (zeolite?), che forma aggregati feltriformi con i margini a sezione esagonale del plagioclasio originario, del tipo che viene descritto a p. 142. Questi aggregati, circondati da un'esile corona di calcite, hanno grana piccola e si trovano nella matrice dolomitica o, in un caso, completamente incluso in tormalina verde.

Tormalina verde. Lo stesso campione che contiene il plagioclasio trasformato è ricco di cristalli di tormalina verde pressocchè limpida (GÜBELIN op. cit., tav. III, fig. L, ritrovamento di tormalina n° 4) in cristalli del diametro di 1 mm e lunghi fino a 1,2 cm. Al microscopio essa ha abito idiomorfo, colonnare, con struttura cribrosa determinata dalle numerose inclusioni guttiformi di dolomite a grana finissima, grossolanamente ordinate in un cordoncino continuo nei pressi dei margini e con una piramide ter-

minale frangiata dalla dolomia matrice; è incolore e possiede estinzione uniforme e una marcata fessurazione irregolare normalmente all'asse *c*. Localmente è spaccata in frammenti successivamente cementati da calcite. Alcuni cristalli sono impiantati nella dolomia saccaroide, altri hanno un lato a contatto con la calcite e la dolomite spatiche a grana media-grossolana.

Struttura e tessitura

Esso sono eterogenee per la presenza delle vene e lenti di carbonato spatico e quarzo accanto alla dolomia bianca saccaroide normale (secondo la nomenclatura di P. NIGGLI 1948 si tratta di una corismite e più precisamente di una stromatite fino oftalmite lenticolare). La tessitura risulta massiccia-venata e ricorda certi tipi di gneiss venati o più ancora i micascisti calcariferi venati del Tremorgio.

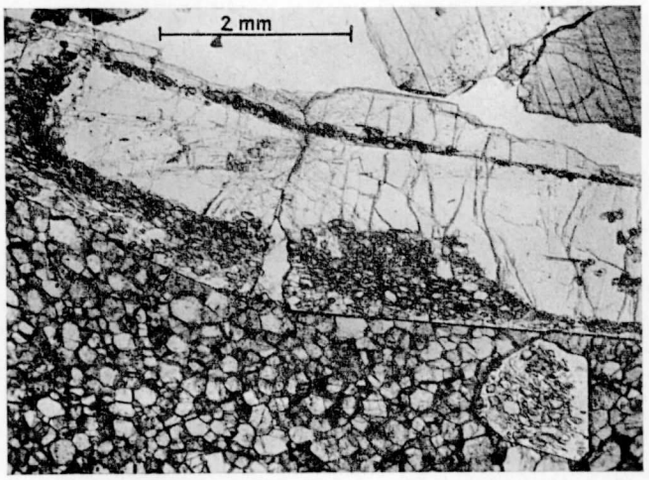


Fig. 45: Microfotografia di una dolomia bianca saccaroide con lenti di dolomite a grana media e tormalina verde (A. Campolungo est, strato n°11, camp. 617): i cristalli idiomorfi di tormalina verde, ricchi di inclusioni di dolomite guttiforme, si inseriscono tra la dolomia bianca saccaroide (in basso) e i grossi grani di dolomite spatica (in alto). Luce naturale.

La struttura della matrice, formata di dolomia bianca saccaroide, è granoblastica a selciato, a grana fine, senza implicazione, quella delle vene e lenti granoblastica a grana media-grossolana, localmente con implicazione addentellata o ameboide in presenza di quarzo. I fenocristalli idioblastici dei minerali ben cristallizzati (cfr. l'esempio particolare della tormalina verde) hanno struttura porfiroblastica cribrosa e di regola si inseriscono al contatto dei due domini strutturali.

Le caratteristiche strutturali ora descritte si ripetono in modo ancor più evidente nel tipo analogo delle dolomie grigie con tormalina bruna, dove la presenza della grafite rende più chiare le relazioni genetiche (cfr. pp. 130 sgg.).

18. Dolomia bianca scistosa

Questa varietà di dolomia bianca è fra le più comuni sebbene sia limitata alle Zone triassiche del Campolungo e del P. Meda – Cta. Briolent, con un'estensione geografica che va dal Lambro a est all'A. Pianascio a ovest. Macroscopicamente essa si distingue dalla varietà saccaroide per la tessitura chiaramente scistosa, sempre planare, con straterelli di dolomite alternanti con pellicole di muscovite sericea, che la rendono estremamente friabile, per cui forma delle depressioni morfologiche. Localmente essa contiene straterelli concordanti di dolomia cenerina, che dà luogo a varietà di passaggio alle dolomie listate. Essa è priva di minerali ben cristallizzati.

Lo studio al microscopio (6 sezioni sottili) dà la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (80–98), calcite (1–10)
Comp. sub.:	quarzo (1–10), muscovite (1–10), clorite (0–4), plagioclasio (0–1)
Comp. acc.:	pirite (0–2), rutilo (0–1), apatite (0–1), grafite (0–1)

Descrizione dei componenti

Dolomite. In grani dai margini poligonali elongati nel senso della scistosità, a grana fine. Spesso essa mostra la sfaldatura romboedrica e la geminazione lamellare.

Calcite. A grana leggermente maggiore di quella della dolomite essa si presenta in grani da più o meno isometrici a debolmente elongati, dai margini ameboidi che si adattano alle forme della dolomite.

Muscovite. Laminette singole con la faccia (001) idiomorfa.

Quarzo. In grani dai margini intensamente addentellati e sinuosi e con estinzione in campi normali alla scistosità, a grana variabile da fine a media.

Clorite. Si tratta di *pennina,* che forma gli stessi aggregati vermicolari descritti al tipo precedente.

Plagioclasio. Esso è completamente trasformato nel minerale fibroso di natura incerta, esso pure descritto al tipo precedente.

Pirite. Pochi grani idioblastici con sezioni esagonali.

Rutilo. Granelli idiomorfi concentrati in lettini paralleli alla scistosità.

Apatite. Grani ovoidali ai margini delle lenti di quarzo.

Grafite. Essa è concentrata in lettini paralleli che macroscopicamente corrispondono agli straterelli grigi.

Struttura e tessitura

La caratteristica strutturale saliente, che distingue questa varietà dalla precedente, è la scistosità di cristallizzazione, di intensità marcata, planare, che al microscopio si manifesta nell'elongazione in senso uniforme della dolomite, elongazione che raggiunge il rapporto di 3:1, e nell'ottima orientazione in parallelo della muscovite. La calcite, secondaria, forma un reticolo secondo due sistemi, uno parallelo, uno normale alla scistosità, che include sporadicamente grani isolati di dolomite. Il quarzo è raggruppato in lenti monomineraliche, concordanti, delimitate da sottili lettini di muscovite dalla matrice dolomitica.

La struttura di fondo è granoblastica, senza compenetrazione, salvo nel caso della calcite e soprattutto del quarzo.

19. Dolomia bianca scistosa contenente flogopite

Questa varietà ha estensione alquanto limitata: è in fondo un tipo di passaggio tra la dolomia bianca scistosa e la dolomia giallastra a flogopite; il primo costituisce la matrice, nella quale si inseriscono straterelli isolati di flogopite, che possono avere uno spessore ragguardevole, ciò che spiega il contenuto alto di flogopite in certe sezioni sottili. I dati seguenti sono ricavati da tre sezioni sottili.

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (67–84), calcite (3–10)
Comp. sub.:	flogopite (4–14), muscovite (0–5), quarzo (1–5), plagioclasio (0–3), feldspato potassico (0-2)
Comp. acc.:	pirite (1–2), rutilo (0–1), apatite (0–1)

Per la *descrizione dei componenti* si rimanda ai due tipi di roccia citati sopra; le caratteristiche strutturali risultano dalla combinazione dei due tipi.

DISCUSSIONE

Il gruppo delle dolomie bianche è caratterizzato da una povertà e monotonia mineralogiche, se si eccettua un'unica varietà, la 17. Il minerale fondamentale, la dolomite, assume svariati aspetti morfologici determinando le varietà strutturali fondamentali.

La *dolomia bianca saccaroide,* formata essenzialmente da dolomite, è il prodotto metamorfico di una dolomia praticamente pura con sporadici lettini argillosi, che trasformati hanno prodotto muscovite, flogopite o feldspato potassico. La pennina o è diaftoretica derivata dalla flogopite o forma il riempimento idrotermale di fessure. La presenza della fluorite quale componente della roccia estre-

mamente raro può essere interpretata quale neoformazione della metamorfosi alpina in cui il fluoro sia stato presente nel sedimento originario quale fluorite diagenetica (cfr. BARTH et al. 1960, p. 238), piuttosto che relitti ricristallizzati di fluorite risultante da un'attività idrotermale prealpina (cfr. il marmo a fluorite, pp. 156 sgg.) o neoformazioni della metamorfosi alpina in una fase tarda con apporto metasomatico del fluoro.

La *dolomia bianca saccaroide contenente flogopite* è il prodotto metamorfico di una dolomia con rare interstratificazioni argillose alcaline.

La *dolomia bianca saccaroide con vene e lenti di dolomite, calcite e quarzo a grana media, in parte accompagnate da minerali ben cristallizzati* trova il perfetto corrispondente nel gruppo delle dolomie grigie, per cui si preferisce discuterne la genesi assieme a quelle (cfr. pp. 130 sgg.).

La *dolomia bianca scistosa* ha lo stesso chimismo della dolomia bianca saccaroide (cfr. pp. 159 sgg.) e corrisponde perciò in origine a una dolomia praticamente pura, con rari lettini argillosi, che trasformati hanno prodotto la muscovite, il plagioclasio e la flogopite, quest'ultima successivamente cloritizzata.

La *dolomia bianca scistosa contenente flogopite* rappresenta il prodotto della trasformazione di una dolomia più ricca della precedente di straterelli argillosi.

I *processi metamorfici* che hanno toccato questo gruppo di dolomie sono praticamente impossibili da definire e da classificare nello schema delle facies mineralogiche per via della rarità di silicati critici. Flogopite, muscovite e clorite diaftoretica non forniscono indicazioni precise sulla facies metamorfica principale. In analogia con i gruppi già descritti e quelli seguenti si può però affermare che in una prima facies metamorfica cristallizzarono la muscovite e la flogopite e ricristallizzò la dolomite (facies degli scisti verdi), in una seconda si formarono il plagioclasio basico (55–98% An) e il feldspato potassico (ortoclasio–microclino) (facies dell'anfibolite a almandino), mentre i minerali ben cristallizzati si formarono in una fase tarda, la «fase pneumatolitica-idrotermale metamorfica», a temperatura più bassa, abbracciante un campo abbastanza vasto, dal distene (facies dell'anfibolite a almandino) al corindone (facies degli scisti verdi) giù fino al diasporo, instabile al disopra dei 410° C a 2000 Bar (WINKLER 1965, pp. 153–154), accanto agli altri di posizione incerta sotto l'aspetto del grado di metamorfosi (crisoberillo, tormalina verde, scapolite, tennantite, fluorite, fuscite). L'ultima fase, a carattere diaftoretico, è quella della cloritizzazione della flogopite e del riempimento a carattere idrotermale delle fessure (facies degli scisti verdi).

D. Le dolomie grigie

Il secondo gruppo importante di dolomie del Trias medio è quello delle dolomie grigie, termine comprensivo che abbraccia quattro varietà: dolomia grigia saccaroide, dolomia grigia scistosa (il tipo più comune), dolomia grigia con vene e lenti di dolomite, calcite, quarzo a grana media, in parte accompagnate da tormalina bruna o distene e la dolomia grigia contenente flogopite. La dolomia grigia a grammatite grigia viene descritta insieme a quella bianca a grammatite in un gruppo a sè. Le dolomie grigie sono molto comuni nella Zona triassica del Campolungo, dove si estendono dal Lambro all'A. Pianascio; esse affiorano inoltre frequentemente nella Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent, mentre nelle altre tre Zone triassiche esiste un solo affioramento (Zona triassica di Rodi–Ogiòra, profilo alla Ragasca, strato n° 2a).

20. Dolomia grigia saccaroide

Questa varietà di dolomia grigia è assai rara e si trova unicamente nella Zona triassica del Campolungo, tra il Lambro e il Passo Campolungo. Essa possiede le caratteristiche macroscopiche della dolomia bianca saccaroide, salvo il colore, che è cenerino chiaro, la grana minore e una maggior compattezza. Localmente essa accenna a strutture listate, con alternanze di differenti tonalità nel colore. Al microscopio (5 sezioni sottili) si ha:

Composizione mineralogica

Comp. princ.: dolomite (80–95), muscovite (2–5)
Comp. sub.: calcite (0–6), quarzo (1–3), flogopite (0–5), feldspato potassico (0–1)
Comp. acc.: grafite (0–1), pirite (0–1), rutilo (0–1)

Descrizione dei componenti

Dolomite. A grana fine, essa ha abito da isometrico poligonale a debolmente elongato nel senso della scistosità, con facile sfaldatura romboedrica e più raramente la geminazione lamellare. Include numerosi microliti di pigmento.

Calcite. Singoli grani con forme ameboidi sinuose che legano i grani di dolomite. La grana è la stessa come quella della dolomite. Include dolomite e parzialmente flogopite.

Quarzo. Singoli grani tondeggianti, ovoidali o tendenti all'idiomorfia, con la stessa grana della dolomite o minore. L'estinzione è uniforme. Non ha inclusi.

Muscovite. Lamine a grana piccola, con la faccia (001) idiomorfa, piana, le altre debolmente lobate dalla dolomite.

Flogopite. Più grossa della muscovite (grana piccola-media), essa si presenta in foglietti intensamente lobati dalla calcite e dalla dolomite. Il pleocroismo è appena percettibile e va da bruno pallido a incolore.

Feldspato potassico. Xenoblasti ameboidi, limpidi, con inclusioni di sericite, dolomite e pigmento. L'angolo degli assi è pari a −52° e corrisponde a microclino (KERR 1959): il graticcio non è visibile.

Grafite. Si tratta di piccolissimi granelli che conferiscono il colore grigio alla dolomia: essi sono distribuiti statisticamente nella pasta fondamentale, inter- o intragranulari, con vaghe concentrazioni ai margini della muscovite, della calcite e del quarzo.

Pirite. Dischetti idiomorfi a sezione esagonale del rombododecaedro, localmente limonitizzati al margine.

Rutilo. Grani idiomorfi di colore giallo miele.

Struttura e tessitura

L'altissima percentuale di dolomite determina in modo preponderante le caratteristiche strutturali della roccia. L'abito poligonale a margini planari della dolomite fa sì che la roccia è massiccia e che la coesione fra i grani è minima, per cui la roccia si sgretola molto facilmente (dolomia saccaroide). La coesione intergranulare è più intensa solo in presenza della calcite o quando la grana è debolmente eterogenea. Localmente la dolomite presenta una certa elongazione (fino a 2:1), che unita all'orientazione in parallelo delle miche definisce una debole scistosità di cristallizzazione. Il quarzo è spesso ordinato in grani allineati secondo piani di scistosità, più raramente concentrato in lenticelle stirate, monomineraliche.

21. Dolomia grigia scistosa

La dolomia grigia scistosa è la varietà di gran lunga più comune delle dolomie grigie: essa infatti affiora praticamente in tutti i profili della Zona triassica del Campolungo nell'area Lambro – A. Pianascio e della Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent. Come nel caso della dolomia bianca scistosa, che le equivale, essa è povera di silicati e priva di minerali ben cristallizzati. Essa si presenta in banchi regolari e paralleli dello spessore di pochi cm fino a 1 dm, a scistosità di intensità da media a intensa, con superficie di scistosità ricoperta da muscovite argentea. Il colore grigio varia dal chiaro all'oscuro e di regola è omogeneo, salvo casi locali in cui la dolomia presenta accenni a tipi listati. La grana è finissima: accanto al colore questa è la caratteristica saliente che la distingue dalla varietà corrispondente delle dolomie bianche. L'alterazione manca o è minima, trattandosi tutt'al più di una sottile pellicola di colore grigio bruno. Un campione di questo tipo contiene resti fossili: strato n°29 del Profilo al Passo Campolungo (parte sud) (cfr. BIANCONI 1965).

Al microscopio (22 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.: dolomite (70–97)
Comp. sub.: calcite (0–8), quarzo (0–20), muscovite (0–7), clorite (0–11), plagioclasio (0–2), feldspato potassico (0–1)
Comp. acc.: grafite (0–1), pirite (0–2), rutilo, apatite, tormalina bruna (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Dolomite. Essa ha esattamente le stesse caratteristiche morfologiche come nella dolomia bianca scistosa, salvo la grana, che è più piccola, finissima, in media attorno a 0,08 mm e le numerose inclusioni di grafite.

Calcite. A grana variabile da fine a piccola essa si presenta in due forme: la prima, in grani isolati, dalle forme ameboidi estremamente lobate, nella pasta fondamentale dolomitica. La seconda, in filoncelli di 0,1–0,2 mm di spessore, obliqui o perpendicolari alla scistosità, includenti grani di dolomite.

Quarzo. A grana fine. Singoli xenoblasti dalle forme irregolari, lobate e debolmente elongate nel senso della scistosità o in lenticelle monomineraliche: in ambedue i casi orientato secondo piani paralleli alla scistosità. L'estinzione è ondulata o in campi; le inclusioni, finissime, comprendono dolomite, calcite, grafite e pirite.

Muscovite. Foglioline sottili e lunghe fino a 1 mm, nel solito abito. Rare inclusioni di dolomite e grafite. In lamine singole o in allineamenti paralleli.

Clorite. In due forme di aggregati (e in ambedue i casi si tratta di pennina): la prima, in noduli del diametro fino a 1 mm, con costrutto costante formato da un nucleo di clorite finissima disposta irregolarmente a ventaglio e una corona esterna di calcite; la seconda, molto più rara, in filoncelli discordanti dello spessore fino a 0,5 mm, pure con costrutto simmetrico: al centro l'aggregato lepideico della pennina e ai due margini la calcite, ingranata verso l'esterno e verso l'interno.

Plagioclasio. Due generazioni diverse, che sono sempre separate, cioè non occorrono mai assieme nello stesso campione. *a)* Grani idioblastici a sezione esagonale, trapezoidale o rombica, a grana piccola, completamente trasformati nel minerale squamoso di diagnosi dubbia, descritto a p. 142; al centro granelli di calcite e dolomite guttiformi, verso i margini concentrazioni di grafite. *b)* Xenoblasti freschi e limpidi con inclusioni di calcite e dolomite guttiformi. L'assenza completa di piani morfologici impedisce la determinazione del % An.

Feldspato potassico. Xenoblasti ameboidi elongati nel senso della scistosità, a grana da fine a piccola, limpidi o leggermente «spolverati», con estinzione per lo più uniforme, localmente ondulata. Include dolomite guttiforme. Ordinato nel senso della scistosità al margine di straterelli muscovitici. Non presenta nessun piano morfologico; l'angolo assiale varia tra −44 e −51°, si tratta quindi di un termine di passaggio ortoclasio–microclino (KERR 1959).

Grafite. Sferette dell'ordine di grandezza del micron, distribute regolarmente nella pasta fondamentale dolomitica, al margine e nei grani, con concentrazioni ai margini della muscovite o in grumi irregolari; mai incluso nella calcite.

Pirite. A grana finissima, per lo più idiomorfa e parzialmente o completamente limonitizzata.

Rutilo. Granelli ovoidali o idioblastici.

Apatite. Grani ovoidali lobati.

Tormalina bruna. Abito idioblastico aciculare, a grana fine-piccola. Pleocroismo debolissimo dal giallo pallido a incolore. Struttura cribrosa per le inclusioni di dolomite guttiforme.

Struttura e tessitura

L'elongazione uniforme della dolomite (fino a 2:1) e l'orientazione in parallelo delle miche definiscono la scistosità di cristallizzazione, di intensità alquanto variabile, da debole a intensa. I vari minerali sono distribuiti secondo paragenesi ben definite, che alternano in straterelli di pochi mm di spessore, e cioè: straterelli di dolomite con pirite e grafite, localmente calcite e straterelli di muscovite, quarzo, feldspato potassico.

La struttura prevalente è granoblastica senza compenetrazione, a selciato: la compenetrazione è maggiore nel caso della calcite e del quarzo. La calcite in forma di filoncelli in alcuni casi porta a strutture di convergenza analoghe a quelle delle cariate ricche di dolomite.

22. Dolomia grigia con vene e lenti di dolomite, calcite, quarzo a grana media, in parte accompagnate da tormalina bruna o distene

Questa varietà delle dolomie grigie corrisponde nelle grandi linee alla dolomia bianca saccaroide con vene e lenti di dolomite, calcite e quarzo a grana media, in parte accompagnate da minerali ben cristallizzati (cfr. pp. 124 sgg.), con le seguenti differenze: la presenza di grafite in quantità notevoli, che determina il colore grigio della roccia, di solito oscuro, in contrasto con le vene e i noduli di dolomite, localmente con calcite e quarzo, sempre prive di grafite, quindi di colore bianco, ciò che le rende facilmente riconoscibili sul terreno. La matrice dolomitica grigia ha grana finissima, scistosità di intensità da media a intensa, mentre le vene leucocratiche hanno grana da media a grossolana e giacitura per lo più concordante, lenticolare, salvo casi particolari in cui esse sono contorte in pieghe meandriformi del tipo delle vene ptigmatiche, raggiungendo uno spessore di 5 cm. Comunque, quando la roccia è ricca di vene leucocratiche a grana media-grossolana, il quadro macroscopico ricalca

stranamente quello di certi tipi di gneiss venati («gneiss d'iniezione» della terminologia classica) della Zona di radice. Il contatto tra le vene e la matrice dolomitica è sempre netto, spesso marcato da qualche millimetro di dolomia molto oscura, quasi nera, a grana finissima, su cui si impiantato cristallini idiomorfi di tormalina di colore bruno chiaro, talvolta limpidi, lunghi fino a 1 cm, o più raramente cristalli tabulari di distene azzurro verdognolo di dimensioni spesso notevoli (fino a 4 cm di larghezza). La matrice dolomitica della regione di contatto di regola assume una tessitura fluidale parallelamente alle vene e lenti leucocratiche: i casi di vene leucocratiche nettamente discordanti sono rarissimi e si tratta di sottili apofisi che si dipartono da una vena più grossa, concordante.

Questa varietà si limita alla Zona triassica del Campolungo, dove è abbastanza comune tra il Lambro e l'A. Pianascio, con maggiore frequenza allo Scheggione, tra Costello e il Passo Campolungo e all'A. Pianascio. Al microscopio (16 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (60–98), calcite (1–5), muscovite (1–10)
Comp. sub. comuni:	quarzo (0–30), clorite (0–1), feldspato potassico (0–7), tormalina bruna (0–4)
Comp. sub. sporadici:	flogopite (0–22), plagioclasio (0–1), distene (0–30)
Comp. acc.:	grafite (1–2), pirite (0–2), rutilo, zircone, apatite (sempre meno di 1)

Descrizione dei componenti

Per la descrizione dei singoli minerali risulta comodo separarli nei due domini strutturali e cioè: *a)* quelli della matrice; *b)* quelli delle vene leucocratiche (dolomite, calcite e quarzo) e *c)* quelli delle zone di contatto, tormalina e distene; i due ultimi minerali vengono descritti sulla base di due affioramenti tipici che meglio degli altri mostrano le relazioni strutturali, importanti per l'interpretazione genetica.

a) Matrice

La matrice è una dolomia grigia scistosa a grana finissima, come è stata descritta nella varietà precedente. Il minerale di grana lunga più importante quantitativamente è la

Dolomite, che ha grana finissima, attorno a 0,08 mm, ma che verso le lenti leucocratiche diminuisce gradatamente fino a un minimo di 0,015 mm. I grani hanno abito isometrico o debolmente elongato, con forme poligonali e mostrano spesso la sfaldatura romboedrica, più raramente la geminazione lamellare, ambedue piane.

Calcite. Essa si presenta in due generazioni distinte: la prima, in grani singoli ad abito ameboide e struttura cribrosa per le inclusioni di dolomite, ortoclasio e flogopite; la seconda, nella corona attorno ai fasci flogopitici.

Muscovite. Rare lamine lunghe e strette, isolate.

Quarzo. Grani singoli ovoidali o debolmente lobati dalla dolomite.

Clorite. Le caratteristiche ottiche corrispondono a quelle della *pennina,* sotto forma degli aggregati già descritti.

Feldspato potassico. Xenoblasti fusolari, debolmente elongati e lobati dalla dolomite, con inclusioni di quarzo, dolomite, sericite, pirite, limpido, senza piani morfologici nè la geminazione a graticcio. L'angolo assiale si aggira attorno a −56°, si tratta quindi di microclino (KERR 1959). In paragenesi con la flogopite.

Plagioclasio. Esso si presenta nella varietà già descritta, idioblastica a sezioni esagonali e trapezoidali, a grana fine-piccola, completamente trasformata nel minerale fibroso di natura incerta.

Flogopite. In foglioline singole o in lettini continui, essa raggiunge localmente le dimensioni di porfiroblasto (fino a 1,5 mm). È praticamente incolore, per cui la diagnosi è assicurata solo dal colore che assume macroscopicamente oltre che dall'angolo assiale che è praticamente pari a 0°. Include dolomite, pirite e grafite ed è lobata dalla dolomite.

Grafite. Granelli sferici o laminette dell'ordine di grandezza del micron. La sua ripartizione viene descritta più sotto, nelle caratteristiche strutturali della roccia.

Pirite. Raggiunge 0,2 mm di diametro e si presenta in cristalli idioblastici a sezioni del rombododecaedro o del cubo. Fresca o limonitizzata.

Rutilo, zircone e *apatite.* Nel solito abito. Lo zircone è in paragenesi con la flogopite.

b) Vene leucocratiche

Il minerale quantitativamente più importante anche nelle vene leucocratiche è la *dolomite:* gli altri minerali sono subordinati e accompagnano la dolomite separatamente e solo localmente, per cui le paragenesi più diffuse sono le seguenti: dolomite–calcite e dolomite–quarzo (più rara), con: muscovite, feldspato potassico, pennina, rutilo, solo localmente.

Dolomite. Già macroscopicamente sono visibili chiaramente i romboedri di colore bianco latteo, semitrasparenti. Al microscopio essa appare in cristalli a grana da media a molto grossolana (fino a 3 cm!), a margini romboedrici delimitati dalla sfalda-

tura molto pronunciata, cui si aggiunge, sebbene più raramente, la geminazione lamellare, per lo più in due sistemi visibili. A contatto con la matrice i margini sono spesso lobati e la dolomite tende a includere parzialmente i grani della matrice. La superficie è torbida.

Calcite. Essa si trova ai margini delle vene leucocratiche, in romboedri a grana da media a grossolana, con margini planari a contatto con la dolomite delle vene, lobati a contatto con la matrice. Macroscopicamente essa si distingue facilmente dalla dolomite per la colorazione bluastra, mentre al microscopio la distinzione è sicura grazie alla colorazione all'ematossilina.

Quarzo. In grani dall'abito xenoblastico da ovoidale a ameboide-sinuoso, a grana media e estinzione da ondulata fino a campi o addirittura lamellare, in cui le singole lamelle hanno un'orientazione ottica debolmente divergente e carattere ottico debolmente biassico, che testimonia di influssi meccanici notevoli.

Muscovite. In aggregati subradiali di laminette in parte ondulate, tra i grossi romboedri di dolomite.

Feldspato potassico. Xenoblasti tondeggianti o lobati, con margini determinati dai romboedri di dolomite, limpidi, a grana media, con fine sfaldatura, attraversato da numerosi cordoncini di bollicine di liquido o gas, normali all'elongazione dei grani. Include dolomite e calcite. L'angolo assiale varia da −50 a −58°, si tratta cioè di microclino (il graticcio è invisibile).

Clorite. Si tratta di *pennina,* nei soliti aggregati squamosi, descritti in dettaglio altrove (cfr. p. 154).

Rutilo. Osservato solo macroscopicamente nel giacimento di tormalina bruna di Costello 1 (strato n°18, campione n°557a): esso è presente in sottilissimi aghi in piccole cavità nella dolomite spatica, lunghi 3 mm, o in cristalli prismatici lunghi fino 1 cm, neri e con lucentezza metallica, con geminati a ginocchio.

c) Minerali ben cristallizzati

Si tratta, come s'è già detto sopra, di tormalina bruna (dravite) e più raramente di distene.

Tormalina bruna. La dravite è tipica per questa varietà delle dolomie grigie e si trova quasi sempre, su scala macroscopica o in dimensioni microscopiche nelle sezioni sottili. La descrizione si limita alle caratteristiche microscopiche. Essa si presenta in cristalli di due dimensioni diverse: i primi, a grana finissima-fine, nella matrice, a contatto o a pochi mm dalle vene leucocratiche, tendenti a raggrupparsi in nidi di idioblasti separati da dolomite e concentrazioni di grafite; i secondi, di dimensioni maggiori, fino a 1 cm, essi pure ai margini, raramente nelle vene leucocratiche stesse. Le caratteristiche microscopiche sono le stesse: abito colonnare fino aciculare, con sezioni trasversali ditrigonali, perfettamente idiomorfe, e sezioni longitudinali che mostrano le facce del prisma idiomorfe e le due piramidi terminali, di cui una è ben sviluppata, mentre l'opposta è sempre frastagliata e «corrosa» dalla dolomite e dalla calcite (cfr. GÜBELIN 1939, p. 430 e lo stesso fenomeno descritto da PARKER 1920, pp. 20 sgg., al contatto tra gli scisti sericitici e le rocce a serpentino e talco dal massiccio intermedio del Tavetsch). I cristalli sono spesso rotti o ondulati, presentando allora estinzione a ventaglio, o intensamente incrinati perpendicolarmente all'asse *c*. La caratteristica più importante è la presenza di numerosissimi inclusi (di dolomite, calcite, bollicine di liquido o gas e grafite) che spesso si limitano alla parte centrale mentre il margine ne è privo; inclusi che possono essere disordinati – caso più frequente – oppure ordinati in cordoncini a forma di imbuto con centro che coincide con l'asse *c* del cristallo e con punta rivolta verso la terminazione non sviluppata (caso descritto da ambedue gli autori citati prima) o in stelle a sei raggi che si dipartono dal centro del cristallo per terminare agli spigoli del prisma (caso osservato anche da PARKER, op. cit.), come è indicato nella fig. 46. La regolarità delle inclusioni viene spiegata da HARKER (1960, pp. 43–44, figg. 7 e 8) su casi analoghi nella cordierite, nella staurolite e nel granato: secondo questo autore perpendicolarmente alle facce del prisma la «forza di cristallizzazione» è più intensa, così che il cristallo riesce a espellere il materiale estraneo, mentre all'intersezione delle facce del prisma e all'inizio della cristallizzazione, cioè al centro del cristallo, questa forza è minore e non riesce a espellere il materiale estraneo. Questa ipotesi spiega sia la regolarità delle inclusioni, che indicano la traccia della crescita delle intersezioni delle facce del prisma, sia l'intensità che diminuisce dal centro, ricco di inclusi, verso il margine, privo di inclusi: nell'ultima fase della crescita la «forza di cristallizzazione» sarebbe stata tale da riuscire a espellere tutto il materiale estraneo. Infatti la tormalina bruna non è mai zonata, ma presenta una colorazione uniforme, con pleocroismo poco marcato, tavolta impercettibile, da giallo bruno molto chiaro a incolore.

Distene. I cristalli, grossi fino a 4 cm, hanno abito tabulare, con margini intensamente frangiati dalla calcite e da aggregati di *sericite* (?) che formano pseudomorfosi marginali su di esso. Presenta facile sfaldatura e intensa incrinatura e localmente geminati lamellari secondo (100) a estinzione parallela. Esso è incolore.

Struttura e tessitura

Esse sono analoghe a quelle della varietà corrispondente nelle dolomie bianche (n° 17) e caratterizzate dalla presenza di due domini ben distinti:

a) La matrice dolomitica con tessitura scistosa (intensità da debole a media) parallela, con dolomite debolmente elongata nel senso della scistosità e le miche orientate in subparallelo, a grana finissima e struttura granoblastica, a selciato, senza compenetrazione intergranulare. Verso il contatto con le vene leucocratiche la tessitura assume un andamento fluidale, con strutture localmente interrotte dalle vene leucocratiche, là dove esse sono discordanti. Si è visto che la grana diminuisce sensibilmente man mano che ci si avvicina al contatto con le vene leucocratiche: la grafite aumenta invece gradatamente e il contatto anzi molte volte è occupato da uno straterello nero di grafite. In questo caso è evidente la relazione della grossezza della grana con la quantità di grafite: aumentando il pigmento diminuisce la grana (osservazioni analoghe in GANSSER & DAL VESCO 1962; EGLI 1966 p. 97).

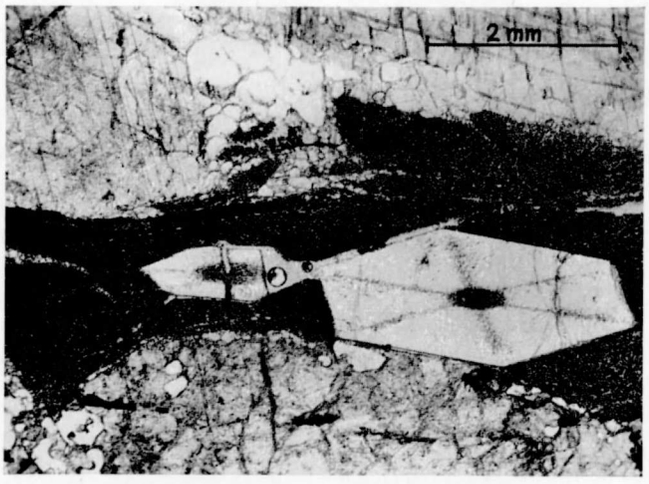


Fig. 46: Microfotografia di una dolomia grigia con lenti di dolomite a grana media e con tormalina bruna (A. Pianascio, strato n°21, camp. 514): i fenocristalli di tormalina bruna presentano caratteristiche inclusioni (dolomite, calcite, pigmento) ordinate a stella a sei raggi e sono racchiusi in dolomia a grana finissima con forti concentrazioni di grafite (straterello grigio nero). Ai margini due cristalli a grana molto grossolana di dolomite senza inclusioni di grafite e con la sfaldatura romboedrica pronunciata. Luce naturale.

b) Le vene leucocratiche hanno una tessitura praticamente massiccia – infatti i minerali sono raramente elongati – e struttura granoblastica a grana eterogenea, da media a molto grossolana, con forte compenetrazione intergranulare spigolosa o sinuosa. Esse presentano inoltre un costrutto simmetrico, con dolomite al centro, mentre i margini sono occupati da calcite, quarzo, muscovite, pennina. Gli influssi meccanici sono spesso intensi ma locali. È degno di nota il fatto che i cristalli delle vene leucocratiche non contengono pigmento: al massimo esso è concentrato negli interstizi. Il contatto tra la matrice di dolomia grigia e le vene leucocratiche è sempre molto netto, spesso piano, localmente ingranato ed è la zona occupata con preferenza dai porfiroblasti di distene e di tormalina bruna, quest'ultima a struttura cribrosa. Localmente le vene leucocratiche includono piccole porzioni della matrice grigia, inalterata.

23. Dolomia grigia contenente flogopite

Quest'ultima varietà delle dolomie grigie occupa una posizione intermedia tra la dolomia grigia scistosa (n°21) e la dolomia grigia a flogopite (n°7): si tratta infatti di una dolomia di colore grigio-cenere, a grana finissima e scistosità di intensità da debole a intensa, parallela, più raramente pieghettata, con pochi lettini isolati di muscovite a flogopite; questa può essere orientata obliquamente rispetto alla scistosità. Sono possibili tipi listati, con grafite distribuita eterogeneamente nei vari straterelli. Questa varietà è abbastanza comune nella Zona triassica del Campolungo e si estende dal Lambro all'A. Pianascio, mentre è piuttosto rara nella Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent; nelle altre Zone triassiche essa manca completamente.

Al microscopio (27 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (35–96), calcite (1–22)
Comp. sub.:	quarzo (0–10), flogopite (1–8), muscovite (0–6), clorite (0–8), vermiculite (0–1), plagioclasio (0–1), feldspato potassico (0–8)
Comp. acc.:	grafite (0–4), pirite (0–2), rutilo, apatite, tormalina bruna (sempre meno di 1)

Descrizione dei componenti

Per la descrizione dei componenti della matrice dolomitica si rimanda alla dolomia grigia scistosa, per quella della flogopite alla dolomia grigia a flogopite. Qui basterà ricordare alcune caratteristiche.

Flogopite. Localmente essa raggiunge dimensioni di porfiroblasto (fino a 1 mm), con la faccia (001) piana, le altre lobate dalla dolomite. Include dolomite, calcite, quarzo, pirite e grafite: questa in un caso (A. Campolungo ovest, strato n° 10) è ordinata in cordoncini all'interno della flogopite, nettamente discordanti con la superficie di scistosità, ciò che indica una rotazione della flogopite a crescita terminata. In altri casi invece i cordoncini di grafite, pieghettati, attraversano la flogopite senza discontinuità al margine.

Clorite. Si tratta sempre di *pennina*, che si presenta sotto due aspetti differenti: nel primo caso, più comune, essa forma aggregati feltriformi che costituiscono noduli nella pasta fondamentale. Nel secondo caso, molto più raro, si tratta di lamine pseudomorfe su flogopite, isorientate con questa.

Vermiculite. Essa pure forma pseudomorfosi su flogopite e presenta un costrutto zonare, con intensa colorazione verde-erba al nucleo, che diminuisce gradatamente verso i margini.

Dei feldspati il più diffuso è il *feldspato potassico:* esso si presenta in grani del diametro fino a 1 mm, xenoblastici, vagamente tondeggianti o ovoidali, elongati nella scistosità se isolati nella pasta fondamentale, estremamente ameboidi e compenetrati con la flogopite se si trova appunto nei cordoncini flogopitici. Limpido o debolmente spolverato, esso mostra estinzione uniforme, mai la geminazione a graticcio del microclino, sebbene i valori dell'angolo assiale siano compresi tra −54 e −60°. Spesso è ricco di inclusi, che comprendono: dolomite, squamette di sericite, pirite e grafite. Nella dolomia pieghettata del Motto di Mezzo (strato n° 4) il feldspato potassico è particolarmente ricco di inclusioni di grafite che è ordinata in sottilissimi lettini paralleli ondulati, limitati al nucleo, mentre il guscio esterno è assolutamente limpido. L'ondulazione riflette l'andamento attuale delle pieghette, salvo che è interrotta ogni volta che i grani di feldspato potassico sono a contatto. Un fenomeno analogo è descritto da GANSSER (1937, pp. 393–394) nelle filladi albitiche dei Calcescisti: l'albite è pure ricca di inclusi (pigmento carbonioso e rutilo) ordinati e girati a *s* (rotazione durante la crescita), limitati al nucleo. Nel nostro caso la crescita è avvenuta dopo il pieghettamento e nell'ultima fase della crescita, come nel caso della tormalina bruna, l'energia di cristallizzazione è stata abbastanza intensa da espellere completamente la grafite, che si trova effettivamente concentrata ai margini del feldspato potassico.

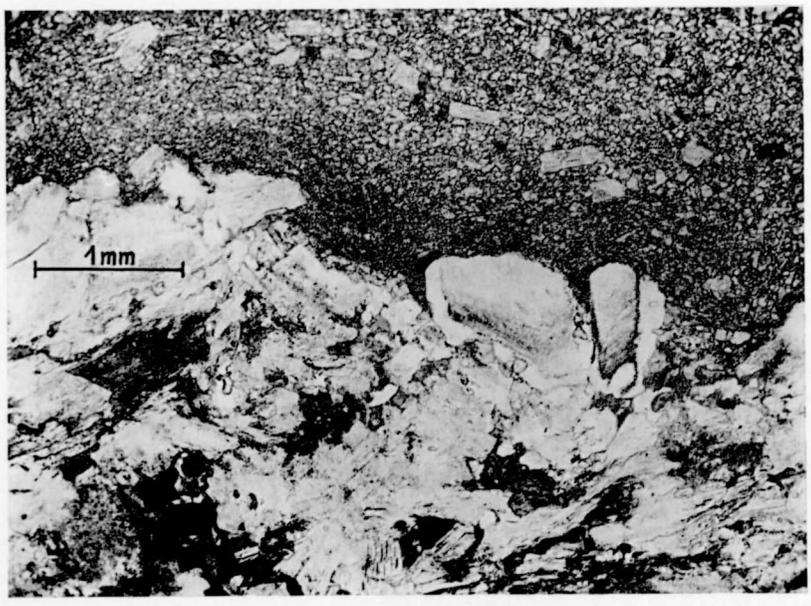


Fig. 47: Microfotografia di una dolomia grigia contenente flogopite e feldspato potassico (Motto di Mezzo, strato n° 4, camp. 666): tra i lettini di flogopite (metà inferiore dell'immagine) e la matrice di dolomia grigia a grana fine (metà superiore dell'immagine) si inseriscono grani ameboidali di feldspato potassico (microclino con graticcio invisibile), ricco di inclusioni di grafite limitate al nucleo. Luce naturale.

Struttura e tessitura

Esse non presentano variazioni particolari rispetto alla dolomia grigia scistosa da una parte, alla dolomia grigia a flogopite dall'altra.

DISCUSSIONE

Il gruppo delle dolomie grigie comprende quattro varietà che corrispondono quasi perfettamente nella composizione mineralogica a quattro delle cinque varietà delle dolomie bianche, con queste due uniche differenze importanti: la presenza della grafite, risultante dalla trasformazione metamorfica di

resti organici – almeno in parte – del sedimento originario, e la conseguente variazione strutturale (grossezza della grana nettamente minore).

Di conseguenza la *dolomia grigia saccaroide* e la *dolomia grigia scistosa* derivano dagli stessi sedimenti dei tipi corrispondenti del gruppo delle dolomie bianche, salvo l'aggiunta della sostanza organica. La genesi della *dolomia grigia con vene e lenti leucocratiche di dolomite, calcite, quarzo a grana media, in parte accompagnata da tormalina bruna o distene* merita invece di essere discussa a fondo, tanto più che le considerazioni a suo proposito valgono contemporaneamente anche per la varietà corrispondente nel gruppo delle dolomie bianche (n° 17).

Il caso più interessante è quello che contiene *tormalina bruna:* le vene e lenti leucocratiche sono legate alla dolomia grigia a grana fine e d'altra parte la tormalina bruna è a sua volta limitata al margine delle vene: inoltre la tormalina bruna è rigidamente legata alla dolomia grigia, mentre la tormalina verde a quella bianca. Questa prima osservazione permette già di affermare che la formazione delle vene leucocratiche è in relazione diretta col chimismo del sedimento originario e che esse non sono da collegare con influssi a carattere pneumatolitico-idrotermale dall'esterno: infatti se questo fosse il caso non si spiegherebbe come mai le vene «pegmatoidi» e tanto meno come le diverse varietà di tormalina siano limitate a certi orizzonti litologici con una ben determinata composizione mineralogica. A questo proposito è importante notare come la presenza della tormalina bruna si possa seguire spesso per diversi profili, ritrovandola sempre nello stesso strato: ad es. a Costello (Costello 1, strato n° 18, e Costello 2, strato n° 8), in altre parole ciò equivale a dire che le vene si sono formate in situ, senza apporto di sostanze dall'esterno e con circolazione di soluzioni solo all'interno dello strato di dolomia grigia; il processo metamorfico fu quindi isochimico e si svolse in un sistema chiuso, quello dello strato di dolomia grigia (cfr. WINKLER 1965, p. 9). Siccome il sistema era chiuso, il boro della tormalina era quindi già presente nel sedimento originario, forse sotto forma di tormalina autigena o arricchito in minerali argillosi (cfr. BRAITSCH 1962, p. 20 e pp. 165 sgg.). La presenza di boro in quantità relativamente abbondanti, abbinata sicuramente a quella di H_2O, ha agito durante il processo metamorfico da catalizzatore provocando la ricristallizzazione di dolomite e quarzo in grana grossolana e la conseguente formazione delle vene «pegmatoidi» leucocratiche: durante la loro ricristallizzazione i due minerali hanno espulso completamente la grafite rigettandola ai margini, dove essa effettivamente si trova in fortissime concentrazioni. È impossibile stabilire con certezza la natura del meccanismo di trasporto della grafite, cioè se esso fu puramente meccanico (che appare l'interpretazione più probabile) oppure chimico. La grafite rigettata ai margini delle vene ha a sua volta provocato una ricristallizzazione a grana finissima della dolomite (fino a 0,015 mm!): è in questo settore che si è cristallizzata la tormalina bruna, includendo parzialmente dolomite e grafite. A 1 cm di distanza dal margine delle vene la dolomite possiede una struttura nuovamente normale, invariata: il che dimostra come l'influsso del fenomeno descritto e in particolare la circolazione delle soluzioni furono estremamente limitati nello spazio.

Nel caso del *distene* il processo metamorfico fu lo stesso di quello descritto or ora, mentre il sedimento originario si distingueva da quello che ha prodotto la tormalina bruna, per la mancanza del boro e la presenza di argilla ricca di Al e povera di alcali e di Fe.

Nelle dolomie bianche con vene «pegmatoidi» evidentemente il processo metamorfico fu lo stesso: la presenza dei vari minerali è da ascrivere a differenze del sedimento originario (la presenza di B provoca la formazione di tormalina verde, quella di argilla povera di alcali la formazione di distene in presenza di quarzo, di corindone o diasporo in assenza di quarzo, ecc.).

La dolomia grigia contenente *flogopite* risulta dalla trasformazione metamorfica di una dolomia contenente sostanza carboniosa e straterelli argillosi alcalini di intensità variabile.

Alla perfetta corrispondenza mineralogica (a parte la presenza della grafite) delle diverse dolomie grigie con quelle bianche fa riscontro ovviamente uno stesso grado di *metamorfosi* e lo stesso svolgimento nel tempo, con una prima fase (facies degli scisti verdi) a muscovite e flogopite, una seconda (facies dell'anfibolite a almandino) a plagioclasio e feldspato potassico, continuata direttamente da quella probabilmente un poco più tarda che ha dato origine alle vene «pegmatoidi» con minerali ben

cristallizzati e che vorremmo definire «facies pneumatolitica–idrotermale metamorfica» (per distinguerla da quella omonima magmatica, con apporto di sostanze dall'esterno), iniziatasi ancora nella facies dell'anfibolite a almandino (distene – tormalina bruna e verde [?] – scapolite [?]), continuata in quella degli scisti verdi (corindone–crisoberillo–fucsite), seguita da una fase a temperatura ancora minore, documentata dalla presenza del diasporo e estintasi nella fase «idrotermale» con i rarissimi componenti fluorite e tennantite; questi due ultimi minerali si sono formati a partire dalla presenza, sporadica, di F, rispettivamente di Cu, nel sedimento originario. L'ultima fase è poi quella diaftoretica, con trasformazione della flogopite in clorite e parzialmente in vermiculite e col riempimento delle fessure con clorite.

KELLER (1968) interpreta la genesi delle lenti quarzo-feldspatiche con andalusite, distene, staurolite e paragonite della regione A. Sponda – P. Forno secondo gli stessi principi, cioè: «differenziazione metamorfica in situ con diffusione di componenti mobili in aperture differenziali», processo iniziato almeno contemporaneamente alla metamorfosi, cioè sincinematico.

Nelle descrizioni microscopiche si è già sottolineata la relazione diretta esistente fra la grossezza della grana e la quantità di grafite contenuta nella roccia: il pigmento durante la metamorfosi ha agito per così dire da «anticatalizzatore», creando un grande numero di centri di cristallizzazione e frenando in questo modo la cristallizzazione di un aggregato a grana grossolana. A questo proposito è altresì interessante notare come proprio in una dolomia grigia si siano trovati i resti fossili meglio conservati (cfr. BIANCONI 1965, pp. 573–575), una conferma indiretta della funzione frenante della grafite rispetto agli agenti metamorfici.

E. Le dolomie listate (n° 24)

Il quarto gruppo delle dolomie del Trias medio, che comprende le dolomie listate, rappresenta un tipo strutturale alquanto interessante. La sua caratteristica principale è l'estrema eterogeneità verticale che si manifesta nella differenza di colore dei vari straterelli alternanti, paralleli e dello spessore dell'ordine di grandezza del mm, al massimo del centimetro. Il colore fondamentale è il grigio, e gli straterelli assumono tonalità differenti alternantisi dal grigio chiaro, o addirittura bianco, al grigio oscuro. L'aspetto macroscopico della roccia risulta pertanto listato, zebrato. Localmente gli straterelli molto oscuri non sono continui, bensì interrotti a forma di lenticelle molto stirate e terminanti a punta, in una matrice di colore cenerino. L'altra caratteristica di questo gruppo è la povertà di silicati, che si riducono essenzialmente alle miche (muscovite e sporadicamente flogopite) e al quarzo. La roccia ha grana finissima, che aumenta fino a piccola negli straterelli bianchi saccaroidi.

L'estensione di questo gruppo comprende essenzialmente la Zona triassica del Campolungo, dal Lambro all'A. Pianascio, dove meritano di essere citati gli affioramenti più tipici: cascine dell'A. Cadonighino (strati n^{i} 42 e 49), più qualche raro esempio alla Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent. Lo studio di 10 sezioni sottili fornisce i seguenti dati:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (86–95)
Comp. sub. comuni:	calcite (0–3), quarzo (0–3), muscovite (0–5)
Comp. sub. sporadici:	flogopite (0–4), clorite (0–1), feldspato potassico (0–1)
Comp. acc.:	grafite (0–1), pirite (0–1), rutilo (0–1)

Descrizione dei componenti

Per la descrizione dei singoli componenti si rimanda senz'altro alla dolomia grigia scistosa (n°21) e alla dolomia grigia contenente flogopite (n°23), siccome le caratteristiche microscopiche dei singoli minerali sono le stesse: qui mi limito alla descrizione dei caratteri strutturali.

Struttura e tessitura

La struttura è granoblastica, a selciato, praticamente senza implicazione intergranulare, salvo nel caso dei grani ameboidi di calcite e parzialmente di quarzo. La grana è eterogenea nella direzione verticale, omogenea in quella orizzontale: i settori omogenei corrispondono cioè agli straterelli di vario colore. Al microscopio si distinguono all'ingrosso i quattro tipi seguenti:

colore macr.:	*grana (mm):*	*contenuto di grafite:*	*spessore (mm):*
a bianco	0,15–0,3	senza	5–10
b grigio chiaro	0,08–0,1	poco	0,5–5
c grigio oscuro	0,03–0,05	molto	0,5–5
d vene leucocratiche spatiche	fino 1,5	senza	fino 20

Da questo confronto risulta in modo evidente il rapporto diretto fra il tenore di grafite, che determina altresì il colore macroscopico, e la grossezza della grana, i cui valori coincidono con quelli indicati a proposito delle dolomie con vene leucocratiche di dolomite spatica: aumentando la quantità di grafite inclusa diminuisce la grossezza della grana. Gli straterelli sono rigidamente paralleli e determinano la tessitura listata della roccia. La scistosità di cristallizzazione è media o intensa e si manifesta nell'elongazione della dolomite nel senso della scistosità e nell'orientazione in parallelo delle miche. I passaggi verticali sono netti e al microscopio sono ben visibili sia il cambiamento improvviso della grossezza della grana, sia quello contemporaneo del tenore di grafite.

Discussione

Di tutte le dolomie quelle listate sono quelle che si avvicinano maggiormente alla composizione ideale del minerale (cfr. le analisi chimiche alle pp. 158 sgg.) e sono quindi il prodotto metamorfico di una dolomia pressocchè pura, accompagnata da pochissimi straterelli argillosi. La calcite sporadica risulta dalla reazione di formazione della flogopite. La regolarità e la costanza in senso orizzontale dell'alternanza degli straterelli a differente colorazione (cioè a differente concentrazione di grafite) indicano che essa è la riproduzione fedele di un'alternanza originaria di dolomia bianca e di dolomia con componenti organici (che durante la metamorfosi sono stati trasformati in grafite): il processo metamorfico ha tutt'al più stirato o laminato gli straterelli, ordinando il pigmento carbonioso in nastri paralleli (cfr. BOLLI & NABHOLZ 1959: «Wo es [das Pigment] aber primär als tonige organische Substanz *zwischen* den Körnern eingelagert ist, ordnet es sich bei der Metamorphose sofort in parallele Bänder, und zwar parallel zur Textur des Schiefers»): cioè, ammesso che vi furono movimenti differenziali, essi avvennero unicamente in senso orizzontale, non in senso verticale, come sarebbe stato il caso durante una «differenziazione metamorfica»; una conferma di questa affermazione è inoltre il passaggio verticale da un dominio all'altro sempre assai netto.

L'estrema rarità di silicati impedisce una sicura caratterizzazione del grado di *metamorfismo:* essi sono però i normali (muscovite, flogopite, ortoclasio), per cui le considerazioni fatte ai gruppi precedenti valgono senz'altro anche per le dolomie listate. D'altra parte questo tipo litologico è forse l'esempio più bello dell'azione della grafite durante la metamorfosi (cfr. la descrizione microscopica).

F. Le dolomie a grammatite

Dei minerali del Trias del Campolungo, la grammatite (anticamente *tremolite* e oggi ancora nella letteratura di lingua inglese e in parte di quella tedesca), assieme con la flogopite, è quello più diffuso e tipico. Per la grande estensione e per il fatto che essa spesso è un componente principale o addirittura preponderante della roccia si è preferito descrivere tutte le dolomie contenenti grammatite, quale componente principale o anche solo subordinato, in un gruppo a sè. La grammatite si trova in svariate forme di sviluppo morfologico o di giacitura: è quindi ovvio che già i primi autori che si occuparono dei minerali del Campolungo si siano preoccupati di stabilire una sistematica delle numerose

varietà. PINI (1790) riporta già tre varietà, DE SAUSSURE (1796) addirittura sei. Nel lavoro più recente sul Campolungo, GÜBELIN (1939, pp. 371–377) suddivide le varietà in tre gruppi principali, secondo il colore: bianco, verde e grigio; all'interno di ciascun gruppo poi l'ulteriore suddivisione avviene secondo criteri morfologici. Questa è senz'altro la divisione più logica dal punto di vista mineralogico, cui rimandiamo per una descrizione mineralogica dettagliata.

Nella mia descrizione, basata essenzialmente su criteri litologici, ho preferito seguire la trafila iniziata con gli altri gruppi delle rocce triassiche; su questa base risultano tre tipi principali, che tengono conto sia del colore della roccia e di quello della grammatite, sia dei due gruppi morfologici principali e cioè l'abito prismatico e quello bacillare-raggiato: dolomia bianca saccaroide a grammatite bianca, sporadicamente verde; dolomia bianca saccaroide a grammatite bianca raggiata; dolomia grigia a grammatite grigia prismatica. Tutt'e tre le varietà sono alquanto comuni e diffuse nella Zona triassica del Campolungo, dal Lambro all'A. Pianascio, mentre in quella di Rodi–Ogiòra è rappresentata unicamente la seconda. Nelle altre due Zone triassiche (di Pianmez e di S. Giorgio) esse mancano completamente.

25. Dolomia bianca saccaroide a grammatite prismatica bianca, sporadicamente verde

Sotto questa denominazione si comprendono tutte le dolomie bianche, generalmente saccaroidi, massicce o debolmente scistose, contenenti grammatite bianca o verde, prismatica. Delle due la prima è molto più comune, formando banchi continui che talvolta si possono seguire attraverso più profili, mentre la seconda affiora raramente ed è localizzata in banchi di spessore e di estensione orizzontale ridotti. In casi isolati le due varietà si trovano mescolate nello stesso strato. Esse hanno abito prismatico con l'asse *b* più lungo di quello *a*, per cui risultano sezioni rombiche molto schiacciate, e l'asse *c* molto più sviluppato degli altri due, da cui risulta l'abito prismatico. L'abito prismatico tozzo, con sviluppo modesto di *c* rispetto agli altri assi, è abbastanza raro. La grammatite bianca raggiunge 12 cm di lunghezza, quella verde 7 cm. Ambedue hanno lucentezza vitrea, che però va persa durante il fenomeno di trasformazione in talco, fenomeno limitato alla varietà bianca. Quando la trasformazione è completa, il talco forma perfette pseudomorfosi su grammatite, che sono saponose al tatto e hanno lucentezza sericea e colore bruno rossiccio. I prismi di grammatite sono separati dalla matrice dolomitica da una corona di calcite semitrasparente, grigio-bluastra, solitamente in grossi grani dalle forme irregolari, raramente romboedrici, dello spessore variabile a seconda della quantità di grammatite, da 1 mm a pochi cm. L'asse *c* della grammatite di solito non predilige piani o lineazioni particolari, disponendosi disordinatamente nella roccia: quando la roccia è molto ricca di grammatite, quest'ultima forma allora un intreccio disordinato e estremamente compatto, racchiudente l'aggregato di dolomia saccaroide. Solo localmente la grammatite è orientata più o meno in parallelo, secondo uno schema descritto più avanti (cfr. p. 207).

Al microscopio (16 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (44–98), calcite (0–40), grammatite (1–30), talco (0–35)
Comp. sub.:	quarzo (0–3), flogopite (0–4), muscovite (0–3), clorite (0–7)
Comp. acc.:	pirite (0–3), vermiculite (0–1), apatite, tormalina, rutilo (sempre meno di 1)

A proposito della composizione percentuale va notato che essa ha un valore relativo per via dell'estrema eterogeneità della grana e per la diffusione irregolare della grammatite: i valori riportati sono perciò puramente indicativi.

Descrizione dei componenti

La pasta fondamentale, su cui si impiantano i fenocristalli di grammatite, ha esattamente gli stessi caratteri di una dolomia bianca saccaroide, localmente di una dolomia bianca debolmente scistosa: per la descrizione dei singoli componenti si rimanda perciò ai tipi relativi (n^{i} 15 e 18). Da notare la presenza sporadica di *flogopite* e dei suoi prodotti di trasformazione, *clorite* (pennina +) e *vermiculite*.

Grammatite. Essa si presenta in idioblasti a grana estremamente variabile (da fine a gigante): quella bianca è incolore, quella verde presenta un tenue colore verde gialliccio, con dicroismo che si manifesta nelle differenze di intensità del colore. Le sezioni trasversali sono rombiche e mostrano le facce (110), più raramente il pinacoide (010): l'ottima sfaldatura tipica degli anfiboli, secondo (110): localmente le facce sono lobate dalla calcite o dalla dolomite. Le sezioni longitudinali mostrano la mancanza delle facce terminali: la grammatite termina con un margine irregolare, intensamente lobato e frangiato con la dolomite e la calcite. La grammatite è sempre più o meno intensamente cribrosa per le numerose inclusioni di dolomite (tondeggiante o poligonale), calcite, quarzo, muscovite, apatite, inclusioni che hanno grana finissima (0,08–0,12 mm). Queste sono volentieri orientate lungo le due diagonali della sezione rombica, formando così una croce a braccia disuguali che si dipartono dal centro e terminano agli spigoli, come nel caso della tormalina bruna. Quando le inclusioni superano la grammatite stessa come volume, questa si riduce a forme scheletriche, quasi un reticolo intergranulare fra dolomite e calcite.

Calcite. A grana variabile da piccola a grossolana, essa si presenta in grani ameboidi, dalla superficie torbida, raramente con la sfaldatura romboedrica e la geminazione lamellare, sempre piane, con inclusi di dolomite. Sono presenti almeno tre generazioni diverse: *a)* al margine dei fenocristalli di grammatite, forma la corona che si osserva già macroscopicamente; localmente essa manca. *b)* All'interno dei fenocristalli di grammatite, associata al talco, vedi sotto. *c)* In venule leucocratiche, spatica, a grana grossolana, sporadicamente con dolomite e quarzo. Queste venule sono sicuramente contemporanee a quelle descritte ai n^{i}17 e 22.

Talco. Pure con grana variabile (da finissima a piccola), a estinzione parallela, carattere ottico negativo e birifrangenza molto alta. Esso rappresenta il prodotto di trasformazione della grammatite e nella sezione sottile si possono osservare vari stadi: all'inizio del fenomeno, il talco si trova unicamente lungo i piani di sfaldatura della grammatite, in squamette finissime con la faccia (001) parallela all'asse *c* della grammatite, disposizione già osservata da WRIGHT (1960, pp. 42–43). Nel caso finale, in cui esso forma pseudomorfosi complete su grammatite, esso forma aggregati disordinati di squamette finissime o di lamine abbastanza grosse, tozze, frammisti a calcite ameboide.

Quarzo. A grana da finissima a media esso si presenta in grani ovoidali o spigolosi nella matrice dolomitica o in grossi xenoblasti limpidissimi all'interno degli intrecci di grammatite, attraversato da quest'ultima a mo' di spiedo.

Struttura e tessitura

I rapporti variabili tra la dolomia saccaroide e la grammatite determinano parallelamente le variazioni strutturali. Nel caso tipico, con cristalli isolati di grammatite, la struttura è granoblastica senza implicazione, a selciato (dolomite della pasta fondamentale), con fenocristalli cribrosi di grammatite a struttura nematoblastica; la corona di calcite che separa la grammatite della pasta fondamentale ha struttura granoblastica con intensa implicazione intergranulare. Nel caso della trasformazione in talco, le pseudomorfosi hanno struttura da lepideica a lepidoblastica. Se la quantità di grammatite è preponderante sulla pasta fondamentale, la struttura allora è prevalentemente nematoblastico-porfiroblastica, con intreccio disordinato di grammatite che racchiude porzioni di dolomia a struttura granoblastica a funzione riempitiva.

26. Dolomia bianca saccaroide a grammatite bianca raggiata

Anche in questa varietà la roccia è una dolomia bianca saccaroide, massiccia, di poca consistenza. La grammatite, sempre bianca, si trova sotto forma di aggregati, che si possono suddividere in due gruppi principali: *a)* con abito bacillare raggiato: si tratta di aggregati radiali di grammatite molto lunga e sottile, in cui i numerosissimi cristalli si dipartono da un centro comune; gli aggregati sono di regola a forma di cono, altrove di fasci o di covoni molto compatti. I cristalli raggiungono 20 cm di lunghezza per uno spessore di 1 mm, hanno colore bianco e lucentezza vitrea. Il contatto fra questi aggregati e la dolomia è marcato da calcite romboedrica bluastra dello spessore fino a 1 cm, o da grumi di quarzo ialino; *b)* il secondo gruppo comprende gli aggregati raggiati di grammatite fibrosa, pressocchè asbestiforme, che sono conosciuti anche sotto il nome di «grammatite-sole»; e infatti la grammatite, estremamente fine, dal colore bianchissimo e dalla lucentezza sericea, forma aggregati perfettamente raggiati, con sviluppo su un piano: l'affioramento più tipico è quello dell'A. Campolungo est (strato n° 13, camp. n° 619), di cui GÜBELIN (1939) riproduce una fotografia (op. cit., tav. III, fig. 2), mentre PARKER (1945) ne riporta una degli aggregati stessi (op. cit., tav. VIIa): in questo affioramento gli aggregati raggiati raggiungono 5 cm di diametro e costituiscono più della metà della roccia formando un intreccio disordinato. Una variante particolare è stata osservata in Val Prevat (profilo 24, strato n° 19, camp. 1447): le fibre di grammatite si dipartono radialmente da un cristallo unico prismatico al centro, dando luogo ad aggregati arborescenti, lunghi fino a 4 cm e larghi fino a 2 cm. Tutti gli aggregati descritti vanno più o meno intensamente soggetti al fenomeno di trasforma-

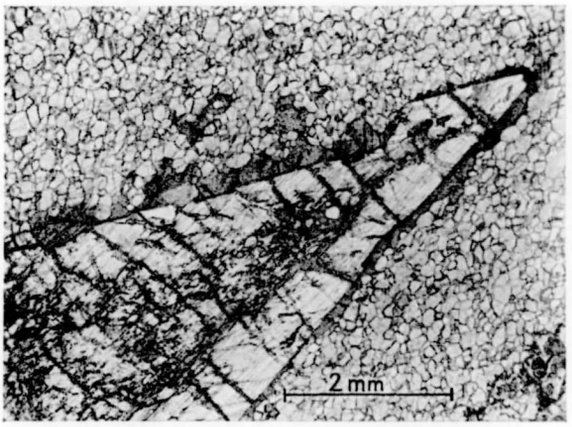


Fig. 48: Microfotografia di una dolomia bianca saccaroide a grammatite bianca (Passo Cadonighino, strato n°43, camp. 445): la grammatite, bianca, mostra la caratteristica sezione rombica, i due sistemi di sfaldatura secondo (110), inclusioni di calcite, dolomite e quarzo, concentrate lungo la diagonale maggiore della sezione; è chiaramente visibile la corona di calcite (oscura perchè colorata dall'ematossilina) tra la grammatite e la dolomia bianca saccaroide (struttura a selciato dei grani più o meno isometrici di dolomite limpida). Luce naturale.

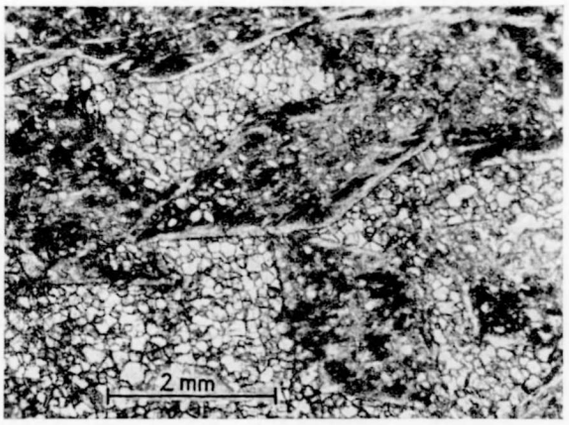


Fig. 49: Microfotografia di una dolomia bianca saccaroide con talco squamoso-fibroso pseudomorfo secondo la grammatite prismatica (Passo Campolungo sud, strato n°9, camp. 477). Luce naturale.

zione in talco. Questa varietà della dolomia a grammatite è particolarmente diffusa nella Zona triassica del Campolungo, limitata all'area tra l'A. Cadonighino e la Val Prevat e affiora, peraltro molto raramente, anche nella Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent e in quella di Rodi–Ogiòra (vedi profilo della Ragasca, p. 36).

Al microscopio (17 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.: dolomite (30–90), calcite (0–40), grammatite (0–30), talco (0–50)
Comp. sub.: quarzo (0–5), muscovite (0–6), flogopite (0–3), clorite (0–1), scapolite (0–1)
Comp. acc.: pirite (0–1), rutilo e apatite (sempre meno di 1)
(I valori indicati della partecipazione volumetrica sono puramente indicativi)

Descrizione dei componenti

Grammatite. – a) Varietà bacillare-raggiata: al microscopio si riconoscono distintamente i singoli cristalli estremamente elongati lungo l'asse *c* e nelle sezioni trasversali i margini rombici, idiomorfi, la facilissima sfaldatura nei due sistemi di (110) e le incrinature grossolanamente perpendicolari a *c*. – *b)* Varietà fibrosa-raggiata: gli aggregati raggiati o in forma di covoni, di fasci divergenti, presentano un costrutto zonato regolare, con al nucleo grammatite prismatica e alle estremità grammatite fibrosa, con le singole fibre lunghe fino a 2 cm e grosse circa 5 micron (!). Spesso le fibre hanno andamento ondulato, con estinzione a ventaglio.

Talco. Ambedue le varietà possono essere trasformate parzialmente o completamente in talco, come nel tipo descritto precedentemente: anche in questo caso esso si presenta solitamente in squamette esilissime intercalate con grani molto elongati di calcite; l'elongazione della calcite e la faccia (001) del talco sono parallele alle fibre di grammatite, cioè all'asse *c* di quest'ultima. Di solito il processo di talcicizzazione è limitato a un guscio esterno degli aggregati raggiati, mentre il nucleo è ancora formato da grammatite, che probabilmente rappresenta un «relitto corazzato»: solo raramente il talco forma pseudomorfosi complete sugli aggregati di grammatite fibrosa.

Calcite. Essa ha grana variabile da piccola a grossolana, con superficie torbida, rara sfaldatura romboedrica e geminazione lamellere solo eccezionalmente. Include dolomite in grani isolati e laminette di muscovite oltre a grossi idioblasti di pirite.

Quarzo. Esso si presenta sotto due forme: o in lenti monomineraliche ai margini degli aggregati di grammatite, con abito xenoblastico estremamente sinuoso o in grossi xenoblasti limpidissimi allo interno degli aggregati stessi e attraversato in tutti i sensi dalle fibre di grammatite.

Pirite. Da notare la sua presenza soprattutto nella corona calcitica, in idioblasti dalla grana molto variabile, fresca o parzialmente limonitizzata.

Scapolite. Minuti idioblasti (a grana fine), colonnari, con sviluppo maggiore in parallelo all'asse *c*, intensa incrinatura perpendicolare allo stesso asse, birifrangenza uniforme e alta (termine ricco della componente mejonitica; cfr. GÜBELIN 1939, p.409). Si tratta di cristalli singoli nella pasta fondamentale dolomitica e non in paragenesi con la grammatite.

Per la descrizione degli altri minerali si rimanda alla dolomia bianca saccaroide, siccome le caratteristiche coincidono.

Struttura e tessitura

La tessitura è massiccia e gli aggregati di grammatite non sono orientati secondo piani paralleli, salvo in alcuni casi (Ragasca, Leiarozza) in cui essi sono disposti nel piano di scistosità: di regola essi formano intrecci irregolari, in cui i singoli fasci terminano l'uno a ridosso dell'altro; spesso si può osservare come un fascio, arrivato a contatto con un altro, riesca a piegare o rompere quest'ultimo, ciò che dimostra la notevole intensità dell'energia di cristallizzazione. La struttura è estremamente eterogenea: si possono distinguere tre domini principali: *a)* la pasta fondamentale dolomitica, a grana fine-piccola e struttura granoblastica, a selciato, senza implicazione; *b)* gli aggregati di grammatite a struttura fibroblastica-raggiata, con rari nuclei nematoblastici: essi formano un intreccio in cui le maglie sono occupate da calcite, a funzione riempitiva. Il talco ha struttura prevalentemente lepideica fino lepidoblastica; *c)* la corona di calcite, attorno agli aggregati di grammatite, a grana eterogenea, da piccola a grossolana, e struttura granoblastica con intensa implicazione ameboide, dello spessore di pochi mm o al massimo di 1 cm.

27. Dolomia grigia a grammatite grigia prismatica

In quest'ultima varietà delle dolomie a grammatite, la matrice è la dolomia grigia (con colore variabile dal grigio chiaro al grigio oscuro), massiccia o debolmente scistosa, sempre a grana fine, solitamente omogenea, salvo casi molto rari con accenni a tessitura listata. Essa contiene grammatite di colore grigio oscuro fino nero, di regola con abito prismatico, tozzo o molto elongato secondo l'asse *c* (con dimensioni massime di 20 cm di lunghezza per 5 cm di larghezza, secondo GÜBELIN 1939, p.375), a lucentezza vitrea o umida, sericea nel caso della trasformazione in talco. Questo fenomeno è più raro che nella varietà corrispondente bianca e non è mai completo: il colore delle grammatiti diventa allora bruno roseo. I cristalli, sempre ottimamente delimitati, giacciono singolarmente nella roccia, senza orientazione alcuna, o in fitti intrecci a maglie serrate che racchiudono grossi grani di calcite bluastra. La varietà bacillare-raggiata è estremamente rara: gli aggregati lenticolari-fascicolari non sorpassano 2 cm di diametro e giacciono sul piano di scistosità formando lettini continui. L'unico affioramento è quello del Passo Cadonighino (strato n°21, camp. n°432). La grammatite grigia si trova unicamente nella Zona triassica del Campolungo, dal Lambro all'A. Pianascio, dove affiora particolarmente ricca al Passo Cadonighino, alla Löita dei Sautri, al Passo Campolungo e nella Val Prevat. Nelle altre Zone triassiche essa manca affatto.

Lo studio al microscopio (15 sezioni sottili) dà la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (10–98), calcite (0–40), grammatite (0–40), talco (0–30)
Comp. sub.:	quarzo (0–20), muscovite (0–13), flogopite (0–5), clorite (0–1), plagioclasio (0–7)
Comp. acc.:	grafite (0–1), pirite (0–3), tormalina bruna, rutilo, apatite, titanite (0–1)

Descrizione dei componenti

Le caratteristiche di gran parte dei minerali elencati ricalcano esattamente quelle dei minerali corrispondenti nella dolomia grigia scistosa (n°21), cui si rimanda per la descrizione dettagliata. Anche le caratteristiche morfologiche della grammatite e dei minerali ad essa legati (calcite, talco, quarzo) corrispondono a quelle descritte nella varietà bianca, salvo alcune differenze, annotate qui sotto.

Grammatite. La varietà più comune, quella prismatica, presenta quasi sempre una struttura intensamente cribrosa, per la ricchezza di inclusi, volentieri concentrati lungo la diagonale maggiore delle sezioni rombiche: dolomite guttiforme, calcite, talco, pirite e grafite. La varietà bacillare-raggiata al microscopio mostra ancora chiaramente la morfologia prismatica, seppure estremamente sviluppata secondo l'asse *c* (1 cm di lunghezza per 0,05 mm di spessore), con sezioni trasversali idioblastiche. La trasformazione in talco si osserva solo nella prima varietà, più avanzata alle estremità dei prismi, con foglietti di talco paralleli alla sfaldatura.

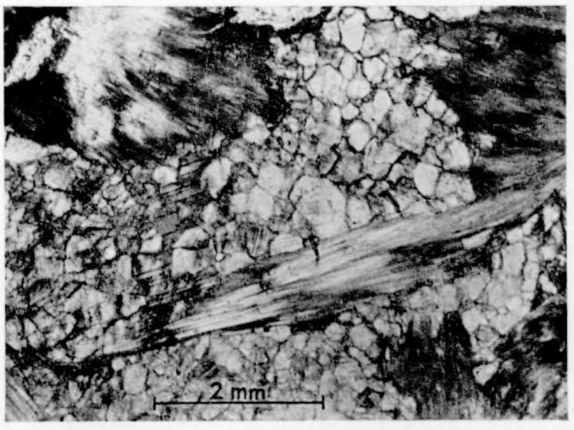


Fig. 50: Microfotografia di una dolomia bianca saccaroide a grammatite bianca fibrosa (A. Campolungo est, strato n° 13, camp. 619): la grammatite bianca ha abito fibroso, pressocchè asbestiforme e è raggruppata in aggregati fascicolari, separati dalla dolomia bianca saccaroide da rara calcite (nera, colorata all'ematossilina). Luce naturale.

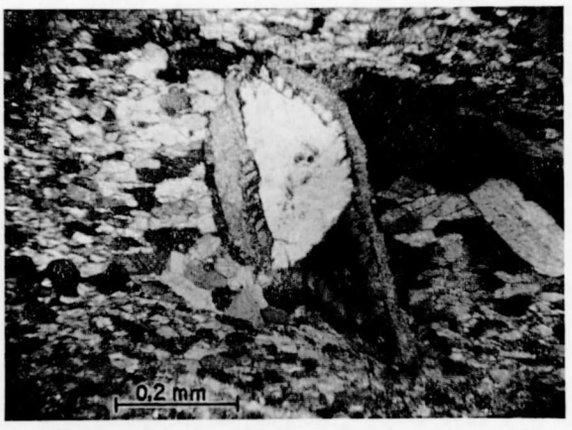


Fig. 51: Microfotografia di una dolomia grigia a grammatite grigia prismatica e contenente plagioclasio e flogopite (Passo Campolungo nord, strato n° 5, camp. 648 b): il plagioclasio (al centro della fotografia) presenta uno sviluppo insolito per le rocce triassiche del Campolungo, con abito idiomorfo, geminato semplice secondo la legge dell'albite e struttura zonare inversa; al margine è trasformato in un aggregato di un minerale fibroso non determinato. Nicol incr.

Talco. Oltre alle laminette estremamente fini, tipiche della talcicizzazione lungo la sfaldatura, esso si presenta anche in forma di grosse foglie tozze (grana fine–media), estremamente sbrindellate-lobate a contatto reciproco, più idiomorfe a contatto con calcite, e spesso ondulate.

Quarzo. Grani xenoblastici con margini sinuosi, a grana media, limpidi, estremamente cribrosi poichè sono attraversati dagli aghi di grammatite.

Titanite. Grani xenoblastici (grana finissima–fine), dalle forme vagamente tondeggianti o spigoloso-lobate, di colore bruno roseo, debolmente pleocroitici. Include raro pigmento e pirite. I grani singoli sono ordinati in collane incluse eliciticamente nella grammatite.

Plagioclasio. Caratteristico per la dolomia grigia a grammatite grigia è un plagioclasio perfettamente idiomorfo, dall'abito colonnare tozzo, che al microscopio mostra sezioni esagonali, trapezoidali, triangolari o rombiche, limpide, con geminati semplici o polisintetici (secondo la legge dell'albite e raramente del periclino), localmente con la sfaldatura finissima. Esso presenta quasi immancabilmente un costrutto zonato inverso: al centro composizione tra 55 e 82% An, al margine 75–100% An. Spesso trasformato marginalmente o totalmente nel minerale fibroso di natura incerta.

Grafite. Nel solito abito, ripartita più o meno statisticamente in dolomite e calcite con concentrazioni ai margini della grammatite e del talco, che però la includono essi pure, spesso sotto forma di cordoncini elicitici.

Struttura e tessitura

La tessitura è massiccia o debolmente scistosa, con elongazione della dolomite nel senso della scistosità e miche orientate in parallelo, mentre la grammatite non presenta un'orientazione particolare dell'asse *c:* anzi, nelle varietà ricche di grammatite, essa forma caratteristici intrecci con cristalli in tutte le direzioni che si delimitano a vicenda. Unicamente nel caso citato degli aggregati raggiati la grammatite predilige l'orientazione sul piano di scistosità e allora la roccia assume una tessitura zonata con alternanza di straterelli di dolomite, calcite, di grammatite e quarzo, di calcite e infine nuovamente di dolomite. La struttura è eterogenea: nella pasta fondamentale dolomitica essa è granoblastica, a selciato, a grana finissima–fine; nella corona di calcite essa è granoblastica con intensa implicazione ameboide, con grani di calcite cribrosi, a grana media–grossolana; la grammatite infine ha struttura nematoblastica; i fenocristalli sono inoltre più o meno intensamente cribrosi. Nelle varietà molto ricche di grammatite la struttura non è più così regolare secondo lo schema riportato: infatti i nematoblasti di grammatite formano strati interi e sono orientati in tutte le direzioni, lasciando vuoti pochi spazi interstiziali, occupati dalla calcite, o da rare «isole» relittiche di dolomite. Nel caso della talcicizzazione la struttura assume una componente lepideica-lepidoblastica. Il plagioclasio idiomorfo si trova sempre e solamente nella pasta fondamentale dolomitica, racchiuso da grani dolomitici; cioè non esiste affatto una relazione diretta fra la grammatite ed esso.

DISCUSSIONE

Alla base della genesi delle dolomie a grammatite è la reazione di formazione della grammatite, secondo l'equazione:

$$(3)\ 5\,CaMg(CO_3)_2 + 8\,SiO_2 + H_2O \rightleftharpoons Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 3\,CaCO_3 + 7\,CO_2$$

dolomite quarzo grammatite calcite

La grammatite si forma a partire da dolomite, quarzo e acqua: siccome della dolomite viene usata solo una parte del Ca, la parte residua forma calcite, che in effetti si ritrova nella tipica corona che attornia la grammatite. La reazione (3) dà luogo alle due paragenesi (cfr. anche TROMMSDORFF 1966, pp. 434–435):

3a) grammatite – quarzo – calcite
3b) grammatite – dolomite – calcite

Delle 47 sezioni sottili di dolomia a grammatite esaminate nella regione del Campolungo 41 mostrano la paragenesi *3b* (grammatite – dolomite – calcite), solamente 4 la paragenesi *3a* (grammatite – quarzo – calcite). Invece 2 mostrano la presenza della paragenesi grammatite – calcite – dolomite – quarzo, che evidentemente rappresenta una fase di transizione della reazione (3), in cui non tutto il quarzo è riuscito a reagire con la dolomite e formare grammatite e calcite, o perchè la metamorfosi non ha avuto il tempo per lo sviluppo completo della reazione o perchè la diffondibilità degli elementi è stata frenata da cause interne. Va inoltre notata la presenza della paragenesi particolare grammatite–flogopite, descritta nel gruppo delle dolomie a flogopite (n°8) e in quello delle cariate (n°28). Da queste considerazione risulta chiaramente come le dolomie a grammatite costituiscano il prodotto metamorfico di dolomie con quarzo (originariamente in forma di selce), in cui il contenuto di quarzo molto variabile si rispecchia nell'eterogeneità della componente di grammatite. La *grammatite bianca,* che è quella chimicamente più semplice (cfr. le analisi chimiche, p. 170), come si è visto sopra, presenta due varietà morfologiche fondamentali: l'abito prismatico o quello bacillare-fibroso, raggiato; nel primo caso si ebbe la crescita indisturbata di fenocristalli idioblastici, probabilmente a partire da singoli noduli di quarzo frammisti a dolomite, come lo comprovano l'inclusione di relitti di quarzo e dolomite nella grammatite, ordinati nelle diagonali della sezione rombica, lungo di piani di minore «energia di cristallizzazione», secondo la teoria di HARKER (1960, pp. 43–44). Nel caso della grammatite bacillare o fibrosa si deve ammettere una crescita molto più rapida lungo l'asse cristallografico *c* a partire da straterelli continui di quarzo e da nuclei di cristallizzazione comuni da cui si dipartono le singole fibre, e un influsso più marcato delle pressioni orientate, come lo dimostra il fatto che solitamente gli aggregati raggiati giacciono sul piano di scistosità. La *grammatite verde,* isolata o accanto a quella bianca, si differenzia da questa per un maggior contenuto di Al, di alcali, di F e di CO_2 e probabilmente da metalli non ferrosi non contemplati nelle analisi chimiche a p. 170, che con ogni probabilità rispecchiano differenze originarie nel sedimento. Come annota giustamente GÜBELIN (1939, p. 375) la grammatite verde affiora spesso associata alla tormalina verde: è perciò lecito presumere che i due minerali contengano elementi analoghi che giustificano la colorazione verde e un'origine contemporanea. La *grammatite grigia* chimicamente non presenta differenze abbastanza importanti rispetto a quella bianca che ne possano spiegare il colore differente (cfr. le analisi chimiche a p. 170): i nuovi dati analitici sono in contrasto con quelli di GÜBELIN (1939, p. 377) che indica il 9% per i due ossidi di Fe, mentre nei campioni di cui si riportano le analisi a p. 170 di questo lavoro i due ossidi di Fe non sorpassano mai il 0,5%: per cui il colore grigio o addirittura grigio-nero della grammatite è unicamente da ascrivere alle inclusioni di grafite.

Il secondo silicato per importanza quantitativa in questo gruppo litologico è il *talco.* Secondo TROMMSDORFF (1966, pp. 434–435) esso sarebbe il primo a formarsi durante la metamorfosi, seguito poi, coll'aumentare dalla temperatura e della pressione parziale di CO_2, dalla grammatite, per cui l'autore postula lo stato di equilibrio stabile nei marmi dolomitici del Lepontinico, e in particolare del Campolungo, della paragenesi talco – calcite – grammatite. Ora le osservazioni eseguite nell'ambito di questo lavoro su 20 sezioni sottili contenenti talco accanto a grammatite sono in netto contra-

sto coll'affermazione di TROMMSDORFF: infatti il talco, sia esso in aggregati finemente squamosi o in foglietti più grossi, forma *sempre* pseudomorfosi parziali (lungo i piani di sfaldatura o ai margini dei fenocristalli di grammatite) o complete su grammatite: la sua genesi è quindi chiaramente diaftoretica da grammatite in una fase finale e non iniziale della metamorfosi. Se poi una parte della grammatite si sia formata a partire da talco, calcite e quarzo secondo le reazioni (4) e (5) (da destra verso sinistra) è impossibile stabilire, vista la mancanza di relitti di talco al centro della grammatite che possano venire interpretati in questo senso. La formazione del talco a partire da grammatite è possibile secondo le due reazioni indicate da TILLEY (1948), nel senso inverso:

(4) 3 grammatite + 6 CO_2 + 2 H_2O → 5 talco + 6 calcite + 4 quarzo
(5) grammatite + dolomite + H_2O + CO_2 → 2 talco + 3 calcite

In ambedue le reazioni si libera calcite, effettivamente presente nelle sezioni sottili, dove accompagna il talco.

Il risultato delle tre reazioni considerate è la progressiva dedolomitizzazione della roccia, esattamente come nel caso della reazione di formazione della flogopite, e il contemporaneo apparire della *calcite,* una prima volta durante la formazione della grammatite, una seconda volta nelle vene spatiche leucocratiche e una terza infine nella fase diaftoretica con la trasformazione della grammatite in talco.

Il contenuto modesto di miche *(muscovite* e *flogopite)* corrisponde a rare intercalazioni argillose di minima importanza quantitativa nel sedimento originario. Un comportamento caratteristico assume il *plagioclasio:* esso manca completamente nelle dolomie bianche a grammatite bianca o verde, mentre nelle dolomie grigie esso compare sotto un aspetto del tutto particolare, nei piccoli grani idiomorfi descritti prima. La *clorite* e la *vermiculite* sono i prodotti della trasformazione diaftoretica della rara flogopite, e quindi contemporanee alla formazione del talco. La *scapolite* che si trova in via del tutto eccezionale in questo gruppo litologico, è componente accessorio, non legato parageneticamente alla grammatite. La *titanite,* inclusa in grammatite, si è formata grazie a un eccesso di Ti nel sedimento, non usato completamente dalla grammatite. La titanite, come del resto la scapolite, l'apatite e il plagioclasio basico, secondo HARKER (1960, p. 259) sarebbe un accessorio comune nelle dolomie metamorfiche, sebbene più tipico per rocce meno magnesiache delle dolomie vere e proprie.

Le condizioni di *metamorfosi* subite da questo gruppo litologico sono ben documentate dalla presenza della grammatite, il cui campo di stabilità coincide, secondo WINKLER (1965) colle due subfacies superiori della facies degli scisti verdi: infatti il limite di passaggio alla facies superiore, quella dell'anfibolite, è proprio definito dalla reazione fra grammatite, calcite e quarzo a formare diopside dove è da notare che la subfacies superiore degli scisti verdi (di WINKLER) appartiene già a una metamorfosi mesozonale. La formazione della grammatite bianca, di quella verde e di quella grigia è da attribuire alla prima fase della metamorfosi, mentre il plagioclasio, notevolmente basico (fino a 100% An) è da attribuire a una seconda fase a temperatura più alta, corrispondente alla facies dell'anfibolite: su questa apparente discordanza di facies metamorfiche si ritornerà nella considerazioni generali. Talco, clorite e vermiculite sono i prodotti di un'ultima fase, diaftoretica, con condizioni fisiche nuovamente corrispondenti alla facies degli scisti verdi, a bassa temperatura.

G. Le cariate

In tutte le Zone triassiche, salvo in quella del P. Meda – Cta. Briolent, la serie del Trias è chiusa dalle cariate, che spesso anzi costituiscono l'unico termine carbonatico del Trias (ad es. ai margini est e ovest della Zona triassica del Campolungo). Questo gruppo di rocce triassiche è forse il più complesso: un sguardo ai risultati delle analisi chimiche (fig. 59) lascia subito intravvedere una notevole variazione chimica, quella del rapporto $CaCO_3$: $MgCO_3$, che nella roccia si manifesta in una varia-

zione corrispondente del rapporto fra i due componenti principali, calcite e dolomite. Fra i due estremi, da una parte quello a sola calcite, dall'altra quello con fino a 70% di dolomite, sono possibili tutti i passaggi. Accanto a questa varietà chimica esiste inoltre una gamma altrettanto variegata di tipi strutturali: massicci o più o meno intensamente scistosi, omogenei o brecciati, a cellette, ecc. A questa grande varietà chimica e strutturale fa contrasto il contenuto di minerali subordinati e accessori quantitativamente modesto, che si limita a minerali micacei e a quarzo, oltre a rarissimi altri silicati. Stabilire una sistematica litologica conciliante le caratteristiche chimiche e quelle strutturali, spesso divergenti, è impresa ardua. Gli autori precedenti risolsero il problema limitandosi a una concisa descrizione in blocco della cariata, anzi della sola varietà a cellette (PREISWERK 1918, p. 54; 1936, p. 9; GÜBELIN 1939, p. 338). HASLER (1949, pp. 67–68) distingue due tipi: la «dolomia a cellette» e la cariata brecciata di Mogno e di Colla. Lo studio di una settantina di affioramenti e di quasi altrettante sezioni sottili ha permesso di stabilire una suddivisione in cinque varietà, sulla base di criteri talora prevalentemente mineralogici (rapporto quantitativo calcite:dolomite) talaltra invece strutturali (scistosità, eterogeneità); si tratta delle seguenti: cariata dolomitica contenente grammatite e flogopite, cariata dolomitica, cariata scistosa, cariata brecciata o a cellette, cariata con meno del 10% di dolomite. Delle cinque varietà solamente la prima è ben definita, grazie alla presenza della grammatite; le altre quattro hanno limiti molto vaghi, in parte affatto soggettivi, per cui molti casi si trovano a cavallo di due varietà.

28. Cariata[1] dolomitica contenente grammatite e flogopite

L'aspetto macroscopico della cariata dolomitica contenente grammatite e flogopite non è quello delle cariate tipiche: questa varietà ha colore giallognolo arancione, con una crosta d'alterazione superficiale bruno terra; può essere compatta oppure finemente porosa o infine presentare piccole cavità lenticolari allungate nei piani di scistosità. Ha grana fine, omogenea, è sempre scistosa (intensità debole-media) con giacitura parallela, solo sporadicamente pieghettata. La superficie di scistosità è ricoperta da foglietti singoli di flogopite, parzialmente trasformata in vermiculite verde azzurrognolo, più raramente da rosette minute di grammatite bacillare o aciculare di colore bianco o debolmente verdognolo. La vivace reazione all'acido cloridrico indica un contenuto preponderante di calcite.

Gli affioramenti si riducono alla Zona del Campolungo, esclusivamente a est della Val Piumogna (profili: Pro d'Airo ovest, Boschia Balcon, A. Piota e Piota d'Isra) e alla Zona di Rodi–Ogiòra (Seminario di Prato, Riale Calcare). Al microscopio (10 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	calcite (30–70), dolomite (2–60)
Comp. sub.:	flogopite (4–25), grammatite (1–8), quarzo ((0–2), plagioclasio (0–1), clorite (0–1), vermiculite (0–4), tormalina bruna (0–1)
Comp. acc.:	pirite e limonite (0–2), rutilo (0–1)

Descrizione dei componenti

Calcite. A grana spesso eterogenea, da finissima a fine, essa si presenta in xenoblasti dai margini poligonali o debolmente ameboidi e dalla superficie torbida, brunastra, forse per le inclusioni di limonite finemente dispersa. Presenta raramente la sfaldatura romboedrica e solo eccezionalmente la geminazione polisintetica, ambedue piane.

Dolomite. A grana decisamente maggiore di quella della calcite, da fine a piccola, i grani hanno abito isometrico o debolmente elongato con margini poligonali. La sfaldatura e la geminazione sono comuni. Spesso i grani sono spaccati in singoli frammenti lungo i piani di sfaldatura e cementati dalla calcite.

Flogopite. In lamine lunghe e strette, fino a 1 mm, piegate, ondulate o sfaldate alle estremità o completamente, con i singoli foglietti cementati da calcite. Essa presenta raramente il pleocroismo, debole, più spesso è incolore, ma il carattere ottico pseudouniassico non lascia dubbi sulla diagnosi.

---

[1] Col termine «cariata» si intende una varietà in cui la percentuale della dolomite non supera il 10% del volume; col termine «cariata dolomitica» invece si definisce una varietà in cui la dolomite è presente in quantità superiori al 10%.

Grammatite. Sempre nell'abito bacillare-aciculare raggiato, con sottilissimi prismi lunghi fino a 1 cm per 2 mm di larghezza, che presentano la facile sfaldatura secondo (110), intensa incrinatura perpendicolarmente a *c*, spesso occupata da calcite. Essa ha estinzione spesso ondulata e al microscopio è incolore, mentre macroscopicamente può essere di colore verde chiaro; è limpida e localmente cribrosa per le finissime inclusioni di dolomite e calcite. Non è mai talcicizzata.

Plagioclasio. A grana fine esso si presenta in abito xenoblastico ovoidale o poligonale. È limpido, con rare inclusioni di calcite. Presenta la geminazione polisintetica secondo la legge dell'albite e una composizione compresa tra il 22 e il 27% An (questi valori relativamente bassi rispetto a quelli delle altre dolomie vengono discussi oltre).

Clorite. Localmente la flogopite è parzialmente trasformata in una clorite, le cui caratteristiche ottiche corrispondono a quelle della *pennina.* in lamine orientate conformemente alla flogopite.

Vermiculite. È il prodotto di trasformazione più comune della flogopite e si presenta pure in lamine con orientazione parallela a quella della flogopite, con colore verde erba e pleocroismo marcato da verde brillante a verde pallido.

Tormalina. Grani minuti della varietà bruna (dravite), che si presenta nell'abito idioblastico, a sezioni ditrigonali, con rari inclusi guttiformi di dolomite e con debolissimo pleocroismo da giallo limone a incolore.

Pirite e limonite. La pirite fresca è rarissima, mentre di regola si trova sempre alterata in limonite. Questa si presenta in grumi nebulosi o in sottili pellicole ai margini della mica, lungo i piani di sfaldatura della calcite, nei contatti intergranulari: è probabilmente per questa ragione che la cariata è colorata di giallo arancione.

Rutilo. Minuti cristalli idiomorfi aciculari.

Struttura e tessitura

La struttura è dominata dall'importante presenza quantitativa della calcite, che forma la pasta fondamentale granoblastica, con poca implicazione intergranulare, con tipi locali reticolari fino a cellette, con pareti di calcite e maglie occupate da grani singoli o aggregati di dolomite. Questa ha struttura granulare e grana fine-piccola. La grammatite ha struttura nematoblastica e si trova raggruppata in aggregati raggiati a forma di covoni molto fitti e stretti, separati dalla pasta fondamentale calcitico-dolomitica da una corona di calcite, il che è anche il caso della flogopite. Gli influssi meccanici sono notevoli e si manifestano chiaramente nell'estinzione ondulata della grammatite e nell'andamento ripiegato o addiritura strappato della flogopite. La tessitura di solito è debolmente scistosa, con elongazione uniforme della dolomite nel piano di scistosità e con orientazione vagamente parallela della flogopite. Essa ha inoltre carattere zonato, con grammatite in aggregati concentrati in lettini interstratificati con quelli della pasta fondamentale. Solo localmente essa è massiccia e tendente a una suddivisione a cellette, con pareti di calcite e cavità di calcite più dolomite. Plagioclasio, quarzo e tormalina si trovano nella pasta fondamentale calcitica.

29. Cariata dolomitica

La cariata dolomitica è la varietà più diffusa delle cariate: essa infatti nella Zona triassica del Campolungo si estende da Pro d'Airo all'A. Pianascio, in quella di Rodi-Ogiòra da Cornone a Ogiòra, in quella di Pianmez a Il Sasso, in quella di S. Giorgio al Ri Foch. Il suo aspetto macroscopico è alquanto variabile e rispecchia le forti oscillazioni del rapporto volumetrico tra i due componenti principali, la calcite e la dolomite: quest'ultima infatti può variare tra il 15 e il 75%. Nei casi tipici, in cui predomina la calcite, la cariata dolomitica è massiccia, di colore giallo arancione pallido se fresca, con una sottile patina grigio ocra se alterata superficialmente, ha grana fine, omogenea. Essa è debolmente porosa, con piccole cavità irregolari, che le conferiscono il tipico aspetto di tufo calcareo spugnoso («tuffartig» nella bibliografia). In alcuni casi è debolmente scistosa, con i piani di scistosità occupati da flogopite, vermiculite, muscovite o talco argenteo, o da sporadici lettini di quarzo. Localmente inoltre si trovano strutture a cellette, con vani occupati da dolomite bianca e calcite.

Dallo studio microscopico (21 sezioni sottili) risulta:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	calcite (15–80), dolomite (15–75)
Comp. sub.:	quarzo (0–10), flogopite (0–13), muscovite e talco (0–10), plagioclasio (0–2), clorite (0–1), vermiculite (0–2), distene (0–1)
Comp. acc.:	pirite e limonite (0–3), rutilo, apatite, tormalina bruna (sempre meno di 1)

Descrizione dei componenti

La massima parte dei componenti presenta caratteristiche già descritte alla varietà precedente, cui si rimanda. Di nuovo abbiamo:

Quarzo. A grana fine-piccola, in xenoblasti limpidi, spigolosi o ovoidali, parzialmente lobati, con estinzione ondulata fino a campi; spesso spaccato con i vari frammenti cementati da calcite.

Muscovite e *talco.* I due minerali sono alquanto somiglianti nelle loro caratteristiche ottiche e morfologiche, per cui si è preferito descriverli assieme. La presenza del talco è confermata da un'analisi röntgenografica: esso è concentrato nelle zone calcitiche, mentre in quelle dolomitiche si tratta sicuramente di muscovite. I due minerali appaiono in due forme: in laminette a grana finissima, piane, e in foglietti a grana fine-piccola, lunghi e esili, sempre ondulati o spezzati, con estinzione a ventaglio, specie se a contatto con grani di dolomite; in questo caso la faccia (001) è ripiegata adattandosi perfettamente attorno alla dolomite.

Plagioclasio. Estremamente raro, esso si presenta in xenoblasti che raggiungono 1 mm di lunghezza, dalle forme vagamente rettangolari e spigoli smussati o lobati da quarzo, dolomite o calcite. Non è mai limpido, bensì intensamente alterato in un aggregato squamoso di sericite e saussurite (?) e include inoltre quarzo, sericite, dolomite. La composizione è del 30% An.

Flogopite. Localmente essa è trasformata nella *vermiculite,* più raramente in *pennina.*

Distene. A grana piccola-media, esso si presenta in xenoblasti vagamente fusolari frangiati o scheletrici, con l'ottima sfaldatura, estinzione uniforme e rari inclusi di rutilo. È completamente avvolto in una sottile corona di un minerale micaceo estremamente fine: si tratta probabilmente di una pseudomorfosi marginale di sericite sul distene.

Pirite e *limonite.* Oltre alla forma comune della limonite descritta nella varietà precedente, qui si ritrovano sporadicamente cristalli a sezioni esagonali di pirite fresca o limonitizzata.

Apatite. Grani ovoidali lobati, nella pasta fondamentale calcitica.

Tormalina. Minuscoli idioblasti incolori, senza inclusioni. Localmente con costrutto zonato: nucleo di colore verde bottiglia (corrisponde alla tormalina nera) con margine incolore.

Zircone. Piccolissimi grani idioblastici inclusi nella flogopite.

Struttura e tessitura

La struttura è dominata dalla forte componente di calcite, che forma un reticolo continuo di individui a grana eterogenea (da finissima a fine) con debole implicazione intergranulare. Questo reticolo racchiude tutti gli altri minerali e cioè: la dolomite, con struttura granulare, in cristalli singoli, il quarzo, localmente concentrato in nidi di vari grani separati dalla calcite, il plagioclasio, le miche e il talco. Questi localmente possono essere ordinati in lettini paralleli, conferendo alla roccia una struttura debolmente scistosa di cristallizzazione. Tutti i minerali racchiusi dal reticolo calcitico mostrano un intenso influsso meccanico, che si manifesta nella frantumazione della dolomite e del quarzo e nell'ondulazione delle miche e del talco. La tessitura è generalmente massiccia.

30. Cariata laminare

La caratteristica macroscopica principale di questa terza varietà delle cariate è la chiara scistosità parallela, di intensità da media a intensa, accompagnata da un costrutto zonato, con interstratificazione di lettini a paragenesi ben definite, le seguenti: lettini a sola calcite, di colore giallo arancione, lettini a dolomite con quantità variabili di calcite, di colore bianco giallognolo, pellicole di flogopite, poco colorata e infine lettini di muscovite (e talco?) con quarzo, incolori. Essa di regola è compatta, salvo casi particolari in cui è porosa o debolmente cavernosa, con cavità allineate nei lettini calcitici. La superficie di scistosità è coperta da flogopite o da muscovite (e talco?), localmente da vermiculite, di colore verde brillante. In certi casi si osservano strutture a «cellette», con cellette molto lunghe e di poco spessore, riempite di materiale dolomitico. Questa varietà si limita alla Zona triassica del Campolungo e ai seguenti affioramenti: Lambro, Passo Cadonighino e Val Prevat, in zone di forte laminazione tettonica.

Dallo studio al microscopio (5 sezioni sottili) risulta:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	calcite (25–50), dolomite (25–50)
Comp. sub.:	muscovite e talco (3–20), flogopite (0–10), quarzo (0–10), clorite (0–2), vermiculite (0–2)
Comp. acc.:	pirite e limonite (1–3), rutilo, apatite, tormalina bruna (sempre meno di 1)

Descrizione dei componenti

Le caratteristiche microscopiche dei componenti sono esattamente le stesse come in quelli già descritti alle due varietà precedenti: inoltre i minerali sono quelli comuni a tutte le cariate.

Struttura e tessitura

Le caratteristiche strutturali sono esse pure analoghe a quelle delle due varietà precedenti, salvo l'intensa scistosità e la tessitura zonata, già ricordate alla descrizione macroscopica. Gli influssi cataclastici, sempre relativamente intensi nelle cariate, sono qui particolarmente pronunciati e si manifestano nella fessurazione e frantumazione del quarzo e della dolomite, e nelle miche spesso ondulate, strappate e ruotate entro piani di taglio obliqui rispetto alla scistosità. Le dimensioni delle cellette sono alquanto modeste: 6–8 mm di lunghezza su 1–2 mm di altezza, con le pareti calcitiche dello spessore di 0,3–0,5 mm.

31. Cariata brecciata o a cellette

In questa quarta varietà della cariate si sono compresi due tipi differenti per il semplice motivo che spesso è impossibile giudicare con sicurezza se un affioramento appartenga a uno o all'altro tipo: cioè esiste convergenza di strutture. Inoltre, come si vedrà in seguito, non è chiaro se i due tipi strutturali siano l'effetto di fenomeni fondamentalmente diversi.

Le caratteristiche macroscopiche della *cariata brecciata* sono le seguenti: la matrice è essenzialmente calcitica, a grana fine, di colore da giallo pallido a arancione, povera di pori e cavità, contenente nidi di vermiculite e ricca di muscovite e talco. Le componenti sono di regola a forma di parallelepipedo, di dimensioni svariate: da 0,5 cm a 60–80 cm (Lambro, parte mediana, strato n°25: com-

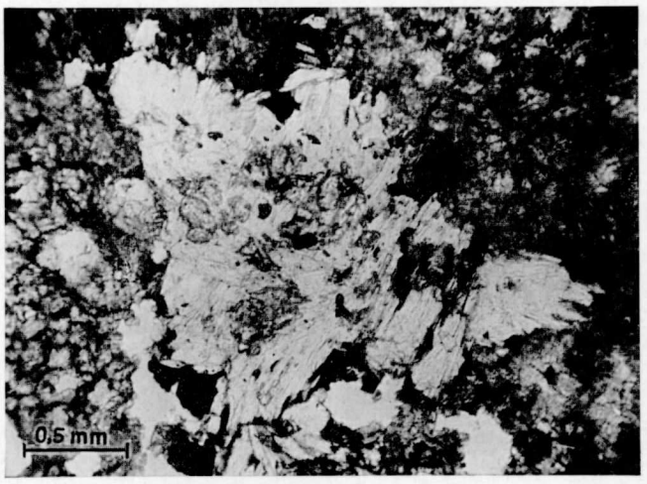


Fig. 52: Microfotografia di una cariata brecciata (Lambro nord, strato n° 16, camp. 745) contenente distene: questo minerale si presenta in rari relitti (al centro, con rilievo alto), corazzati da una corona di sericite, a sua volta circondata dalla matrice calcitico-dolomitica. Luce naturale.

ponenti fino a 1 m!), con maggiore frequenza attorno ai 2–3 cm. Le componenti sono formate di dolomia bianca saccaroide pulverulenta, più raramente di dolomia a flogopite, mai di frammenti di rocce pretriassiche o di rocce dei Calcescisti, come è il caso a sudest di Mogno (HASLER 1949, p. 68). Le componenti, oltre ad essere di grandezza differente, non sono orientate; il rapporto volumetrico componenti–matrice è pure molto variabile: nel caso già citato del Lambro le componenti formano il 70% della roccia.

La *cariata a cellette* ha una struttura più regolare: le «componenti» di dolomia bianca saccaroide hanno dimensioni ridotte, 1–2 cm di lato, mentre la «matrice», ovvero le pareti di calcite hanno uno spessore di 2–3 mm. La tessitura è massiccia fino a debolmente scistosa, con le cellette ordinate in banchi paralleli.

Ambedue le varietà sono più o meno intensamente alterate in superficie, specie se con forte contenuto di calcite, ricoperte da una sottile patina grigio bruna. Esse affiorano della Zona triassica del Campolungo (soprattutto al Lambro, inoltre all'Alpe e al Passo Cadonighino, a Costello, all'A. Pia-

nascio e alla Gola di Colla; in questa ultima località la cariata brecciata è particolarmente ricca di vermiculite), nella Zona triassica di Rodi–Ogiòra (a Casanova, Cornone e Ogiòra) e infine nella Zona triassica di S. Giorgio (Ri Foch).

Al microscopio (17 sezioni sottili) si ha la seguente

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	calcite (20–85), dolomite (1–70)
Comp. sub. comuni:	quarzo (0–25), muscovite e talco (0–10), flogopite (0–25), clorite (0–2), vermiculite (0–15)
Comp. sub. sporadici:	grammatite (0–1), plagioclasio, feldspato potassico, clinozoisite, scapolite, distene (sempre meno di 1)
Comp. acc.:	pirite e limonite (0–3), rutilo, tormalina, apatite, zircone (sempre meno di 1)

Descrizione dei componenti

La morfologia microscopica di parte dei componenti è la stessa di quelli già descritti alle varietà precedenti, per cui vi si rimanda per la descrizione dettagliata. Qui sono notate solamente le caratteristiche limitate a questa varietà.

Quarzo. Oltre al solito abito xenoblastico e cataclastico localmente si notano grani idiomorfi con la piramide terminale, limpidi e con estinzione uniforme.

Plagioclasio. Estremamente raro, esso si presenta in grani xenoblastici ameboidi estremamente cribrosi per gli inclusi di flogopite, sericite, calcite e tormalina nera. Presenta rari geminati lamellari secondo la legge del periclino. La composizione è di 26% An. Grana piccola.

Feldspato potassico. A grana piccola, esso si presenta in xenoblasti lobati, elongati nella scistosità, limpidi, con poche inclusioni di quarzo e sericite. L'angolo degli assi è di −47° e corrisponde a un termine di passagio tra l'ortoclasio e il microclino.

Clinozoisite. Grani ipidiomorfi ad abito colonnare, frantumati e cementati da calcite. Estinzione ondulata e colori d'interferenza a chiazze, azzurri o bruni anomali. A grana fine.

Scapolite. A grana fine, essa si presenta in minuti cristallini xenoblastici, vagamente rettangolari, incolori, con colori d'interferenza a chiazze e vivi, di II ordine, che indicano un termine mejonitico. I grani sono spesso incrinati o frantumati, con i frammenti ad estinzione contemporanea e cementati da calcite.

Distene. Relitti scheletrici, spesso aciculari, lunghi fino a 1 mm, con perfetta sfaldatura e estinzione $Z/c = 30°$, completamente corazzati da una corona di sericite (?), contenente rutilo aciculare idiomorfo.

Tormalina. Si osservano due varietà: quella nera, che al microscopio è verde bottiglia, spesso zonata, con nucleo più oscuro del guscio esterno. La seconda varietà è la *dravite,* macroscopicamente bruna, al microscopio praticamente incolore o gialliccia: essa si presenta in idioblasti colonnari minuti, spesso frantumati e cementati da calcite. Alla Gola di Golla essa include dolomite guttiforme, l'unica contenuta nella roccia.

Zircone. Grani minuti ovoidali, limpidi, nella matrice calcitica.

Struttura e tessitura

In ambedue i casi, la cariata brecciata e quella a cellette, la struttura si può definire brecciata: essa è infatti caratterizzata dalla presenza di due domini strutturali rigidamente definiti e delimitati, la matrice e le componenti. La matrice, formata essenzialmente da calcite e contenente quarzo, talco e muscovite, tormalina, scapolite, distene, feldspati, zircone, clinozoisite e apatite in quantità minime, forma un reticolo di spessore variabile, a struttura granoblastica con debole implicazione intergranulare, a grana da finissima a fine e con intensi influssi meccanici che si manifestano nei vari silicati frantumati e ricementati dalla calcite. Le componenti sono formate da due tipi di roccia, la dolomia bianca saccaroide e la dolomia a flogopite, con caratteristiche strutturali corrispondenti, granoblastica senza implicazione la prima, granoblastica-lepidoblastica la seconda. La grana è decisamente maggiore, piccola. Localmente le componenti dolomitiche sono debolmente impregnate di calcite, reticolare. La tessitura è massiccia: i minerali micacei della matrice non sono orientati, mentre all'interno delle singole componenti della breccia esse sono orientate in parallelo (mentre non lo sono le componenti stesse), ciò che dimostra l'antica appartenenza delle componenti a strati un tempo continui, strappati e inclusi nella breccia da fenomeni sedimentari o tettonici. Le relazioni di contatto tra le componenti e la matrice sono di due generi diversi: il caso più comune è quello del contatto netto, piano, marcato da un esile strato di calcite della matrice a grana finissima (0,03 mm). Gli influssi

meccanici raggiungono il massimo di intensità proprio al contatto, il che appare logico se si considera la differenza di comportamento meccanico alle sollecitazioni dei due domini. Nel secondo caso, molto raro, la matrice estende delle apofisi calcitiche nelle componenti, di forme sinuose, e che si dissolvono in singoli cristalli ameboidi.

32. Cariata con meno del 10% di dolomite

Questa varietà raggruppa le cariate con al massimo 10% di dolomite: è chiaro che quindi questa varietà si riconosca come tale solo al microscopio, sebbene le caratteristiche macroscopiche lascino già supporre un'estrema povertà di dolomite. Essa ha grana fine, fresca è di colore bruno arancione, con chiazze argentee di talco o muscovite o verde brillante di vermiculite. È compatta o debolmente porosa o cavernosa, con piccole cavità dilavate o riempite di calcite brunastra pulverulenta. La tessitura è sempre massiccia e la struttura di regola omogenea, salvo casi particolari con accenni a strutture a cellette o brecciate, con componenti di dolomia bianca saccaroide, strutture messe in evidenza dall'erosione e alterazione superficiali, che non penetrano più di 2–3 mm nella roccia. L'estensione geografica di questa varietà comprende in prima linea la Zona triassica del Campolungo (dal Lambro all'A. Pianascio), inoltre quella di Rodi–Ogiòra (Prato, Ponte di Cornone) e quella di Pianmez (Il Sasso).

Dallo studio di 14 sezioni sottili risulta la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	calcite (70–97), dolomite (0–10)
Comp. sub.:	quarzo (0–8), muscovite e talco (0–20), flogopite (0–16), clorite (0–2), vermiculite (0–2), plagioclasio (0–1), feldspato potassico (0–1), distene (0–1)
Comp. acc.:	pirite e limonite (0–1), rutilo, apatite, tormalina (sempre meno di 1)

Descrizione dei componenti

Per la descrizione dei componenti comuni si rimanda alle varietà precedenti. Di nuovo si osserva quanto segue.

Plagioclasio. Esso è rarissimo e di regola di dimensioni talmente esigue da impedire la determinazione del chimismo. L'unico individuo determinato ha grana piccola, è xenoblastico con forme determinate dalla flogopite che lo circonda, e con margini lobati da un finissimo aggregato di saussurite (?). È limpido, con estinzione uniforme e fine geminazione lamellare secondo la legge dell'albite, e composizione del 60% An.

Feldspato potassico. Xenoblasti a grana piccola, di forme ovoidali, localmente lobate e compenetrate dalla calcite. L'estinzione è ondulata. Non sono visibili piani morfologici nè il graticcio del microclino.

Distene. Relitti a grana piccola, di forme scheletriche, attorniati da un doppio guscio, il primo di sericite contenente rutilo a forma di granelli di riso, il secondo di pennina positiva, che formano pseudomorfosi sul distene.

Struttura e tessitura

La struttura è omogenea e determinata dalla predominanza della calcite: è granoblastica senza o con debole implicazione addentellata intergranulare, a grana variabile da finissima a fine e racchiudente tutti gli altri minerali, isolati o concentrati in nidi (miche e in parte il quarzo). Le cavità sono sempre delimitate da calcite. Le strutture locali a cellette si presentano al microscopio con queste caratteristiche: le pareti, dello spessore di pochi mm, sono formate di calcite a grana finissima, compatta, con implicazione intergranulare intensa, mentre le cellette stesse sono riempite di dolomite granulare con reticolo di calcite o dalla sola calcite, a grana più grossa che nelle pareti, senza implicazione, ricca di cavità. Gli influssi meccanici sono manifesti anche in questa varietà, con gli stessi effetti, già descritti. La tessitura è di regola massiccia, con miche disordinate e carbonato isometrico; localmente essa è debolmente scistosa, con orientazione subparallela delle miche.

DISCUSSIONE

Il problema genetico della cariata e delle «dolomie a cellette» è stato affrontato sistematicamente e risolto in maniera oggi generalmente accettata da BRÜCKNER (1941): le conclusioni di questo

autore si possono applicare quasi alla lettera al gruppo delle cariate della regione del Campolungo. Il sedimento originario era una dolomia più o meno ricca di gesso o anidrite, accompagnata da straterelli di argilloscisti. Gli equivalenti metamorfici si trovano in effetti anche nel Trias pennidico in gallerie (galleria del Sempione nella Zona mesozoica di Bedretto [PREISWERK 1913], galleria di Cambleo dei lavori idrici della Maggia, nella Zona mesozoica di Fusio–Mogno, sotto forma di un marmo dolomitico con cristalli di gesso dell'ordine di grandezza del cm e nella galleria di Soja dei lavori idrici della Blenio S. A., sotto forma di un marmo flogopitico con gesso, pulverulento e umido, pochi metri sotto l'affioramento di una cariata, secondo DAL VESCO 1964, p. 39). La prima reazione è la trasformazione dell'anidrite in gesso, con aumento del volume del 57% e conseguente frantumazione del materiale racchiuso nell'anidrite, specie della dolomite. La reazione vera e propria di formazione della cariata è la seguente:

$$(6)\quad \underset{\text{dolomite}}{CaMg(CO_3)_2} + \underset{\text{gesso}}{CaSO_4 \cdot 2\,H_2O} + 5\,H_2O = \underset{\text{calcite}}{2\,CaCO_3} + \underset{\text{empsonite (in soluzione)}}{MgSO_4 \cdot 7\,H_2O}$$

che avviene grazie all'azione delle acque di superficie, con sostituzione del gesso da parte della calcite e con soluzione degli ioni di Mg e SO_4. Si tratterebbe perciò di un processo recente e ancora operante di alterazione senza influssi tettonici: l'autore adduce come dimostrazione il fatto che la cariata nel suo aspetto attuale non avrebbe sopportato pressioni, ancorchè minime; una dimostrazione indiretta della «mobilità» e sensibilità alle minime pressioni è il caso citato da SOMM (1965, pp. 24–25) di una cariata della Val Mela (gruppo occidentale di Quattervals nelle Dolomie engadinesi) che include componenti della morena che la sovrasta. D'altra parte CADISCH (1953, p. 190) mette in dubbio l'affermazione di BRÜCKNER sull'età esclusivamente recente della cariata: che del resto non modifica il problema essenziale, quello genetico.

Applicando la teoria di BRÜCKNER alle cariate del Campolungo con tutte le sue varietà mineralogiche e strutturali si giunge ovviamente alla conclusione che esse risultano tutte dalla reazione (6), restando insoluta la questione dell'età (quaternaria o anteriore, comunque molto probabilmente post-metamorfica). Le differenti varietà mineralogiche (diverso rapporto volumetrico calcite:dolomite) risultano da differenze originarie del sedimento nel rapporto anidrite:dolomite; dalla equazione (6) risulta che se la roccia originaria aveva più dolomite che anidrite, la cariata risultante contiene ancora un eccesso di dolomite (ad es. nelle dolomie a cellette), mentre se essa aveva più anidrite che dolomite, la cariata risultante contiene invece un eccesso di anidrite, oggi sotto forma di gesso (ad es. Val Canaria, Airolo, Pertusio a sud del Passo Lucomagno: cfr. PREISWERK 1918, p. 55; 1936, p. 9; DAL VESCO 1964, p. 40): a questo proposito va notato come nella regione del Campolungo in superficie non affiori mai gesso; tutte le analisi chimiche eseguite sulle cariate (cfr. p. 163) non hanno mai rivelato la presenza di solfato.

La *cariata dolomitica contenente grammatite e flogopite* risulta da un'alternanza originaria di una dolomia con gesso o anidrite contenente interstratificazioni argillose e altre con quarzo. Rocce analoghe, non toccate dalla reazione di formazione della cariata, sono descritte da PREISWERK (1913) dalla galleria del Sempione, dove nel Trias del fianco meridionale della «Sinclinale di Teggiolo» affiorano «helle Anhydrit–Dolomit-Gesteine mit Tremolit» con flogopite e una grammatite incolore fino attinolite verde pallido in rosette e covoni sericei. La trasformazione in cariata non ha ovviamente influenzato la flogopite e la grammatite.

La *cariata dolomitica* risulta dalla trasformazione della roccia originaria formata di dolomite e anidrite e caratterizzata da un maggiore contenuto di dolomite, ora presente sotto forma di grani isolati nella massa calcitica.

La *cariata laminare* si differenzia dalla precedente unicamente per il carattere zonato definito dall'alternanza di straterelli dolomitici con quelli di calcite, tessitura che probabilmente rispecchia un'alternanza originaria di straterelli a dolomite e anidrite con altri di dolomia pura.

La *cariata brecciata o a cellette* risulta essa pure da una dolomia con gesso e anidrite ricca di interstratificazioni di dolomia pura e di straterelli argillosi. La struttura «a cellette» risulta dalla frantumazione degli strati, in origine continui, di dolomia pura e con susseguente dilavamento delle com-

ponenti dolomitiche spigolose (cfr. BRÜCKNER, op. cit.; DAL VESCO 1964, p. 39). Non è possibile stabilire con certezza se il fenomeno meccanico di frantumazione sia l'effetto di influssi tettonici (come afferma AMMANN 1963, per le dolomie cariate tra l'A. di Nara e Cassine ai piedi del P. Molare) o unicamente la consegueza dell'aumento di volume risultante dalla trasformazione dell'anidrite in gesso: molto probabilmente agirono ambedue le cause, separate o no nel tempo. Nel caso della struttura brecciata il fenomeno genetico fu essenzialmente lo stesso, con l'unica differenza di una minore regolarità nelle strutture (tessitura più massiccia combinata con l'eterogeneità della grossezza delle componenti, non ordinate regolarmente come nel caso delle cariate «a cellette»). In alcuni casi estremi (ad es. quello citato del Lambro, con componenti fino a 1 m) con componenti di dolomia bianca saccaroide o dolomia a flogopite, non è escluso che si tratti di brecce singenetiche (cfr. inoltre gli esempi della cava di Cornone, pp. 38 sgg.).

La *cariata con meno del 10% di dolomite* deriva dalla reazione (6) su di un sedimento che si avvicinava sensibilmente al rapporto molecolare 1:1 di dolomite e anidrite, con leggero eccesso di dolomite, per cui la cariata risultante contiene solo sporadicamente dolomite, accanto ai normali componenti subordinati e accessori, derivanti dalla trasformazione metamorfica di interstratificazioni argillose.

Il gruppo delle cariate riguardo alla metamorfosi presenta alcune particolarità che gli sono specifiche. Accanto ai minerali comuni e cioè grammatite, flogopite e i suoi prodotti di trasformazione diaftoretica (clorite e vermiculite), muscovite, tormalina bruna, rutilo, apatite, zircone, le cariate contengono altri minerali che necessitano un commento speciale.

Il *talco,* determinato con sicurezza röntgenograficamente, in contrasto con il talco delle dolomie a grammatite (che era di origine diaftoretica), nelle cariate è invece una neoformazione metamorfica normale, a partire da dolomite, quarzo e acqua secondo la reazione

$$(7)\quad \underset{\text{dolomite}}{3\,CaMg(CO_3)_2} + \underset{\text{quarzo}}{4\,SiO_2} + H_2O \rightleftharpoons \underset{\text{talco}}{Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{calcite}}{3\,CaCO_3} + 3\,CO_2$$

(cfr. WINKLER 1965, p. 19), che avviene al posto della reazione di formazione della grammatite, probabilmente a temperature più basse e a bassa pressione parziale di CO_2 (cfr. TROMMSDORFF 1966, pp. 434–435).

Un comportamento anormale rispetto agli altri gruppi litologici assume il *plagioclasio:* come risulta dalle descrizioni precedenti, esso solitamente ha una composizione attorno a 22–30% An, mentre nelle altre rocce triassiche (specie nelle dolomie a flogopite) esso raggiunge composizioni molto più basiche e addirittura del 100% An. Questa anomalia è apparentemente tanto più paradossale in quanto le cariate sono le rocce triassiche col maggiore contenuto di calcite libera (e quindi la componente calcitica per la formazione di anortite era presente in quantità più che sufficienti): siccome l'arricchimento di anortite del plagioclasio può avvenire soprattutto a spese della calcite è da ammettere che al momento della formazione del plagioclasio non c'era calcite libera a disposizione, bensì unicamente dolomite: ciò significa che la dedolomitizzazione della roccia originaria metamorfica non era ancora avvenuta al momento della formazione del plagioclasio: in altre parole, in armonia con BRÜCKNER (op. cit.) ciò significa che la cariata sia post-metamorfica. Un'altra possibilità di interpretazione dell'anomalia chimica del plagioclasio sarebbe di considerarlo un relitto detritico: possibilità però senz'altro da scartare, per la freschezza dei grani, per le forme ameboidi ingranate con la calcite e per le inclusioni di flogopite, di origine sicuramente alpina.

Il *quarzo* è in parte forse relittico (grani detritici o autigeni non ricristallizzati durante la metamorfosi alpina): si tratta dei grani idiomorfi con la terminazione piramidale e spigoli debolmente smussati. Il *feldspato potassico* è sicuramente una neoformazione della metamorfosi alpina, come lo dimostrano le forme elongate nella scistosità e la freschezza. La *clinozoisite,* estremamente rara nelle rocce triassiche, si trova nella paragenesi con distene e plagioclasio, probabilmente in stato di equilibrio stabile con il plagioclasio (30% An). Il *distene* è un componente estremamente sporadico nelle cariate, ed è presente quale componente della roccia normale: la sua formazione è avvenuta forse al

posto di quella del plagioclasio basico per la mancanza di Ca libero. La *scapolite* è essa pure un componente della roccia normale racchiuso nella massa di fondo calcitica: non vi sono indicazioni per una sua origine secondaria da plagioclasio. *Tormalina:* Accanto alla tormalina bruna (dravite), il termine magnesiaco normale nelle rocce triassiche del Campolungo, nelle cariate è contenuta anche la varietà ferrifera, la *tormalina nera,* spesso zonata, in cui forse solo il mantello è di ricristallizzazione alpina, mentre il nucleo rappresenta relitti di origine detritica (un caso analogo è descritto da ELLENBERGER 1949, nella Vanoise). *Pirite* e *limonite:* La pirite inalterata è rarissima nella cariate; essa è quasi sempre totalmente limonitizzata: la limonite risultante forma sottilissime pellicole intergranulari che conferiscono alla roccia il caratteristico colore giallo arancione. Il processo di alterazione della pirite è sicuramente contemporaneo alla reazione di formazione della cariata.

Una caratteristica comune a tutte le varietà della cariata è l'intensa frantumazione di tutti i minerali ad eccezione della calcite: i minerali con abito colonnare o isometrico (dolomite, quarzo, tormalina, clinozoisite, scapolite) presentano un'intensa frantumazione con i frammenti cementati dalla calcite della massa di fondo, mentre i minerali con abito tabulare (muscovite, flogopite, talco, clorite, vermiculite) sono intensamente ondulati, sfrangiati, essi pure cementati dalla calcite, che essa stessa non presenta fenomeni di cataclasi: questa constatazione è un'altra conferma della formazione recente o per lo meno post-metamorfica della cariata; infatti anche la clorite e la vermiculite, di genesi tardo-metamorfica (fase diaftoretica) sono intensamente influenzate dai fenomeni cataclastici.

Riassumendo le considerazioni di ordine genetico, la «storia» delle cariate dovrebbe essere la seguente: il sedimento originario era una formazione lagunare formata di dolomite con gesso o anidrite, più o meno ricca di strati dolomitici puri e di altri argillosi o quarzitici. Durante la *metamorfosi* avvennero le seguenti trasformazioni: nella prima fase, corrispondente alla facies degli scisti verdi, formazione di talco, flogopite, grammatite e muscovite; nella seconda fase, a temperatura maggiore (subfacies del distene–almandino–muscovite della facies dell'anfibolite a almandino), formazione di plagioclasio, che per mancanza di Ca libero non supera il 30% An, feldspato potassico, clinozoisite, distene, scapolite, e unicamente ricristallizzazione di dolomite e gesso (o anidrite); nella terza fase, particolarmente attiva in questo gruppo litologico, trasformazione diaftoretica della flogopite in clorite e vermiculite. Solo dopo l'estinguersi dei fenomeni metamorfici o addirittura solo in tempi recenti si svolge la reazione di formazione della cariata, con trasformazione dell'anidrite in gesso (e conseguente frantumazione degli altri minerali e dei lettini o strati dolomitici), sostituzione della dolomite con calcite, soluzione parziale dei componenti dolomitici, anche grazie alla maggiore aggressività dell'acqua con solfato (processo che porta alla struttura porosa, cavernosa o «a cellette» delle rocce) e trasformazione della pirite in limonite.

H. Dolomie con fessure di calcite (n° 33)

Nella serie delle dolomie della Zona triassica del Campolungo, in vari profili sono evidenti straterelli concordanti o discordanti, con strutture che ricordano alquanto la cariata a cellette: la loro posizione esclude però a priori che si tratti di cariata; d'altra parte essi sono sempre in forma di filoni di poco spessore (in genere attorno a una decina di centimetri), spesso chiaramente discordanti. Dallo studio microscopico risulta chiaramente la loro natura secondaria: si tratta indubbiamente di piani di fessurazione tardo-alpini, rimarginati da calcite secondaria.

Secondo criteri strutturali queste fessure possono essere suddivise in tre tipi:

a) fessure sottilissime, da capillari a pochi mm di spessore, in due sistemi, uno parallelo, l'altro diagonale alla scistosità, formando un sottile reticolo di calcite: i filoncelli hanno uno spessore da 0,5 a 3 mm, mentre la calcite, a grana finissima-fine, mostra una debole implicazione sinuosa, includente rari grani di dolomite isometrica. I filoncelli paralleli alla scistosità sono più potenti di quelli obliqui;

b) «filoni» di una decina di cm di spessore, concordanti o discordanti, con struttura a cellette irregolari per forma e dimensioni, con pareti sottili e taglienti di calcite, messe in rilievo dall'alterazione, grigie, riempite di dolomite grigia giallastra. La

struttura a cellette mostra il seguente costrutto: le pareti, dello spessore di 0,1–1 mm, sono formate di calcite a grana fine, granoblastica, includente rari grani di dolomite; le cellette sono occupate da dolomite isometrica in cui i singoli grani sono separati da un sottilissimo reticolo di calcite finissima. Le dimensioni delle cellette si aggirano attorno ai seguenti valori: 3 × 1 cm. Localmente le pareti calcitiche contengono gli aggregati radiali di pennina; questi in alcuni casi fanno da separazione tra le pareti stesse e le cellette, disponendosi in filoncelli di 0,4 mm di spessore formati da una sequenza continua di aggregati radiali;

c) breccia calcitica con componenti spigolose che non superano il cm, separate da un'esilissima matrice, essa pure calcitica, di colore bruno ocra. L'unico esempio affiora allo Scheggione ovest (strato n° 5, campione n° 676): essa è contenuta in uno strato di dolomia bianca saccaroide. Le componenti di calcite sono formate da un aggregato a grana finissima (0,01 mm), mentre la calcite della matrice ha grana più grossa (0,08 mm): in ambedue i casi la calcite ha forma di dischetti isometrici, senza implicazione. La tessitura è massiccia, senza elongazione dei carbonati nè orientazione delle miche.

Gli ultimi due tipi ricordano vagamente la cariata a cellette, rispettivamente la cariata brecciata.

L'estensione di queste fessure rimarginate da calcite comprende la Zona triassica del Campolungo, dal Lambro all'A. Pianascio. Il fenomeno si riscontra nelle seguenti dolomie: dolomia bianca saccaroide, dolomia grigia scistosa, dolomia listata e dolomia grigia con flogopite. Al microscopio (11 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	dolomite (30–95), calcite (4–97)
Comp. sub.:	quarzo (0–5), muscovite (0–7), flogopite (0–2), clorite (0–4)
Comp. acc.:	pirite e limonite (0–2), rutilo, tormalina, grafite (sempre meno di 1)

Descrizione dei componenti

Le caratteristiche morfologiche dei minerali componenti la roccia sono simili a quelle dei minerali descritti sotto le cariate. Nuova è la

Clorite. Essa è incolore, debolmente biassica, a carattere ottico positivo, con birifrangenza bassa (colori d'interferenza grigi di I ord.), caratteri che corrispondono a quelli della *pennina.* Essa si presenta in esili laminette squamose raggruppate in forma di aggregati radiali concentrici del diametro fino a 0,8 mm.

Struttura e tessitura

Le caratteristiche strutturali sono già state descritte sopra.

Discussione

Le fessure rimarginate da calcite, che giacciono spesso discordanti in svariati tipi di dolomie, sono senza dubbio i documenti di movimenti tettonici tardo-alpini, come lo dimostrano la loro morfologia e la loro giacitura. La presenza relativamente abbondante di pennina indica che durante questa fase regnarono condizioni idrotermali e che questa fase coincide con quella diaftoretica osservabile praticamente in tutte le rocce. L'origine della calcite in queste rocce può essere spiegata nel modo seguente: le soluzioni circolanti nelle fessure disciolsero la calcite da orizzonti inferiori di cariata, ridepositandola poi nei livelli più alti; comunque la mancanza di fessure continue che attraversino una serie triassica completa impedisce una verifica di questa ipotesi.

I. I marmi

Già nella descrizione geologica degli affioramenti di Trias risulta chiaramente come i marmi (per «marmo» si intende ovviamente «marmo calcitico», in contrapposizione a «dolomia», che a rigor di termini dovrebbe chiamarsi «marmo dolomitico») siano limitati nello spazio e di posizione stratigrafica incerta.

Gli affioramenti di marmo sono concentrati in tre regioni: nella Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent, nei Calcescisti tra il Trias del P. Meda – Cta. Briolent e quello del Campolungo e infine nei Calcescisti a nord del cristallino antico di S. Giorgio, oltre a un affioramento isolato nel Trias del Campolungo.

Già scorrendo la bibliografia sulla regione frontale dei ricoprimenti pennidici si nota un'incertezza a proposito dell'età dei marmi: alcuni autori li attribuiscono senz'altro al Trias (PREISWERK 1936, p. 9; HASLER 1949, p. 66), mentre altri autori sono più cauti e li attribuiscono solo parzialmente al Trias, ammettendo la possibilità che si tratti in parte di rocce più giovani, appartenenti ai Calcescisti (BURCKHARDT 1942, pp. 119 sgg.; GÜNTHERT 1954, pp. 12 sgg.). Anche nella regione del Campolungo il problema dell'età non è risolto in modo chiaro: accanto a marmi completamente racchiusi in micascisti calcariferi, con passaggi graduali, quindi appartenenti sicuramente ai Calcescisti, esistono marmi in sottili straterelli alternanti con dolomie (profilo della Leiarozza), che si trovano sempre a contatto con Calcescisti, o che formano il passaggio tra il cristallino antico e il Trias: nel primo caso essi possono rappresentare la base dei Calcescisti, nel secondo caso è invece probabile che si tratti di una serie inversa scagliata con il cristallino antico, in cui manchino i micascisti calcariferi, per cui i marmi vengono a trovarsi a contatto tettonico con il cristallino antico.

Da queste considerazioni appare evidente l'impossibilità di una datazione sicura dei marmi: essi possono rappresentare l'ultimo termine del Trias in sostituzione della cariata (infatti dove c'è la cariata non c'è marmo, e viceversa), o un orizzonte di base dei Calcescisti. Solo un fatto è certo: una parte dei marmi appartiene sicuramente ai Calcescisti, per l'altra è aperta la possibilità di una appartenanza al Trias, peraltro non dimostrabile coi criteri litologici comuni.

Per queste ragioni si è preferito descrivere i marmi nel capitolo sui Calcescisti, eccezion fatta per quelli finementi interstratificati con dolomie e per quello della Zona triassica del Campolungo, di genesi particolare: si ottengono così le tre varietà seguenti: alternanza di dolomia a flogopite con marmo, marmo a fluorite e marmi di età incerta (questi descritti coi Calcescisti).

34. Alternanza di dolomia a flogopite con marmo

Nel profilo attraverso il Trias alla Leiarozza (cfr. p. 95), appartenente alla Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent, affiorano numerosi banchi formati da una fitta alternanza parallela di straterelli dello spessore da 1 a 3 cm di dolomia bianco giallastra a grana fine, contenente lettini bruni di flogopite e altri di piccole rosette di grammatite bianca raggiata, e di straterelli di marmo bluastro a grana media e con alterazione superficiale di colore bruno ocra. La tessitura è debolmente scistosa, ondulata fino pieghettata.

Al microscopio (3 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	calcite (40–95), dolomite (0–50)
Comp. sub. comuni:	flogopite (0–8), muscovite (0–1), quarzo (1–4), grammatite (0–10), clorite (0–2)
Comp. sub. sporadici:	vesuvianite (0–1), clinozoisite (0–1)
Comp. acc.:	pirite (0–1), apatite, tormalina, rutilo, titanite (sempre meno di 1)

Descrizione dei componenti

Calcite. A grana piccola-media. Grani isometrici o debolmente ameboidi, con margini finemente addentellati o lobati. La sfaldatura romboedrica e la geminazione lamellare sono ottimamente sviluppate, piane: questa presenta due o tre sistemi visibili, di cui uno parallelo alla scistosità. Ingloba parzialmente la grammatite e la flogopite e include dolomite granulare e quarzo.

Dolomite. Grani isometrici poligonali a margini piani, con sfaldatura romboedrica, più raramente la geminazione lamellare. Include pirite idiomorfa. A grana fine.

Flogopite. Lamine lunghe fino a 0,5 mm, tozze, frangiate alle estremità, con pleocroismo marcato da bruno ocra a incolore. Essa include rutilo, tormalina bruna e raramente calcite.

Muscovite. Rare laminette a grana fine.

Quarzo. Grani xenoblastici ovoidali o dalle forme estremamente irregolari, determinate dalla calcite e dalla flogopite o dalla grammatite. A grana fine.

Grammatite. Cristalli freschi con abito prismatico-bacillare a sezione rombica appiattita, lunghi fino a 1 cm. Ipidiomorfa, con margini intensamente lobati dalla calcite. Include flogopite, pirite, raramente calcite e tormalina. Forma aggregati a rosette.

Clorite. Lamine pseudomorfe su flogopite, con caratteri ottici corrispondenti a quelli della *pennina* positiva.

Vesuvianite. Grani isolati nella massa calcitica, a grana fine-piccola, con abito prismatico tozzo, a margini lobati localmente dalla calcite. Essa è incolore, ha rifrangenza maggiore di quella della calcite, birifrangenza pari a ca. 0,005, estinzione parallela, uniforme, sfaldatura pronunciata in due sistemi perpendicolari, carattere ottico uniassico positivo, che corrisponde alla varietà con circa il 3% del peso di H_2O, la *wiluite* (TRÖGER 1959). Un individuo ingloba per metà una squama di muscovite, inclusa per l'altra metà da calcite, il che dimostra che la vesuvianite è di cristallizzazione alpina.

Clinozoisite. Estremamente rara, essa si presenta in grani vagamente colonnari sciolti in diversi frammenti separati da un finissimo aggregato di calcite e flogopite, con estinzione contemporanea. La birifrangenza è bassa (colori d'interferenza anomali (grigio azzurro fino giallo azzurro), la sfaldatura ben sviluppata, in due sistemi.

Pirite. Minuti granelli (fino a 0,08 mm di diametro) per lo più idiomorfi e freschi.

Apatite. Grani ovoidi in paragenesi con flogopite.

Tormalina. Grani minuti del diametro fino al 0,1 mm, con abito colonnare a sezioni ditrigonali, idiomorfe. Il pleocroismo è pronunciato (da giallo a incolore), uniforme, e corrisponde alla varietà bruna, la *dravite.* Essa è concentrata in nidi racchiusi da flogopite e calcite.

Rutilo. Minuti granelli idiomorfi, localmente con geminati a ginocchio, inclusi in flogopite o nella massa dolomitica.

Titanite. Rari grani idiomorfi, a sezione rombica e con ottima sfaldatura, che inglobano parzialmente la tormalina.

Struttura e tessitura

Le caratteristiche strutturali sono determinate dall'alternanza delle varie paragenesi, che sono le seguenti: dolomite; calcite (marmo); volentieri ai margini della dolomite i lettini di flogopite, accompagnati dalla corona calcitica, e quelli di grammatite, pure accompagnati dalla corona calcitica. La tessitura che ne risulta è zonata, con scistosità parallela, ondulata, di intensità da debole a media. La struttura è eterogenea, per la stessa ragione. Componente predominante è la calcite, con struttura granoblastica e implicazione intergranulare da debole a media, a grana media. Gli staterelli dolomitici hanno struttura granoblastica senza implicazione, a grana fine. I lettini di flogopite hanno struttura lepidoblastica, quelli di grammatite nematoblastica, con reticoli fra i grani di calcite. Il contatto fra il marmo calcitico a grana media e quello dolomitico a grana fine è piano, netto, con debole implicazione fra i due carbonati. Va notato che una parte della calcite risulta dalla reazione di formazione della flogopite e della grammatite.

Discussione

Il problema genetico fondamentale di questa varietà deriva dalla alternanza dei lettini dolomitici con quelli calcitici. Le possibilità di interpretazione sono due: o si tratta di un'alternanza originaria di straterelli di dolomia con argilla (ora sotto forma di dolomia a flogopite e grammatite) con altri di calcare pressocchè puro (ora sotto forma di marmo a grana media) oppure si tratta di un'alternanza tettonica quale prodotto di un'intensa e fittissima scagliatura tra le dolomie a flogopite del Trias medio con i marmi della base dei Calcescisti: quest'ultima interpretazione appare però improbabile, siccome l'alternanza dei vari lettini è troppo fitta e regolare. Appare pertanto lecito affermare che si tratta del prodotto metamorfico di un'alternanza originaria di dolomite e calcare, forse ancora sottolineata da differenziazione metamorfica durante i processi di laminazione tettonica.

Il grado di *metamorfosi* di questa varietà è definito dalla paragenesi grammatite–flogopite–clinozoisite negli staterelli dolomitici: si tratta perciò della facies superiore degli scisti verdi; la seconda fase, a temperatura più alta, qui non è documentata: mancano infatti tutti i minerali tipici di quella fase, in particolare il plagioclasio basico (mentre la roccia contiene clinozoisite in sua vece). La presenza di vesuvianite negli straterelli di marmo calcitico non fornisce indicazioni dettagliate sul grado di metamorfosi (cfr. WINKLER 1965, pp. 84 sgg.).

35. Marmo a fluorite

L'unico marmo di tutta la Zona triassica del Campolungo affiora al profilo di Costello 3 (strato n° 10, campione 593): il marmo è massiccio, ha grana media-grossolana, e colore bianco latteo se fresco, con una sottile patina di alterazione superficiale di colore grigio. La sua giacitura è mal defini-

ta: si tratta di un banco della potenza di 8 m, lungo ca. 20 m, e si trova esattamente sulla continuazione sudovest della cariata (stesso strato, campione 592) che chiude la serie triassica verso i Calcescisti. Malauguratamente le relazioni di contatto tra il marmo e la cariata non affiorano, perchè ricoperte da materiale morenico: appare comunque evidente che il contatto debba essere nettamente discordante, marcato da una faglia o da una compenetrazione reciproca cuneiforme fra i due banchi.

Al microscopio (1 sezione sottile) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.: calcite (90), fluorite (8)
Comp. sub.: quarzo (2), clorite (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Calcite. A grana variabile da media a grossolana, essa presenta grani da isometrici a variamente ameboidi, con margini finemente sinuosi o suturati. Presenta sempre la sfaldatura romboedrica e la geminazione lamellare, ambedue piane.

Fluorite. La diagnosi è documentata da un'analisi röntgenografica oltre che dalla tipica reazione all'acido solforico concentrato, con dissoluzione del minerale sotto sviluppo di acido fluoridrico. Essa ha grana piccola e si presenta in grani sempre xenomorfi, dalle forme più svariate, che vanno da vagamente tondeggianti-lobate ad allungate e lobate fino estremamente vermiculari. È incolore o colorata di giallo molto tenue, isotropa e mostra la sfaldatura secondo (001) finissima e poco pronunciata. Include esili allineamenti di bollicine di liquido o gas.

Quarzo. Piccoli grani del diametro fino a 0,4 mm in due forme: a sezioni ovoidali o perfettamente idiomorfi, con piramide terminale.

Clorite. Aggregato finemente squamoso, feltriforme, con delimitazione rettangolare. Probabilmente si tratta di *pennina*.

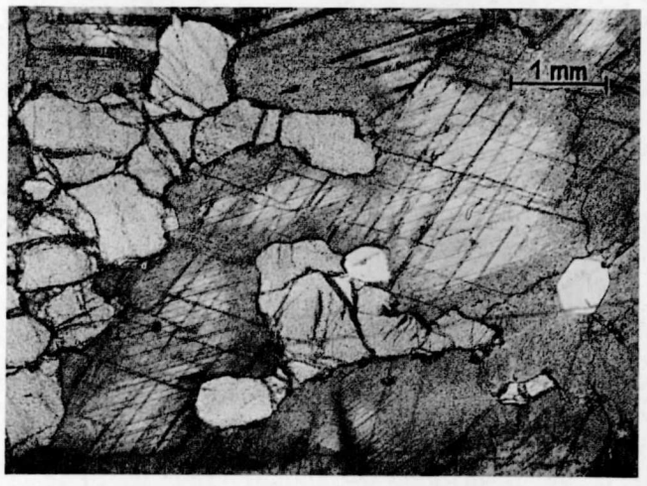


Fig. 53: Microfotografia del marmo a fluorite di Costello (Costello 3, strato n° 10, camp. 593): si noti l'abito xenoblastico della fluorite (grani con forte rilievo e superficie punteggiata), che è inclusa in marmo calcitico a grana grossolana; i due grani limpidi sono di quarzo. Luce naturale.

Struttura e tessitura

La tessitura è assolutamente massiccia: la calcite non è elongata e la fluorite è distribuita più o meno statisticamente nella pasta fondamentale calcitica senza concentrazioni particolari, salvo allineamenti irregolari di vari grani al margine della calcite. La struttura è granoblastica con implicazione intergranulare finemente addentellata o lobata, specie in presenza della fluorite. Questa è parzialmente inclusa in calcite, parzialmente intergranulare. La grana è piuttosto eterogenea, variante da 1 a 6 mm.

Discussione

La giacitura di questo marmo (sulla continuazione orizzontale della cariata) e la forte componente di fluorite non lasciano dubbi sull'origine idrotermale; la calcite ha sostituito metasomaticamente la dolomite della roccia originaria, ora rappresentata dalla cariata. L'interpretazione di questo marmo quale prodotto di metasomatosi idrotermale è confermata da affioramenti analoghi molto frequenti nel Trias autottono del margine sud del Massiccio del Gottardo:

FREY (1967, pp. 49 sgg.) descrive un marmo grigio con fluorite, baritina e minerali opachi nella Serie di Quarten al Passo della Greina (la datazione assoluta della galena ha fornito un'età di 245 ± 65 Mio. a.). Lo stesso autore riporta poi un elenco completo di affioramenti di marmi di questo tipo e di baritina. Più interessanti per un confronto con il marmo di Costello sono gli affioramenti, peraltro assai più scarsi, nella regione pennidica: uno è quello descritto da BURCKHARDT (1942, p. 131): nella dolomia saccaroide della Sinclinale di Teggiolo si trova un marmo calcitico con baritina.

L'età (e di conseguenza il tipo) di questa attività idrotermale non è definibile: si tratta o di vene idrotermali metamorfiche dell'orogenesi alpina o di vene idrotermali magmatiche del Trias. La mancanza quasi totale di conoscenze sul magmatismo del Trias pennidico non permettono di decidere per l'una o l'altra delle due possibilità.

La mancanza di silicati tipici non permette una caratterizzazione del grado di metamorfosi di questo marmo.

K. Il chimismo delle rocce carbonatiche del Trias

1. Introduzione storica

Nei primi anni del secolo scorso, mentre l'elenco dei nuovi minerali scoperti al Campolungo andava allungandosi, cominciò pure un lavoro di indagine sistematica per meglio definire e conoscere i minerali e la dolomia che li ospita dal punto di vista chimico.

Nel 1811 BERNOULLI cita le prime analisi chimiche compiute sulla grammatite del Campolungo da LAUGIER, da STRUVE e da KLAPPROTH. Nel 1845 LAVIZZARI ottiene risultati stupefacenti per esattezza nelle analisi da lui eseguite su dolomia e su cristalli di dolomite del Campolungo: i valori riportati si avvicinano sensibilmente a una dolomia stechiometrica, con «calce» leggermente più abbondante di «magnesia». LINCK (1907) riporta le analisi compiute su di una dolomia grigia saccaroide del Lambro contenente ortoclasio: egli ottiene un rapporto $CaCO_3$:$MgCO_3$ pari a 55,5:44,5. GÜBELIN (1939) dedica un paragrafo del suo lavoro alle analisi della dolomia, eseguite su alcune prove per mezzo del metodo volumetrico di Passon. Considerando i dati stupiscono le forte percentuali di calcite libera, tra 20 e 40%, in dolomie saccaroidi, valori nettamente contrastanti con quelli citati di LAVIZZARI e di LINCK, oltre che con il reperto microscopico, che indica come molto rara la calcite nelle dolomie, eccezion fatta per le dolomie a flogopite, a grammatite e le cariate.

2. Analisi chimiche

Allo scopo di chiarire esattamente queste contraddizioni riscontrate nei dati bibliografici, ho eseguito 103 analisi chimiche parziali di dolomie dei vari tipi, per la stragrande maggioranza appartenenti ai profili del Passo Cadonighino, di Costello, del Passo Campolungo e dell'A. Pianascio della Zona triassica del Campolungo. Così facendo ho sperato di potere accertare contemporaneamente eventuali variazioni nel chimismo, sia in senso verticale che in quello orizzontale. I risultati a questo proposito mostrano che le dolomie nei singoli tipi considerati posseggono una costanza abbastanza rigida nei due sensi.

Il metodo analitico seguito è quello rapido e preciso della titolazione complessometrica, al quale mi ha introdotto il prof. M. Weibel dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia del Politecnico di Zurigo, metodo basato fondamentalmente su quello di SCHWARZENBACH (1960), completato e adattato all'analisi delle rocce da CALLEGARI et al. (1959).

I risultati delle analisi, cioè i percenti del peso di $CaCO_3$, $MgCO_3$ e della sostanza insolubile in HCl più eventuale $FeCO_3$ (questo ultimo termine è ottenuto aritmeticamente) sono stati rappresentati sotto forma di diagrammi triangolari e raggruppati per tipi di roccia, mantenendo i percenti del peso e senza calcolare le percentuali di dolomite e calcite, siccome nel caso delle dolomie bianche e grigie, povere di silicati, questo calcolo ha valore puramente speculativo e non corrisponde alla realtà, come si vedrà oltre. È per questa ragione che nella tabelle contenenti i risultati delle analisi si è aggiunta una colonna che indica il rapporto molecolare $CaCO_3$:$MgCO_3$ con somma dei due carbonati pari a 100; questo rapporto permette una visione più chiara del chimismo: nel caso in cui nelle dolomie non si osservi calcite libera, l'eccesso di $CaCO_3$ su $MgCO_3$ permette di stabilire i rapporti dei due cationi Ca e Mg nel reticolo della dolomite, mentre nelle rocce con calcite libera (dolomie a flogopite e a grammatite e soprattutto cariate) il rapporto molecolare indica indirettamente il rapporto calcite:dolomite della roccia.

3. Dolomie bianche

Le 30 analisi eseguite su altrettante dolomie bianche, in parte saccaroidi, in parte scistose, mostrano una composizione chimica relativamente costante: infatti 17 analisi sono concentrate in un campo molto ristretto, mentre le altre 13 variano soprattutto nel contenuto di sostanza insolubile in HCl (cfr. tab. 41 e fig. 54).

Tabella 41: *Analisi chimiche di dolomia bianca.*

N° del diagr.	Camp. n°	Profilo	% del peso			Rapporto mol.	
			$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$ + insol.	$CaCO_3$	$MgCO_3$
1	407	Passo Cadonighino	53,0	40,9	6,1	52,2	47,8
2	416		53,5	42,3	4,2	51,6	48,4
3	420		53,5	43,3	3,2	51,2	48,8
4	422		53,2	43,7	3,1	50,6	49,4
5	424		62,3	31,8	5,9	62,3	37,7
6	428		60,0	37,0	3,0	57,8	42,2
7	431		53,0	43,7	3,3	50,6	49,4
8	435g		53,5	42,0	4,5	51,7	48,3
9	436a		50,8	39,7	9,5	52,0	48,0
10	438		49,5	37,6	12,9	52,5	47,5
11	441		53,2	43,5	3,3	50,8	49,2
12	446		49,5	43,7	6,8	48,8	51,2
13	448		53,3	44,5	2,2	50,2	49,8
14	451		53,0	43,5	3,5	50,7	49,3
15	460		52,0	42,2	5,8	51,0	49,0
16	463		53,0	44,5	2,5	50,2	49,8
17	468		54,0	43,3	2,7	51,2	48,8
18	505	Alpe Pianascio	56,0	36,5	7,5	56,5	43,5
19	511		47,7	37,3	15,0	52,0	48,0
20	516		50,5	40,9	8,6	51,0	49,0
21	518		54,2	44,3	1,5	50,8	49,2
22	520		51,0	38,2	10,8	53,0	47,0
23	526		53,2	44,4	2,4	50,4	49,6
24	528		52,7	42,3	5,0	51,3	48,7
25	479	Passo Campolungo sud	55,5	42,5	2,0	52,4	47,6
26	483		55,0	43,6	1,4	51,6	48,4
27	494		54,7	41,7	3,6	52,5	47,5
28	542b	Costello 1	55,0	40,5	4,5	53,4	46,6
29	544b		53,7	44,1	2,2	50,5	49,5
30	546		54,5	43,4	2,1	51,4	48,6

La media delle 30 analisi comporta i seguenti valori: $CaCO_3$ = 53,6% (del peso), $MgCO_3$ = 41,7 e sostanza insolubile = 4,4; si ha cioè un leggero eccesso di $CaCO_3$ rispetto a $MgCO_3$, che espresso in valori molecolari è pari a 52,1:42,9. Considerando solamente le 17 analisi concentrate nella parte a destra in basso del diagramma (cfr. fig. 54) si ottiene la media seguente:

$CaCO_3$ 53,4% (del peso)
$MgCO_3$ 43,5% (del peso)
insol. 3,1% (del peso)

con rapporto di $CaCO_3$: $MgCO_3$ pari a 51,0:49,0 (molec.).

Secondo l'analisi chimica, ammettendo una composizione teorica della dolomite, nella roccia dovrebbe esserci una leggera percentuale di calcite libera: ora lo studio microscopico dimostra la mancanza totale di calcite libera in queste rocce. Ne segue la conclusione logica che l'eccesso molecolare di $CaCO_3$ è contenuto nel reticolo della dolomite. In altre parole la composizione della dolomite non corrisponde a quella stechiometrica, ma ha approssimativamente la seguente composizione: $Ca_{51}Mg_{49}(CO_3)_{200}$, o secondo la rappresentazione di FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1966): Dolomite-Ca_{51}, da intendersi: dolomite con 51% molecolare di $CaCO_3$ nel reticolo cristallino. Il contenu-

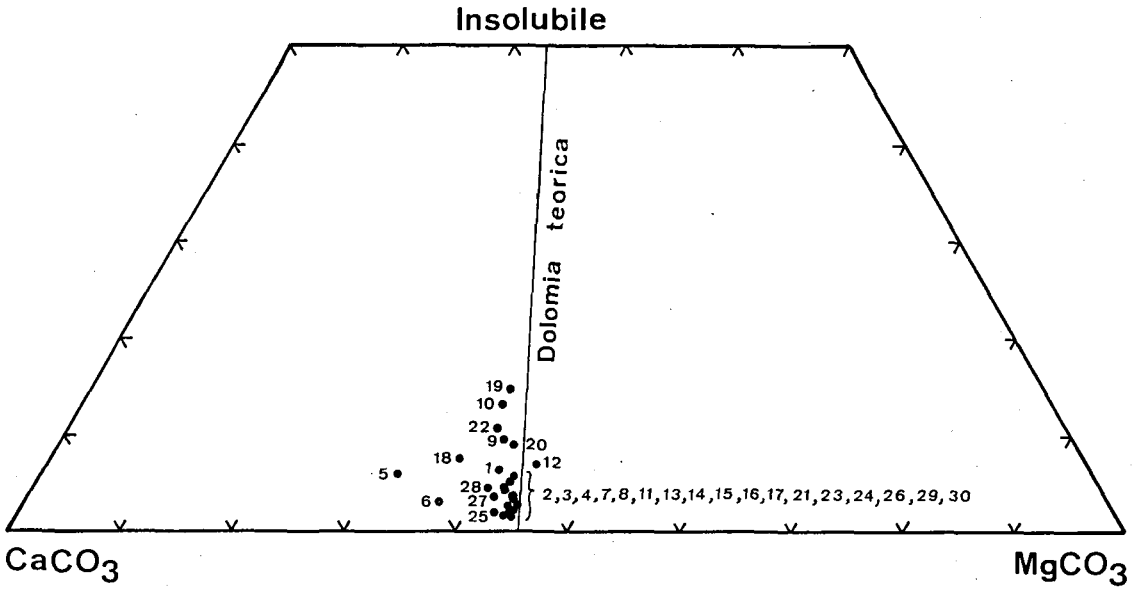


Fig. 54: 30 analisi chimiche di dolomia bianca (% del peso).

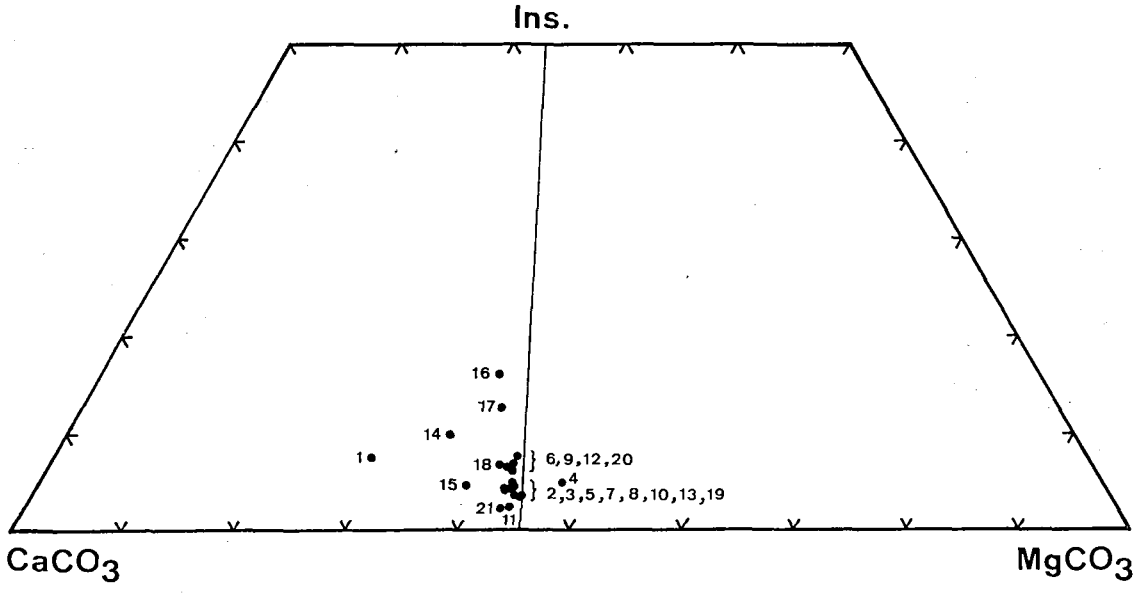


Fig. 55: 21 analisi chimiche di dolomia grigia (% del peso).

to di ferro solubile, stabilito qualitativamente, è nullo o quasi. Sul carattere mineralogico della parte insolubile in HCl cfr. la descrizione petrografica delle rocce e i profili relativi.

4. Dolomie grigie

Le 21 analisi di dolomia grigia, comprendenti tipi a grana finissima o fine, raramente saccaroidi, di regola scistosi, analogamente a quelle della dolomia bianca, si concentrano in un campo alquanto ristretto, con una dispersione minima. La media delle analisi è la seguente: $CaCO_3 = 53{,}5\%$ (del peso), $MgCO_3 = 41{,}0$, sostanza insolubile $= 5{,}5$, con rapporto molecolare $CaCO_3 : MgCO_3$ pari a 52,7:47,3. Considerando unicamente le 16 analisi concentrate in basso a destra del diagramma (fig. 55) si ottiene la media seguente:

$CaCO_3$ 52,8% (del peso)
$MgCO_3$ 42,5% (del peso)
insol. 4,7% (del peso)

con rapporto molecolare di $CaCO_3$:$MgCO_3$ pari a 51,1:48,9.

Anche qui valgono le stesse osservazioni fatte per la dolomia bianca: il leggero eccesso molecolare di $CaCO_3$, non osservabile nelle sezioni sottili sotto forma di calcite libera, va inteso come un eccesso racchiuso nel reticolo della dolomite, che ha quindi la composizione seguente: dolomite-Ca 51,1, valore praticamente identico a quello della dolomia bianca. L'unica differenza tra i due tipi è la percentuale più alta di sostanza insolubile (soprattutto muscovite e grafite) nella dolomia grigia e di ferro solubile che varia da nulla a media.

Tabella 42: *Analisi chimiche di dolomia grigia.*

N° del diagr.	Camp. n°	Profilo	% del peso			Rapporto mol.	
			$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$ + insol.	$CaCO_3$: $MgCO_3$	
1	414	Passo Cadonighino	64,0	28,4	7,6	65,6	34,4
2	419		53,5	42,3	4,2	51,6	48,4
3	421		52,7	42,8	4,5	51,0	49,0
4	426		48,4	46,7	4,9	46,6	53,4
5	435 L		53,2	43,3	3,5	51,0	49,0
6	444		51,8	41,4	6,8	51,4	48,6
7	449		53,7	42,0	4,3	52,0	48,0
8	462		53,0	43,5	3,5	50,7	49,3
9	464		51,0	41,6	7,4	50,8	49,2
10	519	Alpe Pianascio	53,0	43,7	3,3	50,6	49,4
11	529		54,5	43,1	2,4	51,6	48,4
12	472	Passo Campolungo sud	52,5	41,2	6,3	51,6	48,4
13	474		53,0	42,2	4,8	51,4	48,6
14	482		55,7	34,4	9,9	57,8	42,2
15	484		57,2	38,4	4,4	55,8	44,2
16	497		48,5	35,7	5,8	53,5	46,5
17	498		50,0	37,6	12,4	52,8	47,2
18	545	Costello 1	53,0	40,0	7,0	52,7	47,3
19	548		53,7	42,0	4,3	52,0	48,0
20	550		52,5	41,3	6,2	51,7	48,3
21	557		55,3	42,6	2,1	52,2	47,8

5. Dolomie listate

Le 5 analisi di dolomie listate occupano lo stesso campo delle dolomie bianche e di quelle grigie. I n^{i}1, 3 e 5 corrispondono quasi perfettamente a dolomie stechiometriche, mentre le altre (n^{i}2 e 4) hanno un evidente eccesso di $CaCO_3$. La media delle componenti è la seguente:

$CaCO_3$ 53,5% (del peso)
$MgCO_3$ 41,7% (del peso)
insol. 4,8% (del peso)

con rapporto $CaCO_3$:$MgCO_3$ pari a 52,0:48,0. Sull'eccesso di $CaCO_3$ valgono le stesse osservazioni fatte a proposito dei due tipi precedenti. Il ferro solubile varia da nullo a poco.

6. Dolomie a flogopite

Le 19 analisi di dolomia a flogopite (fig. 57) mostrano un contenuto di sostanza insolubile (soprattutto di flogopite) molto variabile, mentre il rapporto tra $CaCO_3$ e $MgCO_3$ varia entro limiti ristretti. La media delle 19 analisi ha i seguenti valori:

$CaCO_3$ 48,1% (del peso)
$MgCO_3$ 29,9% (del peso)
insol. 22,0% (del peso)

Tabella 43: *Analisi chimiche di dolomie listate.*

N° del diagr.	Camp. n°	Profilo	% del peso			Rapporto mol.	
			$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$ + insol.	$CaCO_3$	$MgCO_3$
1	450	Passo Cadonighino	52,7	43,9	3,4	50,3	49,7
2	468 b		54,5	38,4	7,1	54,4	45,6
3	475	Passo Campolungo sud	54,5	45,0	0,5	50,5	49,5
4	506	Alpe Pianascio	53,5	37,9	8,6	54,4	45,6
5	508		52,2	43,3	4,5	50,5	49,5

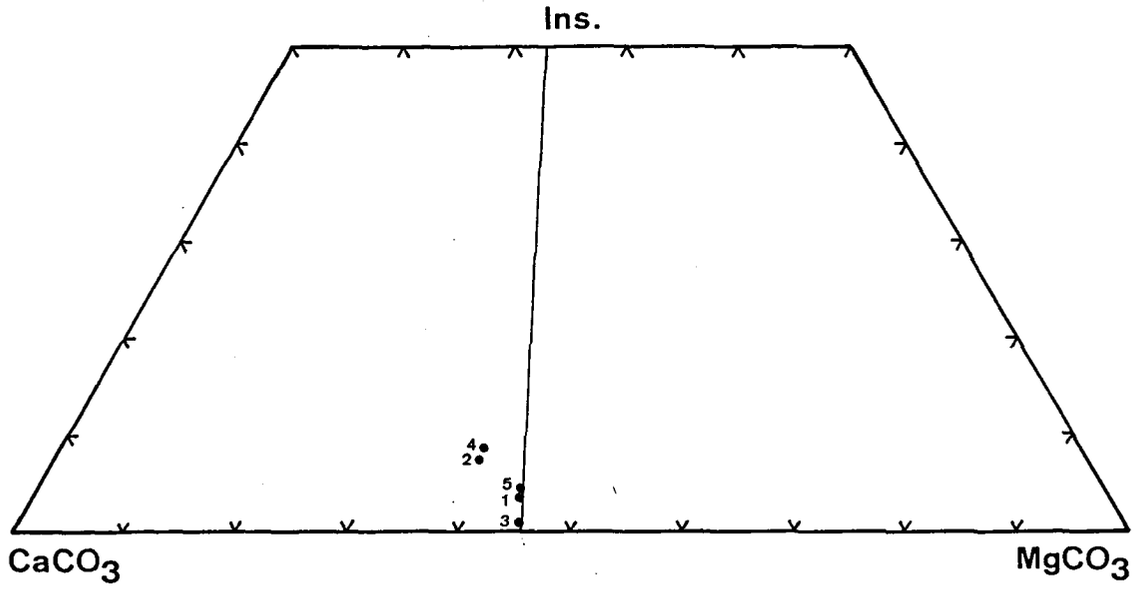


Fig. 56: 5 analisi chimiche di dolomia listata (% del peso).

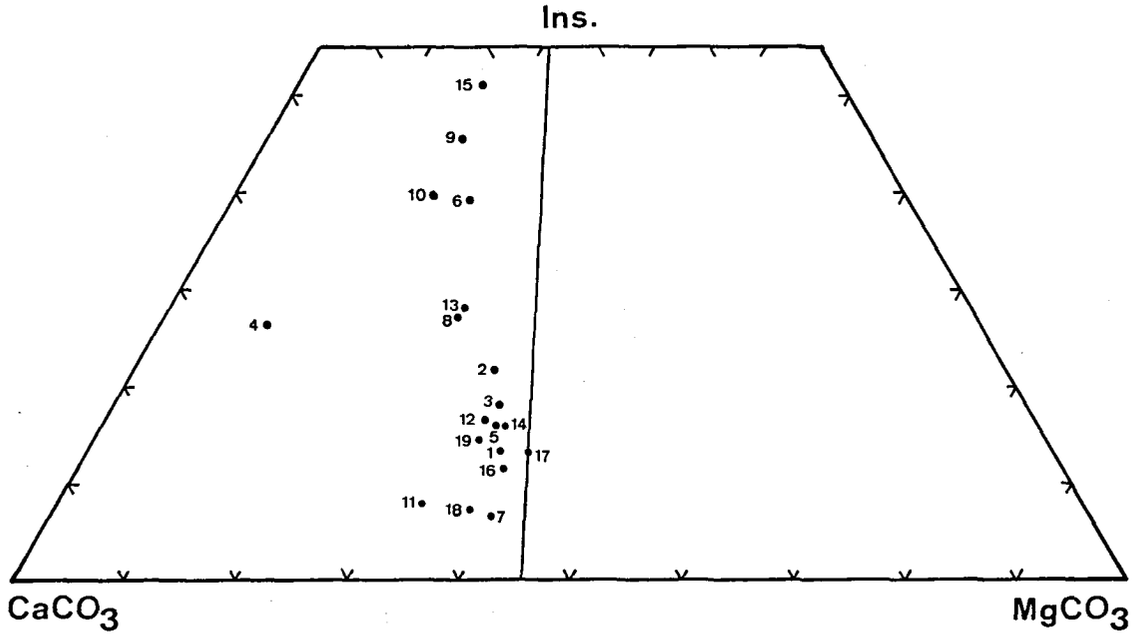


Fig. 57: 19 analisi chimiche di dolomia a flogopite (% del peso).

con un rapporto molecolare $CaCO_3:MgCO_3$ pari a 58,1:41,9. Nel caso della dolomia a flogopite evidentemente il forte eccesso molecolare di $CaCo_3$ si manifesta nella roccia sotto forma di calcite libera (cfr. la descrizione petrografica delle dolomie a flogopite, pp. 109 sgg.).

Tabella 44: *Analisi chimiche di dolomie a flogopite.*

N° del diagr.	Camp. n°	Profilo	% del peso			Rapporto mol.	
			$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$ + insol.	$CaCO_3$	$MgCO_3$
1	406	Passo Cadonighino	49,8	37,0	13,2	53,2	46,8
2	413		46,0	32,1	21,9	54,7	45,3
3	423		47,5	34,6	17,9	53,7	46,3
4	437		64,0	9,9	26,1	84,7	15,3
5	452		48,7	35,1	16,2	53,8	46,2
6	459		39,5	21,2	39,3	61,1	38,9
7	521		53,8	39,9	6,3	53,2	46,8
8	507	Alpe Pianascio	46,7	26,2	27,1	60,2	39,8
9	517		37,0	17,4	45,6	64,2	35,8
10	532		42,7	17,8	39,5	62,0	38,0
11	537		59,2	32,9	7,9	60,4	39,6
12	471	Passo Campolungo sud	49,5	34,0	16,5	55,1	44,9
13	486		45,5	26,5	28,0	59,2	40,8
14	491		48,0	36,1	15,9	52,9	47,1
15	493		32,5	16,6	50,9	62,3	37,7
16	541	Costello 1	50,5	38,3	11,2	52,6	47,4
17	552		47,2	39,7	13,1	50,0	50,0
18	555		55,3	37,5	7,2	55,4	44,6
19	81	V. Prevat	51,0	34,4	14,5	55,5	44,5

Un'altra caratteristica di questo tipo è la componente costante di ferro solubile: infatti tutti i campioni analizzati hanno sempre reagito con una intensa colorazione gialla nella reazione col cianuro di potassio (con questo ultimo sale si maschera il ferro che altrimenti disturba il viraggio di colore durante la titolazione).

7. Dolomia a grammatite

Le 9 analisi compiute su dolomie a grammatite, bianche e grigie, occupano una striscia stretta del diagramma (cfr. fig. 58), allungata unicamente nel senso della sostanza insolubile, appunto formata da grammatite. I valori medi sono i seguenti:

$CaCO_3$ 52,2% (del peso)
$MgCO_3$ 39,1% (del peso)
insol. 8,7% (del peso)

da cui si ricava il rapporto molecolare $CaCO_3:MgCO_3$ = 53,5:46,5. Anche qui, come nel caso delle dolomie a flogopite, il chiaro eccesso di $CaCO_3$ si manifesta nella roccia sotto forma di calcite, che forma la corona attorno alla grammatite. Il ferro solubile è sempre nullo.

8. Cariate

Di tutti i tipi di dolomie è quello delle cariate che presenta la variazione chimica più grande, dipendente dal tipo strutturale corrispondente: le cariate brecciate, con componenti di dolomia bianca saccaroide o i tipi di passaggio tra dolomia a flogopite e cariata posseggono ovviamente una componente ancora importante di $MgCO_3$ (ad es. le analisi 1 e 9), mentre i tipi omogenei e massicci (ad

Tabella 45: *Analisi chimiche di dolomia a grammatite.*

N° del diagr.	Camp. n°	Profilo	% del peso			Rapporto mol.	
			$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$ + insol.	$CaCO_3$	$MgCO_3$
1	430	Passo Cadonighino	50,0	36,8	13,2	57,8	42,2
2	432		48,7	36,4	14,9	53,0	47,0
3	445		52,5	39,5	8,0	53,0	47,0
4	465		52,2	40,3	7,5	52,2	47,8
5	524	Alpe Pianascio	54,5	41,8	3,7	52,4	47,6
6	477	Passo Campolungo sud	56,4	41,4	2,2	53,5	46,5
7	478		52,0	38,0	10,0	53,5	46,5
8	480		50,2	39,1	10,7	52,0	48,0
9	481		52,7	38,8	8,5	53,3	46,7

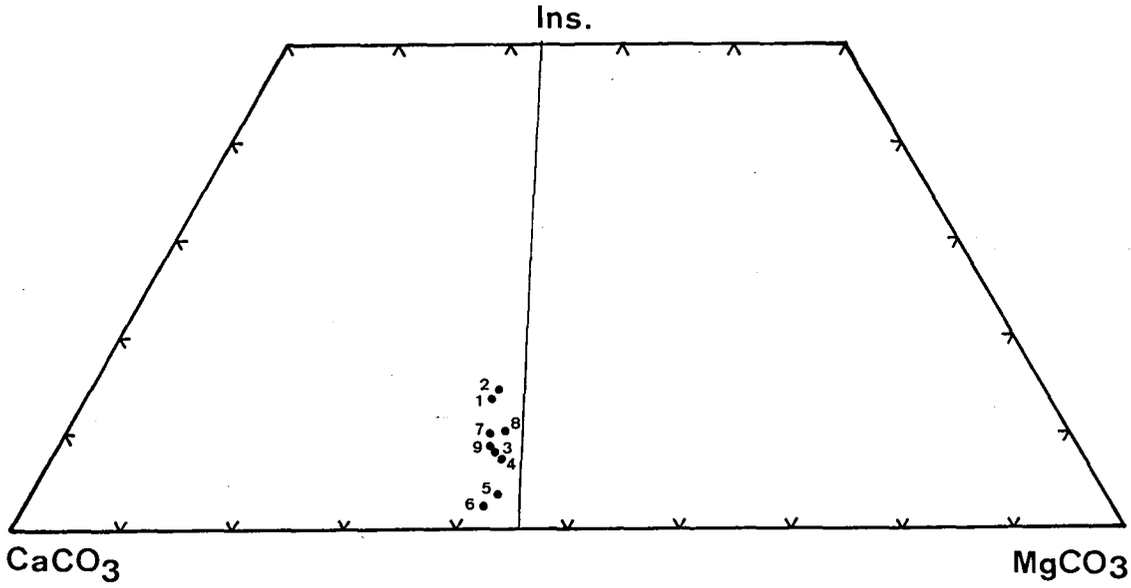


Fig. 58: 9 analisi chimiche di dolomia a grammatite (% del peso).

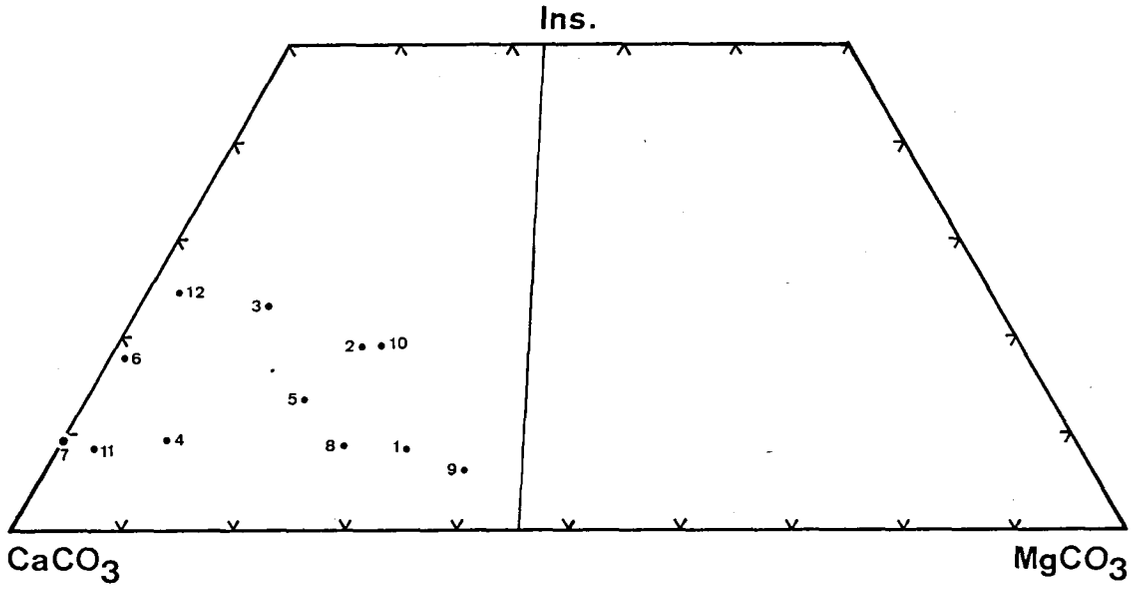


Fig. 59: 12 analisi chimiche di dolomia cariata (% del peso).

Tabella 46: *Analisi chimiche di cariate.*

N° del diagr.	Camp. n°	Profilo	% del peso			Rapporto mol.	
			$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$ + insol.	$CaCO_3$	$MgCO_3$
1	453	Passo Cadonighino	60,3	31,3	8,4	61,8	38,2
2	456		59,2	22,0	18,8	69,4	30,6
3	458		65,2	11,8	23,0	83,8	16,2
4	522		81,5	9,2	9,3	88,0	12,0
5	504	Alpe Pianascio	67,0	19,7	13,3	74,2	25,8
6	510		81,0	1,3	17,7	98,1	1,9
7	533		90,7	0,0	9,3	100,0	0,0
8	536		65,7	25,3	9,0	68,7	31,3
9	538		56,5	37,3	6,2	56,8	43,2
10	540	Costello 1	57,2	23,8	19,0	71,8	28,2
11	553		88,5	3,3	8,2	95,7	4,3
12	534	Gola di Colla	72,5	2,9	24,6	95,5	4,5

es. analisi 6 e 7) sono formati essenzialmente da $CaCO_3$. La variazione della percentuale di sostanza insolubile in HCl (miche, vermiculite, quarzo ecc.) è pure notevole. La composizione media in questo caso non ha senso. Il ferro solubile varia da nullo a medio ed è probabilmente associato alla flogopite.

9. Rocce carbonatiche di altri tipi

Sono state esaminate due fessure rimarginate da calcite nelle dolomie del Campolungo, tre dolomie contenenti calcite della Zona triassica di Rodi–Ogiòra e due marmi calcitici dei Calcescisti.

Tabella 47: *Analisi chimiche di rocce carbonatiche di altri tipi.*

N° del diagr.	Camp. n°	Località	% del peso			Rapporto mol.	
			$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$ + insol.	$CaCO_3$	$MgCO_3$
		a) *Fessure rimarginate da calcite nelle dolomie del Campolungo*					
1	446b	Passo Cadonighino	57,5	37,2	5,3	56,6	43,4
2	469		69,8	20,6	9,6	74,2	25,8
		b) *Zona triassica di Rodi–Ogiòra*					
3	691	Cornone	62,4	33,2	4,4	61,3	38,7
4	692		71,5	23,0	5,5	72,5	27,5
5	693	Prato	62,0	27,3	10,7	65,7	34,3
		c) *Marmi dei Calcescisti*					
6	503	Alpe Pianascio	94,0	0,0	6,0	100,0	0,0
7	821	Costello	92,4	0,0	7,6	100,0	0,0

a) *Fessure rimarginate da calcite nelle dolomie del Campolungo*

Le due analisi, compiute su campioni provenienti dal Passo Cadonighino, mostrano un notevole eccesso di $CaCO_3$ rispetto a $MgCO_3$, eccesso che si manifesta nella roccia con la presenza di calcite libera in forma di reticoli attorno alle «cellette» di dolomia bianca, con strutture analoghe a quelle delle cariate a cellette. I valori medi sono i seguenti:

$CaCO_3$ 63,7% (del peso)
$MgCO_3$ 28,9% (del peso)
insol. 7,4% (del peso)

con un rapporto molecolare $CaCO_3$:$MgCO_3$ pari a 65,4:34,6.

b) *Dolomie della Zona triassica di Rodi–Ogiòra*

Delle dolomie di questa Zona triassica sono stati analizzati solamente tre campioni, i primi due provenienti dalla cava di Dalpe–Cornone, il terzo dalla minuscola cava abbandonata ai piedi della chiesa di Prato. Si tratta in tutt'e tre i casi di dolomie con una notevole partecipazione volumetrica di calcite, di cui solo una minima parte è imputabile alla reazione di neoformazione di grammatite e flogopite, mentre la maggior parte sembrerebbe essere già primaria e parzialmente «mobilizzata» dai fenomeni metamorfici e tettonici. Il campo di variazione corrisponde all'incirca a quello del tipo precedente, il che non significa però che la genesi sia la stessa. I valori medi sono i seguenti:

$CaCO_3$ 65,3% (del peso)
$MgCO_3$ 27,8% (del peso)
insol. 6,9% (del peso)

con un rapporto molecolare $CaCO_3$:$MgCO_3$ pari a 66,5:33,5, in cui si manifesta chiaramente la presenza di calcite libera accanto alla dolomie. Il contenuto di ferro solubile varia da poco a medio.

c) *Marmi dei Calcescisti*

Allo scopo di verificare l'eventuale presenza di dolomite nei marmi calcitici dei Calcescisti ne sono stati analizzati due campioni, ambedue di età incerta: il n°6 compreso tra la cariata triassica e i micascisti calcariferi dei Calcescisti, il 7 a contatto con i micascisti de La Corona e i micascisti filladici a plagioclasio e granato dei Calcescisti. Ambedue sono assolutamente privi di $MgCO_3$, sono quindi formati da calcite quale unico carbonato e da sostanza insolubile in HCl (prevalentemente miche e quarzo). Evidentemente la mancanza di $MgCO_3$ da sola non rappresenta un criterio abbastanza valido per escludere l'età triassica delle rocce in questione.

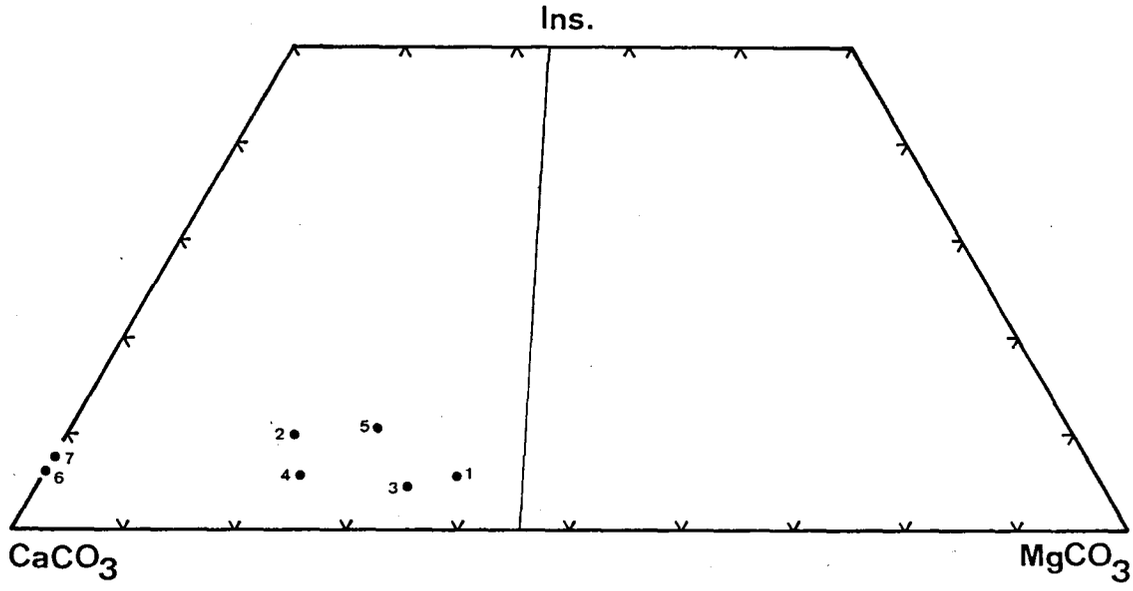


Fig. 60: Analisi chimiche di rocce carbonatiche di altri tipi (% del peso).

10. Conclusioni

Nell'ultimo diagramma (fig. 61) sono rappresentati globalmente i campi di variazione dei vari tipi di rocce analizzati: in esso è chiaramente visibile il progressivo allontanarsi dalla dolomie quasi stechiometrica (dolomie bianche, grigie, listate) verso la calcite (marmi) passando per le dolomie a grammatite, a flogopite e il vasto campo delle dolomie cariate. Quest'ultimo racchiude quelli più ristretti e con posizione quasi identica delle fessure rimarginate da calcite e della dolomie della Zona triassica di Rodi–Ogiòra.

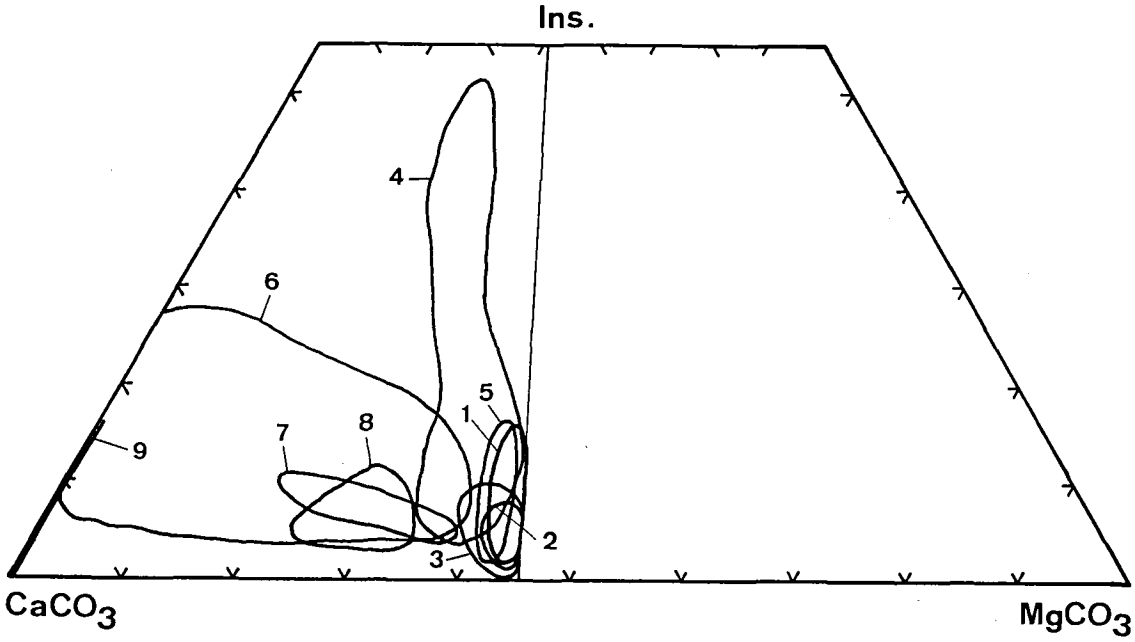


Fig. 61: Rappresentazione d'assieme del chimismo dei vari tipi di rocce carbonatiche (% del peso).
1 = dolomia bianca; 2 = dolomia grigia; 3 = dolomia listata; 4 = dolomia a flogopite; 5 = dolomia a grammatite; 6 = dolomia cariata; 7 = fessure rimarginate da calcite; 8 = Zona triassica di Rodi-Ogiòra; 9 = marmi calcitici dei Calcescisti.

11. Analisi röntgenografiche

Se consideriamo i primi tre tipi analizzati e cioè: dolomie bianche, grigie e listate, e di questi solamente quelle analisi che corrispondono a rocce prive di calcite libera, otteniamo i seguenti valori medi dei rapporti molecolari $CaCO_3$: $MgCO_3$:

dolomia bianca 51,0:49,0
dolomia grigia 51,1:48,9
dolomia listata 52,0:48,0

cioè differenze molto ridotte, al massimo dell'ordine dell'1%.

Allo scopo di accertare con sicurezza se l'eccesso del $CaCO_3$ è contenuto effettivamente nel reticolo della dolomite sono state eseguite due analisi röntgenografiche col «metodo della polvere» su altrettanti campioni di dolomia bianca. FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1966) riportano un diagramma (op. cit., fig. 1) che rappresenta la posizione del riflesso più intenso, corrispondente al piano 211, in funzione della composizione della dolomite: il riflesso infatti si sposta proporzionalmente all'aumentare del contenuto di $CaCO_3$ nel reticolo cristallino.

	Prova n° 1		*Prova n° 2*	
	$CaCO_3$:	$MgCO_3$	$CaCO_3$:	$MgCO_3$
a) valore ottenuto con la titolazione	50,8	49,2	50,2	49,8
b) valore ottenuto con la posizione del riflesso 211	51,2	48,8	51,1	48,9
differenza	0,4%		0,9%	

prova n° 1: dolomia bianca saccaroide del Passo Cadonighino, strato n° 39, campione n° 441.
prova n° 2: dolomia bianca saccaroide del Passo Cadonighino, strato n° 60, campione n° 463.

Dal confronto dei risultati ottenuti con i due metodi risulta che le differenze (0,4 e 0,9%) sono contenute entro i limiti di precisione (0,5% per il metodo di analisi röntgenografica, 1% per quello chimico). D'altra parte risulta pure evidente che l'*eccesso di $CaCO_3$ si trova nel reticolo stesso della dolomite*, e che con il metodo röntgenografico si ottengono valori di $CaCO_3$ leggermente maggiori di quelli ottenuti per via chimica.

Secondo i due autori citati sopra, dai valori ottenuti röntgenograficamente si possono trarre conclusioni di ordine sedimentologico, nel senso che il contenuto di Ca nella dolomite diminuisce con

l'aumentare della salinità dell'ambiente di deposito (op.cit., fig.4): la dolomia del Campolungo, di composizione molto vicina a quella stechiometrica, si è quindi formata in ambiente estremamente salino, probabilmente in facies lagunare.

I due autori riportano infine una curva della composizione della dolomite in funzione del contenuto di dolomite della roccia (op.cit., fig.6), funzione determinata dalla possibilità della soluzione di fornire Mg. Le prove del Campolungo cadono sulla curva valevole per le dolomie di diagenesi immediata (secondo gli autori citati: «frühdiagenetische Dolomite», cioè dolomie formatesi nel sedimento ancora tenero, in contrapposizione alle dolomie tardo-diagenetiche, cioè formatesi dopo il consolidamento del sedimento), cioè in una fase in cui la porosità del sedimento non aveva nessuna influenza sul processo di scambio Ca–Mg. Questa coincidenza con le curve dei due autori ricalca le conclusioni che si possono trarre dai valori ottenuti chimicamente; estrema costanza verticale e orizzontale della composizione della dolomia, che si può spiegare unicamente ammettendo una dolomitizzazione – intesa come scambio Ca/Mg – direttamente susseguente il deposito del sedimento. Con ciò si spiega la struttura finemente stratificata conservata in modo perfetto; nell'altro caso, quello della dolomitizzazione tardo-diagenetica, imputabile a fronti ascendenti di dolomitizzazione, queste strutture andrebbero perse, o per lo meno si dovrebbero trovare delle strutture discordanti rispetto a quelle sedimentarie. La costanza verticale e orizzontale della composizione della dolomite dimostra altresì come durante i processi metamorfici non siano avvenuti scambi sostanziali importanti in seno alla serie triassica e tanto meno non ci siano stati apporti di materiale dall'esterno, bensì al massimo la reazione al contatto tra paragenesi argillose e dolomitiche o arenacee e dolomitiche, con la neoformazione di silicati e di calcite.

A conclusioni analoghe giunge ELLENBERGER (1949) per le dolomie del Trias della Vanoise: «La dolomitisation des fossiles, comme maints détails de structures lithologiques, tend à montrer que la dolomitisation du Trias de la Vanoise succédait de très près au dépôt»; lo stesso autore afferma inoltre (1958, p.168): «La finesse à peu près universelle du grain de nos dolomies semble exclure toute dolomitisation secondaire. C'est un argument, sinon pour une précipitation directe de dolomie, du moins pour une dolomitisation succédant de très près au dépôt.» Considerazioni queste che si possono applicare alla lettera alle dolomie del Campolungo.

L. Osservazioni di carattere mineralogico

Siccome i minerali ben cristallizzati contenuti nelle dolomie del Campolungo sono già stati trattati monograficamente da GÜBELIN (1939) si è rinunciato a uno studio sistematico: le osservazioni a questo proposito si limitano a poche precisazioni riguardanti cinque minerali.

1. Pennina

Essa è stata diagnosticata per mezzo dell'analisi röntgenografica su due campioni, ambedue provenienti dal profilo attraverso il Trias alla Löita dei Sautri: campione n°630, strato n°17 (dolomia grigia con fessure rimarginate da calcite) e campione n°633, strato n°12 (dolomia bianca saccaroide, localmente con grammatite bianca raggiata). Come s'è visto nella descrizione litologica delle rocce triassiche la pennina risulta generalmente dalla trasformazione diaftoretica in ambiente idrotermale della flogopite.

2. Vermiculite

Le cariate, a qualsiasi varietà esse appartengano, contengono molto frequentemente e in quantità spesso ragguardevoli un minerale micaceo di colore verde brillante che nei lavori precedenti è descritto quale talco verde (HASLER 1949, p.68: «Ein *dunkelgrüner Talk* kennzeichnet die Schichtflächen...»): in realtà si tratta di *vermiculite*. La diagnosi è assicurata da un esame röntgenografico eseguito su materiale estratto da una cariata brecciata della Gola di Colla (strato n°6, campione n°534). Essa, come nel caso della pennina, deriva dalla trasformazione idrotermale della flogopite.

3. *Talco*

Le cariate, oltre alla vermiculite, contengono in grande quantità un altro minerale micaceo, incolore e dai riflessi argentei, che in gran parte è sicuramente *muscovite* (angolo assiale superiore a 30°); localmente si tratta invece di *talco:* la diagnosi röntgenografica è stata eseguita su materiale estratto da un campione di cariata debolmente dolomitica, cavernosa, di colore arancione (Passo Cadonighino, strato n° 54, campione n° 458).

4. *Grafite*

Questo minera e è comunissimo nelle dolomie triassiche e nelle rocce dei Calcescisti, in tutte le varietà litologiche di colore grigio o nero (ad es. tutte le dolomie grigie, gli scisti filladici nero-violetti, ecc.): esso ne determina appunto il colore, come afferma già GÜBELIN (1939, pp. 377–378).

La diagnosi diretta è stata eseguita su una prova levigata di una dolomia grigia del Trias del Campolungo: al microscopio a luce riflessa si riconoscono l'intensa anisotropia e il pleocroismo tipici della grafite. Una conferma indiretta si è ottenuta invece esaminando con la microsonda a elettroni ARL il pigmento contenuto nello scisto filladico a granato, fossilifero dei Calcescisti (cfr. BIANCONI 1965, p. 583): esso non contiene metalli pesanti (non è quindi nè pirite nè rutilo) e non contiene Si (non è quindi un silicato).

5. *Grammatite*

Del minerale ben cristallizzato più diffuso nelle dolomie triassiche, la grammatite, sono state eseguite tre analisi chimiche, una su ogni varietà di colore (bianca, grigia e verde), allo scopo di definirne le differenza nel chimismo e eventualmente di trovare l'elemento o gli elementi responsabili delle varie colorazioni assunte dal minerale. GÜBELIN (1939, p. 377) afferma che il colore delle tre varietà dipende essenzialmente dal contenuto di ferro, che nella varietà grigia raggiungerebbe i seguenti valori: Fe_2O_3 = ca. 1% e FeO = ca. 8%. Le nuove analisi (cfr. tab. 48, n^i 2, 3 e 4) mostrano come la situazione sia diversa: infatti comune alle tre varietà è il contenuto sempre minimo (mai maggiore di 0,5%) di Fe, sempre bivalente, il contenuto ragguardevole di Al, specie nella grammatite verde, che sostituisce parzialmente il Si (secondo JAKOB 1935 la grammatite del Campolungo sarebbe priva di Al). La *grammatite grigia* rispetto a quella bianca mostra le seguenti differenze: maggiore contenuto di Al, di Ti, di Fe e di conseguenza un minore contenuto di Mg; queste differenze non bastano però a spiegare il colore grigio: questo è essenzialmente determinato dalla presenza di inclusioni di grafite. La *grammatite verde* rispetto a quella bianca presenta le seguenti differenze: maggiore contenuto di Al e Ti, minore contenuto di Fe (!), maggiore contenuto di Na e di F. Il colore verde è perciò da ascrivere a metalli non ferrosi non contemplati nell'analisi (Cr?).

6. *Attinolite*

L'attinolite del Passo Campolungo S (strato n° 18, campione n° 488 a) è stata analizzata (cfr. tab. 48, analisi 5): l'analisi chimica mostra che si tratta di un'attinolite dal chimismo normale (cfr. DEER et al. 1962, p. 252), relativamente povera di Fe.

V. Stratigrafia delle zone triassiche

Le cinque zone triassiche studiate, che a prima vista sembrano essere così eterogenee, se analizzate in dettaglio e confrontate fra di loro, presentano però alcune regolarità e tratti litologici comuni, che con una tettonica ancora leggibile permettono di decifrarne la «stratigrafia»: ovviamente questa si basa unicamente su criteri litologici (rocce e orizzonti caratteristici, ecc.), mancando criteri paleontologici di valore (i resti fossili descritti in BIANCONI 1965 forniscono indicazioni incerte a questo pro-

Tabella 48: *Analisi chimiche delle tre varietà di grammatite e di una attinolite della regione del Campolungo* (An.: M. Weibel).

	Grammatite				Attinolite
	bianca		grigia	verde	
	JAKOB (1935) 1	2	3	4	5
SiO_2	56,35	58,0	57,2	54,0	55,1
TiO_2	0,00	0,13	0,3	0,4	0,3
Al_2O_3	0,00	3,1	4,4	9,8	8,0
Fe_2O_3	0,00	0,0	0,0	0,0	0,7
FeO	0,47	0,23	0,50	0,16	4,7
MnO	0,02	0,00	0,02	0,00	0,11
MgO	24,97	22,1	21,1	18,2	17,4
CaO	13,85	13,2	13,5	11,9	9,5
Na_2O	1,84	0,5	0,4	1,4	0,5
K_2O	0,49	0,05	0,05	0,2	0,15
H_2O	0,94	1,8	2,0	1,3	2,0
F	—	0,9	0,4	2,0	0,27
CO_2*	—	0,0	0,0	1,3	1,0
O_2	1,07	—	—	—	—
	100,00	100,01	99,87	100,66	99,73
$O = F_2$		0,4	0,2	0,8	0,1
Somma		99,61	99,67	99,86	99,63
		Numero di ioni sulla base di 24 (O, OH, F)			
Si		7,877 } 8,00	7,770 } 8,00	7,803 } 8,00	7,722 } 8,00
Al		0,123	0,230	0,197	0,278
Al		0,372	0,471	0,890	1,041
Ti		0,008	0,031	0,043	0,032
Fe^{3+}		—	—	—	—
Mg		4,469 } 4,87	4,273 } 4,83	3,728 } 4,68	3,487 } 5,20
Fe^{2+}		0,024	0,057	0,019	0,551
Mn		—	0,002	—	0,013
Na		0,130	0,106	0,390	0,134
Ca		1,916 } 2,05	1,965 } 2,08	1,638 } 2,06	1,277 } 1,44
K		0,008	0,008	0,036	0,027
OH		1,631 } 2,01	1,810 } 1,98	1,248 } 2,16	1,865 } 1,98
F		0,383	0,171	0,910	0,119
O		21,986	22,019	21,842	22,016
100 Mg: (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)		99,5	98,6	99,5	84,5

* Nel calcolo del numero di ioni il CO_2, proveniente da inclusioni di dolomite, combinato con parti equivalenti di MgO e CaO a formare dolomite, è stato tralasciato.

1. Grammatite bianca. JAKOB (1935).
2. Grammatite bianca in dolomia bianca saccaroide (Profilo A. Pianascio, strato n° 14, campione 520b).
3. Grammatite grigia in dolomia grigia scistosa (Costello).
4. Grammatite verde in dolomia bianca saccaroide (Profilo Passo Cadonighino, strato n° 14, campione 422a).
5. Attinolite in grumi di attinolite al contatto fra quarzite e dolomia a flogopite (Profilo Passo Campolungo S, strato n° 18, campione 488a).

posito) o criteri sedimentologici (salvo l'esempio delle strutture singenetiche della cava di Cornone) atti a definire univocamente il livello e la giacitura delle rocce triassiche in dettaglio.

Delle cinque zone, le prime quattro si possono mettere a confronto diretto, visto che grosso modo appartengono allo stesso livello tettonico (copertura sedimentaria della coltre Simano s.l.), mentre la quinta (quella del P. Meda – Cta. Briolent) rappresenta un caso isolato, appartenendo essa a un livello tettonico superiore (copertura mesozoica della coltre Adula s.l.). A questo proposito si veda il capitolo sulla tettonica.

I rapporti stratigrafici sono meglio definiti nella Zona triassica del Campolungo, per cui si preferisce iniziare con l'analisi di questa per poi paragonare le altre con essa.

A. Zona triassica del Campolungo

La fig. 62 contiene uno schema riassuntivo dello sviluppo litologico del Trias del Campolungo dai Nedi a est alla Gola di Colla a ovest. Questa Zona può essere suddivisa in tre aree: quella mediana, compresa tra il Lambro a est e l'A. Pianascio a ovest, in cui la serie triassica è la più completa, caratterizzata dalla presenza del complesso potente di dolomie di vario tipo, e le due altre alle estremità (tra la Val Piumogna e i Nedi a est e alla Gola di Colla a ovest), in cui mancano le dolomie in posizione stratigrafica «normale» e in cui le rocce carbonatiche sono rappresentate essenzialmente dalla cariate.

Le undici colonne della fig. 62 sono state ricavate dai profili geologici più completi, tenendo conto del fatto che le serie si ripetono simmetricamente per via della tettonica con stile di pieghe-taglio (cfr. il capitolo sulla tettonica): ad es. al Passo di Cadonighino la potenza «geologica» del Trias è di ca. 300 m, ma la potenza della serie normale è di ca. 100 m.

Combinando i dati degli undici profili si ottiene la seguente serie stratigrafica «tipo» (dal basso verso l'alto):

- *Cristallino antico* del Campo Tencia (Paleozoico).
- *Permiano* (?): Quarziti e gneiss conglomeratici in parte calcariferi, con potenza massima di 10 m. Lenti e banchi carbonatici con flogopite biotitica e grammatite attinolitica, con potenza variabile da pochi dm a una decina di metri, limitati all'estremità orientale della Zona triassica del Campolungo. La loro posizione stratigrafica è però incerta: è possibile che esse rappresentino intercalazioni tettoniche di Trias.
- *Trias*

  Inferiore (Scitico): Quarziti. Esse affiorano in tutti i contatti visibili, con potenza variabile da 1 m a 10 m, di regola attorno a 3 m.

  Medio (Anisico e Ladinico): Serie complessa delle dolomie, in cui l'unica regolarità è la seguente:
  - Dolomia a flogopite inferiore, con potenza variabile tra 5 e 30 m.
  - Alternanza fitta e non correlabile (se non tra profili contigui) dei vari tipi di dolomie: bianche, grigie, listate, in parte con grammatite. Potenza tra 45 e 100 m.
  - Dolomia a flogopite superiore, con potenza tra 1 m e 13 m.

  Superiore (Carniano): Gruppo delle cariate, con potenze estremamente variabili (8–50 m), in cui i valori massimi sono probabilmente raggiunti grazie a accumulo tettonico.
- *Post-Trias:* Calcescisti.

La serie completa comprende quindi Trias inferiore e medio: del Trias superiore è rappresentato probabilmente il Carniano, mentre i livelli superiori (con gli «Scisti di Quarten» o «Serie di Frodalera» nel Trias di Piora e del Molare) nella regione del Campolungo mancano, così che le cariate sono a contatto diretto con i Calcescisti. Questa suddivisione si basa unicamente su confronti litologici con le aree vicine; non è dimostrabile che le cariate comprendano solo il Carniano: è possibile che esse continuino anche nel Noriano e che quindi fra Trias e Calcescisti non ci sia la mancanza di sedimentazione postulata sopra.

B. Zona triassica di Pianmez

Questa Zona giace in posizione normale sul cristallino antico di Gribbio, come lo documentano le quarziti conglomeratiche alla base del Trias. La povertà degli affioramenti e la tettonica non chiara impediscono di stabilire una serie «normale»: comunque anche in questa Zona è rappresentata la quarzite del Trias inferiore, la dolomia a flogopite del Trias medio e la cariata del Trias superiore, mentre mancano completamente le dolomie bianche e grigie del Trias medio. La potenza della serie triassica si aggira attorno ai 50 m.

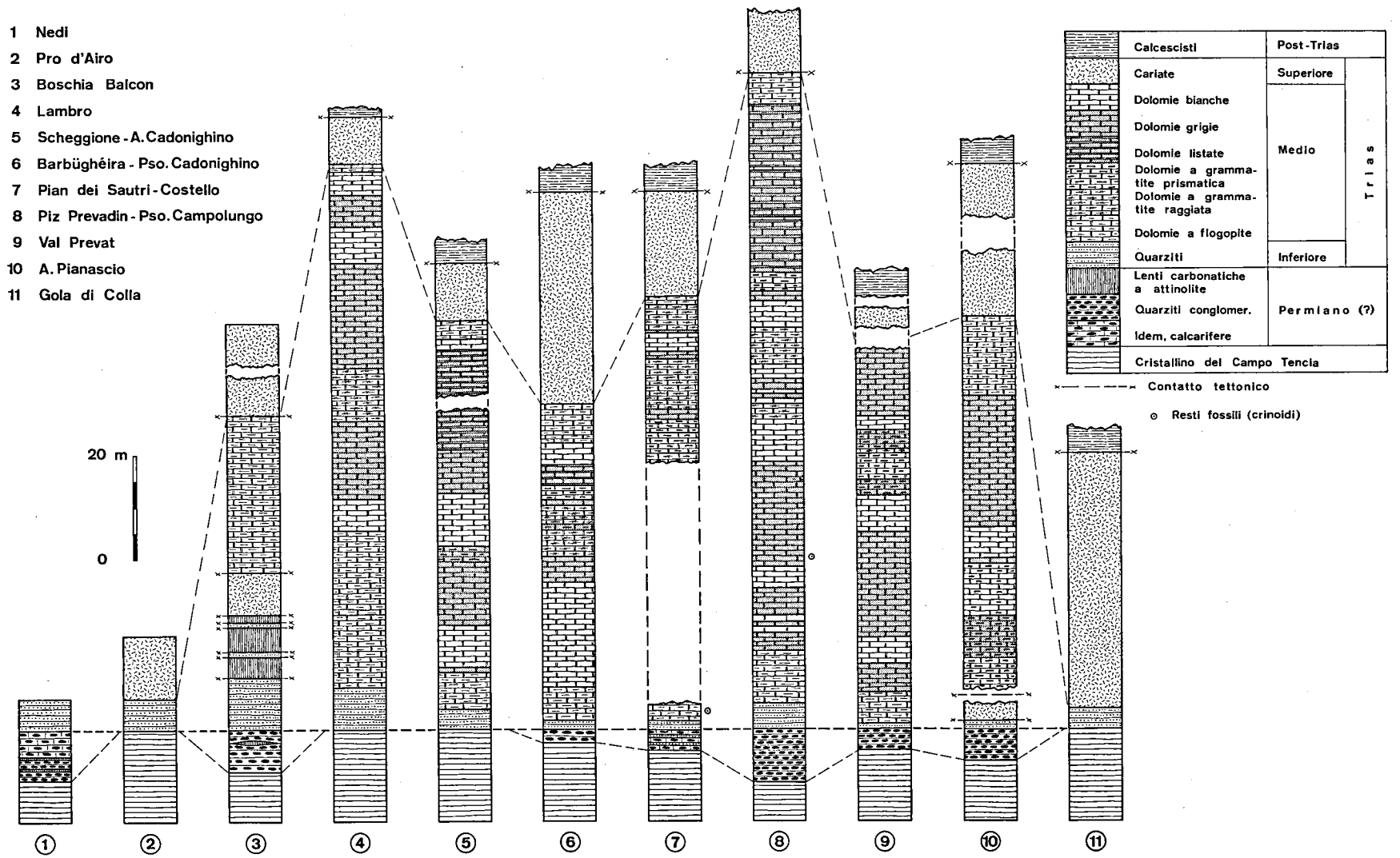


Fig. 62: Profili litologici attraverso il Trias del Campolungo.

C. Zona triassica di Rodi–Ogiòra

Anche in questa Zona le considerazioni sulla stratigrafia sono praticamente escluse per via della frammentarietà dei profili e per le complicazioni tettoniche. La quarzite del Trias inferiore affiora sporadicamente, sia a contatto con il cristallino antico di Prato–Cornone che con quello di Gribbio. Le dolomie del Trias medio sono le seguenti: dolomie a flogopite (frequente), dolomia bianca contenente flogopite e grammatite (comune), dolomia grigia (rara). Infine le cariate del Trias superiore assumono un'importanza locale preponderante, mentre in alcuni profili essa manca, per cui a contatto coi Calcescisti si trovano dolomie del Trias medio. Le potenze variano tra 15 e 200 m (quest'ultima a Prato), laddove quelle massime sono probabilmente raggiunte grazie ad accumulo tettonico della cariata.

D. Zona triassica di S. Giorgio

In questa Zona le sollecitazioni tettoniche raggiungono il massimo di intensità, per cui ogni traccia di eventuale regolarità stratigrafica è ovviamente cancellata. La quarzite del Trias inferiore manca, delle dolomie del Trias medio sono rappresentate unicamente la dolomia a flogopite e la dolomia a biotite, epidoto e distene. Le potenze non superano mai i 20 m.

E. Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent

L'estrema intensità dei fenomeni tettonici di ripiegamento e di laminazione rendono difficile una sintesi sullo sviluppo del Trias di questo settore: infatti mancano serie triassiche più o meno indisturbate in cui sia leggibile la stratigrafia originale, così che di fronte al singolo affioramento di una roccia carbonatica non si è in grado di stabilire univocamente di quale orizzonte si tratti. Comunque è possibile stabilire una divisione grossolana in tre gruppi litologici.

1. La quarzite del Trias inferiore

Essa manca completamente nei primi profili fino al Passo dei Cani (Val Maggia) compreso, nonostante il fatto che il substrato di cristallino antico sia presente con i termini più giovani. La mancanza della quarzite può quindi essere imputata ai fenomeni tettonici o, ancora più probabile, a una lacuna stratigrafica. La quarzite compare per la prima volta nel profilo della Valle dei Cani, in posizione stratigrafica normale; essa manca nuovamente nel profilo dei Pianascetti, per poi ricomparire in posizione anormale alla Cta. Briolent. Essa infine rappresenta l'unico termine triassico continuando verso la Colla.

2. Le dolomie del Trias medio

In questo gruppo una suddivisione a carattere «stratigrafico» diventa completamente impossibile, salvo nel profilo della Valle dei Cani, dove la quarzite di base è seguita dalla dolomia a flogopite, esattamente come nel Trias del Campolungo. Questo gruppo contiene però dieci tipi litologici (cfr. i profili di dettaglio descritti in quella Zona triassica).

3. I marmi calcitici

Questo gruppo comprende i marmi calcitici con le loro numerose varietà determinate dal grado di purezza e di intensità di scistosità. Essi sono assai spesso associati alle dolomie, in alcuni casi in intima alternanza, mentre in altri casi le sostituiscono al contatto cristallino antico – Calcescisti, fatti che lasciano presumere un'età triassica: il problema viene discusso altrove.

4. Confronto con il Trias del Campolungo

Da quanto si è esposto nel paragrafo precedente risulta chiaramente come il confronto fra i due complessi si basi quasi esclusivamente su criteri litologici, mancando in questo complesso una strati-

grafia particolareggiata. Ciò nonostante anche solo sulla base litologica si possono stabilire varie analogie e, ancor più numerose, differenze importanti.

Di comune ai due complessi abbiamo le seguenti caratteristiche:

- la quarzite a muscovite di base;
- il gruppo delle dolomie del Trias medio con i due silicati di Mg fondamentali, flogopite e grammatite;
- gli scisti flogopitici.

Le differenze più importanti rispetto al Trias del Campolungo sono:

- incostanza della quarzite di base;
- mancanza totale di cariate;
- presenza, unicamente in questo complesso, di marmi calcitici puri o di quelli in sottile alternanza con la dolomia;
- dolomie bianche molto più frequenti di quelle grigie;
- nelle dolomie estrema estensità della grammatite, rappresentata quasi esclusivamente dalla varietà raggiata, mentre quella prismatica è molto rara.

Da questo confronto risulta in modo evidente come i due complessi siano alquanto differenti petrograficamente, con differenze che almeno in parte rispecchiano condizioni di sedimentazione divergenti (e qui si pensa soprattutto alla mancanza totale di cariate e alla presenza dei marmi calcitici al loro posto).

F. Considerazioni generali e confronti con le regioni vicine

Il Trias delle cinque Zone esaminate mostra caratteristiche di facies comuni a quelle del Trias pennidico.

Il *Trias inferiore* (quarzitico) è di origine marina con influssi terrigeni (presenza del feldspato potassico) e corrisponde con ogni probabilità al livello del Scitico.

Il *Trias medio* (dolomitico) comprende tutte le dolomie, depositatesi, come s'è visto alla fine del capitolo sul loro chimismo, in ambiente lagunare molto salino e con processo di dolomitizzazione immediatamente susseguente la sedimentazione. I resti fossili di piastre di crinoidi, di determinazione incerta, indicherebbero il livello del Ladinico.

Il *Trias superiore* è rappresentato unicamente nel suo livello inferiore, il Carniano, con il gruppo variegato delle cariate, depositate in ambiente lagunare estremamente salino. Mancano, almeno in superficie, l'anidrite, il gesso, che altrove affiorano in banchi spesso considerevoli (Val Canaria, Pertusio, ecc.). I livelli superiori («Serie di Frodalera», «Trias filladico» di JUNG 1963) mancano del tutto.

Le differenze litologiche e di potenza indicano chiaramente come le varie Zone triassiche siano state depositate in ambienti analoghi ma a condizioni molto variabili, differenze che si ritrovano nelle serie triassiche delle «Sinclinali» vicine:

a) *Trias della «Sinclinale del Molare»* (BOSSARD 1929; AMMANN 1963).

Il substrato di cristallino antico è rappresentato anche nei suoi termini più giovani: il Carbonifero (AMMANN 1965) e il Permiano, conglomeratico. La quarzite a muscovite del Trias inferiore è abbastanza comune; il Trias medio è caratterizzato da una potenza ridotta (20–30 m) con predominanza delle dolomie «cariatoidi» e delle cariate, mentre le dolomie (gialle brecciate, a flogopite, saccaroidi) sono alquanto ridotte. È invece presente la Serie di Frodalera.

b) *Trias della «Sinclinale di Piora»* (KRIGE 1918; DAL VESCO 1964).

La serie triassica è analoga a quella del Molare, con quarzite di base sempre presente dove affiorano i rari contatti e con il Trias medio di 100–120 m di potenza, in cui predominano le cariate (in parte con gesso), mentre le dolomie (lastronate, raramente saccaroidi) sono alquanto rare. Invece la Serie di Frodalera assume uno sviluppo eccezionale per variazione litologica e per potenza.

c) *Trias della «Sinclinale di Soja»* (EGLI 1966).

Lo sviluppo litologico del Trias è analogo a quello del Trias del P. Meda – Cta. Briolent, con mancanza delle cariate e con presenza dei marmi calcitici.

d) *Trias della Valle di Binn* (BADER 1934; GRAESER 1965).

Il Trias comprende la quarzite (3–4 m di potenza), la cariata (1–2 m di potenza) e le dolomie, saccaroidi (bianche e grigie) o compatte, predominanti. Mancano indicazioni stratigrafiche precise utili a un confronto.

Dai confronti, che si basano unicamente su criteri litologici, risulta come il Trias delle Zone di Rodi–Ogiòra e di Pianmez presenta analogie evidenti con il Trias del Molare e quello di Piora; quello del Campolungo rappresenta invece un complesso a sè stante, con vaghe analogie con quello della Valle di Binn; quello del P. Meda – Cta. Briolent si avvicina maggiormente a quello della «Sinclinale di Soja», mentre quello di S. Giorgio non presenta spiccata analogie con l'uno o l'altro Trias.

Sul valore «tettonico» di questi confronti si veda il capitolo sulla tettonica.

VI. Calcescisti

A. Estensione e sviluppo

I Calcescisti[1] affioranti nella regione elaborata appartengono, secondo la definizione data da BOSSARD (1929, p. 111) e ripresa da PREISWERK (1936, p. 7), ai Calcescisti di *facies pennidica* della cosiddetta «Zona sinclinale di Bedretto–Tremorgio» (PREISWERK, op. cit., p. 25) e si estendono dal margine nordovest della regione fino al Lago Tremorgio, dove essi si dividono in due rami principali, uno verso sudovest fino a Fusio, l'altro verso sudest fino alla Val Piumogna. Le cinque zone triassiche della regione sono sempre accompagnate dai Calcescisti, ma non sempre su tutta la loro estensione: ad es. nella Zona di Rodi–Ogiòra essi mancano a est di Prato, in quella del Campolungo a est della Val Piumogna: viceversa in alcuni casi essi rappresentano l'unico termine mesozoico di separazione fra i nuclei di cristallino antico: ad es. ciò vale praticamente per tutto il cristallino antico di S. Giorgio.

I Calcescisti presentano lo sviluppo litologico della facies pennidica, come si è già detto: la serie geologica è infatti alquanto monotona e il grado di metamorfosi intenso. Predominano i micascisti calcariferi con le loro varietà, e nel settore compreso tra il Ticino e il Lago Tremorgio raggiungono una potenza notevole, dell'ordine di 2 km. Accanto a questo tipo nettamente predominante ne esistono altri (cfr. la parte petrografica), di estensione e potenza molto più modeste: i marmi, gli scisti filladici, le quarziti, i micascisti bruni granatiferi e scisti anfibolici a biotite; questi tipi litologici occupano spesso orizzonti ben determinati, senza però essere rigidamente legati a una serie regolare, per cui il loro valore stratigrafico è molto modesto e una correlazione con regioni vicine pressocchè impossibile. Comunque ci sembra interessante riportare le osservazioni seguenti.

1. I marmi. Come si è già discusso a p. 155, essi appartengono per la maggior parte ai Calcescisti: essi affiorano spesso a contatto con il cristallino antico o in prossimità di esso (Calcescisti del settore immediatamente sopra il cristallino antico di Sambuco) o al contatto o intercalati negli scisti filladici a granato (a nord dell'A. Campolungo, nei Calcescisti a nord del cristallino antico di S. Giorgio). Non mancano però casi in cui essi sono intercalati nei micascisti calcariferi (P. Meda, a nordest del Poncione Tremorgio, ecc.).

2. Gli scisti filladici. Caratteristica per gli scisti filladici è la loro giacitura immediatamente a contatto con le cariate del Trias superiore (settore Cima di Filo – P. Meda) o con il cristallino antico dove mancano i termini triassici (Calcescisti a contatto con il cristallino antico di S. Giorgio). Essi possono però essere intercalati nei micascisti calcariferi.

---

[1] Il termine «Calcescisti» (cfr. PREISWERK et al. 1936, p. 175) traduce quello tedesco «Bündnerschiefer» e quello francese «schistes lustrés» e non è da confondere con i «micascisti calcariferi», termine con cui si vuole definire un tipo di roccia particolare.

3. Le quarziti. Esse sono estremamente rare e intercalate nei micascisti calcariferi, salvo alla Gola di Colla e ai piedi del Pizzo del Lambro, dove esse sono a diretto contatto con le cariate.

4. I micascisti bruni granatiferi. Essi sono intercalati negli scisti filladici tra la Cima di Filo e Costello e localmente ne sono separati da lenti di marmo.

5. Lo scisto anfibolico a biotite. L'unico affioramento trovato è quello della Cima di Filo; lo scisto anfibolico a biotite è intercalato nei micascisti bruni calcariferi.

A proposito dell'età dei Calcescisti si possono fare le seguenti considerazioni: già attribuiti al Giurese da HEIM (1891), essi oggi vengono limitati al Lias e al Dogger, mentre non è certo se essi si estendano anche al Malm e al Cretaceo. Taluni tipi di Calcescisti della regione del Campolungo trovano gli equivalenti, meno o non metamorfici, nella serie dei Calcescisti del margine meridionale del massiccio del Gottardo, dove recentemente BAUMER et al. (1961), JUNG (1963) e J.D.FREY (1967) hanno correlato le serie di quei sedimenti dalla Nufenen fino al margine orientale con quelli delle Elvetidi della Svizzera Orientale, stabilendo una serie che comprende il Lias e il Dogger inferiore; dal confronto risultano diverse analogie, di cui le più importanti sono le seguenti:

- le quarziti della base dei Calcescisti della regione del Campolungo troverebbero il loro equivalente in quelle della serie basale di Stgir (Retico);
- gli scisti filladici (al Ri Foch fossiliferi: cfr. BIANCONI 1965) con intercalazioni di marmi e di micascisti troverebbero il loro equivalente negli argilloscisti e argilloscisti calcariferi con banchi di calcare della serie inferiore di Stgir (Hettangiano superiore e Sinemuriano inferiore).

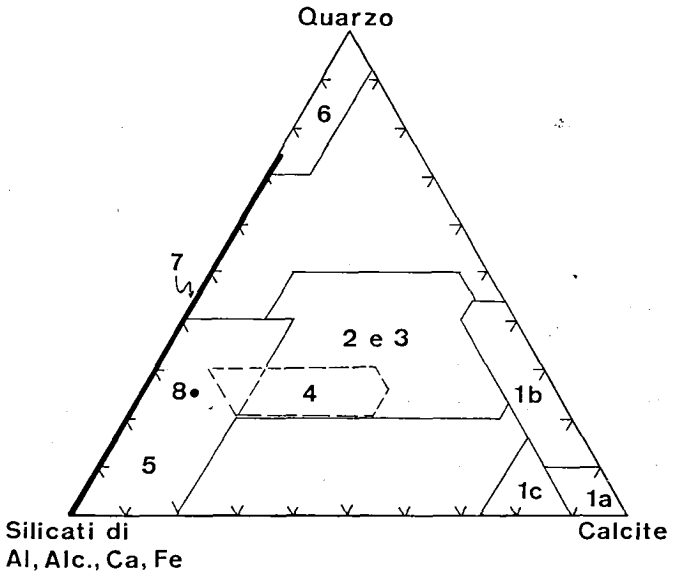
Ovviamente con questo confronto non si vuole ricavare una parallelizzazione delle due serie, bensì unicamente far notare come anche nei Calcescisti pennidici della Zona Bedretto–Tremorgio siano presenti i livelli del Lias inferiore, in serie alquanto ridotte e molto meno differenziate di quelle citate, e come esistano vaghe analogie di facies tra i due complessi, almeno all'inizio del ciclo sedimentario liassico, mentre la grande discrepanza di facies tra i due complessi si manifesta solo a partire dal Lias medio.

B. Petrografia

La caratteristica petrografica principale dei Calcescisti è, come si è già accennato nelle considerazioni introduttive, la grande variazione litologica, imperniata sulle innumerevoli possibilità di combinazione dei minerali componenti la roccia, e che si manifesta nella sua pienezza solamente allo studio microscopico. Sul terreno i Calcescisti presentano sì variazioni, ma esse sono però o limitate a piccole aree, o alternanti su scala talmente piccola (mm–cm o microscopica) da non poter venire distinte, per cui sulla carta geologica la formazione dei Calcescisti appare come una serie monotona.

Nella Zona mesozoica Bedretto–Tremorgio PREISWERK (1918 e 1936) e HASLER (1949) distinguono cinque tipi fondamentali; BURCKHARDT (1942) dieci per la regione del Basodino (Zone mesozoiche Bedretto–Tremorgio, Teggiolo, del Massiccio del Gottardo). Per la regione del Campolungo ho ricalcato praticamente le leggende di PREISWERK e di HASLER; le rocce conglomeratiche qui mancano totalmente, mentre se ne aggiungono tre nuove (micascisti calcariferi grigi a scapolite, micascisti bruni a due miche e granato, e scisto anfibolitico a biotite).

Allo scopo di stabilire una sistematica litologica nella complessità di possibilità e di passaggi osservate al microscopio si sono riportati i valori volumetrici dei minerali componenti i Calcescisti in un triangolo che rispecchia la combinazione delle tre facies fondamentali: la facies carbonatica, rappresentata dalla calcite, quella arenacea, rappresentata dal quarzo, e quella argillosa, rappresentata da una decina di silicati di alluminio, alcali, calcio, ferro, ecc. Questo tipo di rappresentazione corrisponde a un carattere strutturale tipico dei Calcescisti, l'alternanza di straterelli o banchi appartenenti a una delle tre componenti, vale a dire: la roccia considerata nel suo insieme corrisponde a un termine intermedio di due o di tre componenti, che si rivelano però essere rigidamente separate in senso



I campi del triangolo corrispondono alle rocce seguenti:

1a: marmi puri;
1b: marmi più o meno ricchi di quarzo;
1c: marmi micacei contenenti quarzo;
2: marmi scistosi ricchi di quarzo fino micascisti calcariferi grigio azzurrognoli;
3: idem, con vene e lenti idrotermali di calcite e quarzo a grana media-grossolana;
4: micascisti calcariferi grigi contenenti scapolite (campo parziale di quello più vasto formato da 2 e 3);
5: scisti filladici nero-violetti a due miche, granato e plagioclasio, sporadicamente contenenti distene o staurolite;
6: quarziti scistose sporadicamente calcarifere o granatifere;
7: micascisti bruni a due miche e granato;
8: scisto anfibolico a biotite.

A questi otto tipi vanno aggiunti i filoni di segregazione idrotermale, limitati alla regione a est del Tremorgio se discordanti.

Fig. 63: Le rocce dei Calcescisti nel triangolo quarzo–calcite–silicati di Al, alcali, Ca, Fe. Per la spiegazione cfr. il testo.

verticale in lettini quarzitici, in lettini calcitici e in lettini di silicati di origine argillosa. I risultati ottenuti con questa rappresentazione sono visibili nella fig. 63: da questo schema risulta come le rocce presenti in natura non occupino tutto il triangolo; queste si limitano a campi abbastanza ristretti, che danno una visione delle variazioni nel rapporto delle tre componenti fondamentali. I limiti dei diversi campi sono ovviamente arbitrari, ma cercano di conciliare le caratteristiche macroscopiche con i risultati microscopici.

1. I marmi

Della posizione stratigrafica incerta dei marmi si è già detto a p. 155: in quell'occasione si è già accennato al fatto che alcuni marmi sono sicuramente appartenenti ai Calcescisti, per esempio quelli della valletta che sale dalla sponda ovest del Lago Tremorgio verso il Pecian Grande (tra il Poncione Tremorgio e il P. Mezzodì), quelli del P. Meda, quelli dell'A. Pianascio (in vicinanza del Trias), quelli dei Calcescisti di S. Giorgio. L'argomento principale per la attribuzione ai Calcescisti sono le relazioni di contatto con i micascisti calcariferi, con passaggi graduali fra i due tipi. Il gruppo dei marmi è stato suddiviso in tre varietà (cfr. fig. 63), a seconda del contenuto di silicati.

1a. Marmi puri

I marmi puri hanno colore grigio azzurrognolo, raramente rosa chiaro, omogeneo o tigrato, con bande nere in cui si concentrano le miche e il pigmento. Essi sono praticamente inalterati in superficie, con un'esile patina grigio ocra. Sono massicci o debolmente scistosi, ed hanno grana media-grossolana, per cui già ad occhio nudo si riconoscono i singoli grani di calcite, con riflessi spatici.

Al microscopio (6 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	calcite (94–99)
Comp. sub.:	quarzo (0–2), muscovite (0–2), clorite (0–1), plagioclasio (0–1), feldspato potassico (0–1), epidoto, biotite (meno di 1)
Comp. acc.:	grafite, pirite, apatite, titanite (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Calcite. A grana variabile da piccola a grossolana, essa si presenta in grani tendenti all'isometria o debolmente elongati in *s*, dai margini poligonali debolmente sinuosi. La sfaldatura romboedrica e la geminazione lamellare sono sempre ottimamente

sviluppate, specie quest'ultima, in 1, 2 o raramente 3 sistemi visibili, di cui uno è spesso orientato in *s* formando «sistemi chiusi» di lamelle che si continuano di grano in grano. Queste superfici morfologiche sono per lo più piane, localmente ondulate. La calcite include tutti gli altri minerali, fatta eccezione per i feldspati.

Quarzo. Esso ha grana finissima-fine e si presenta sempre con un abito caratteristico per i marmi nettamente cristallini (cfr. SANDER 1930: «Tropfenquarze»), e cioè in grani guttiformi, xenoblastici, ovoidali o rotondi, raramente lobati, intergranulari o intragranulari. L'estinzione è uniforme o debolmente ondulata.

Muscovite. Laminette esili e elongate, con la faccia (001) idiomorfa. Incolore e con estinzione uniforme, salvo casi locali, con estinzione a ventaglio.

Clorite. Lamine tozze con pleocroismo da verde erba a incolore. Diaftoretica da biotite.

Plagioclasio. Esso si presenta in grani minuti (0,2–0,5 mm) ovoidali o dalle forme estremamente ameboidi, limpidi, con geminati lamellari secondo la legge dell'albite, con composizione variabile da 30 a 62% An: la variazione è regionale (nell'ambito di una sezione sottile essa è omogenea). Esso include unicamente quarzo.

Feldspato potassico. Rari xenoblasti minuti, limpidi, con il graticcio del microclino. L'angolo assiale è di –80°.

Epidoto. A grana finissima-fine, esso si presenta sempre nella varietà povera di ferro, la *clinozoisite.* Esso è sempre estremamente xenoblastico, lobato dalla calcite.

Biotite. Lamine tozze, con debole pleocroismo da bruno pallido a incolore.

Grafite. In grani estremamente minuti, dell'ordine di grandezza del micron. Concentrata attorno ai minerali micacei o distribuita statisticamente nella calcite.

Pirite. A grana da finissima a piccola, essa si presenta in grani xenomorfi o in grumi irregolari, freschi o parzialmente limonitizzati.

Apatite. Grani ovoidali che non superano 0,1 mm di diametro.

Titanite. Essa si presenta in aggregati di vari grani tendenti all'idiomorfia, a sezione rombica. Da notare la mancanza del rutilo.

Struttura e tessitura

Le caratteristiche strutturali sono determiate essenzialmente dalla calcite: al suo abito isometrico dai margini debolmente addentellati corrisponde la struttura granoblastica a selciato, a grana media o grossolana. Tutti gli altri minerali hanno grana molto minore e si trovano ai margini o inclusi nella calcite, di regola isolati, raramente concentrati in lettini paralleli (miche e grafite). Gli influssi meccanici sono generalmente trascurabili, salvo casi locali in cui si manifestano chiaramente nell'ondulazione delle lamelle di geminazione della calcite e delle miche.

La tessitura è massiccia o debolmente scistosa di cristallizzazione, nel caso della calcite elongata in parallelo. Si è visto più sopra come un sistema di lamelle di geminazione della calcite (lamelle *e*) sia spesso parallelo a *s:* fenomeno che è già stato descritto ampiamente da TROMMSDORFF (1964). Questo autore è riuscito a dimostrare in un accurato studio strutturale su di un marmo di Pertusio appartenente alla Zona mesozoica di *Prato–Pertusio* che queste lamelle *e* durante la deformazione della roccia hanno funzionato da piani di scivolamento intergranulari (op. cit., p. 608).

1b. Marmi più o meno ricchi di quarzo

Essi si distinguono macroscopicamente dai marmi puri per la scistosità più evidente e per la caratteristica alterazione superficiale, che è terrosa, con dilavamento della calcite, per cui resta unicamente un reticolo spugnoso molto fine di quarzo. Essi affiorano in tutte le località citate sopra, salvo all'A. Pianascio.

Al microscopio (7 sezioni sottili) si ha:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	calcite (50–88), quarzo (8–44)
Comp. sub.:	muscovite (1–4), biotite (0–3), clorite (0–1), epidoto (0–2), zoisite (0–1), plagioclasio (0–1)
Comp. acc.:	grafite (0–1), pirite (0–1), rutilo, titanite, apatite, tormalina (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Nella descrizione dei componenti si tralasciano quei minerali, le caratteristiche dei quali ricalcano quelle già descritte nel tipo precedente.

Quarzo. A grana eterogenea variabile da fine a media esso assume forme tanto più irregolari, lobate e addentellate, quanto più grossa è la grana. Esso possiede estinzione per lo più a campi ed è ricco di inclusioni di liquido o gas disposte in bande subparallele alla scistosità.

Muscovite. In lamine esili o tozze.

Biotite. In cristalli tozzi e lobati dalla calcite e dal quarzo, parzialmente trasformata in clorite, essa mostra il pleocroismo tipico per i Calcescisti, da bruno fulvo a bruno giallo. L'angolo assiale è praticamente uguale a 0°.

Clorite. Di colore verde e con intenso pleocroismo essa è otticamente negativa e ha colori di interferenza violetti anomali, caratteristiche ottiche corrispondenti alla *proclorite ferrifera.* Presumibilmente diaftoretica da biotite.

Epidoto. Per la maggior parte la varietà povera di ferro, localmente con nucleo più ricco di ferro e giallognolo. Tende a forme colonnari ed è quasi sempre attorniata da un esile involucro di quarzo. Include quarzo, titanite e grafite.

Zoisite. I grani raggiungono 0,6 mm di diametro. Essa è estremamente rara (a questo proposito va notato che la diagnosi sicura è possibile solo al tavolino universale e che quindi occorrerebbe un vasto lavoro statistico per accertarne con esattezza la presenza nelle sezioni sottili). La rifrazione è alta, i colori d'interferenza grigi di I ordine normali, spesso a chiazze, l'estinzione parallela, il carattere ottico positivo. Essa presenta due sistemi di sfaldatura, uno a sviluppo mediocre, l'altro subordinato. Le caratteristiche ottiche corrispondono a quelle della *zoisite-α*, la varietà ferrifera (KERR 1959, p. 334). Essa mostra tendenza a forme colonnari o prismatiche tozze, con margini alquanto lobati da quarzo e plagioclasio. Rare inclusioni di grafite, quarzo e clinozoisite. Essa è sempre racchiusa da un involucro di plagioclasio molto basico (85% An).

Plagioclasio. In grani xenoblastici spesso ameboidi, con propaggini che penetrano nell'aggregato calcitico, altrimenti lenticolari e stirati nel senso della scistosità. Esso presenta la geminazione lamellare secondo la legge dell'albite e una fine struttura cribrosa per i numerosi inclusi di quarzo guttiforme, lamine di sericite, titanite, rutilo, calcite, epidoto, apatite, grafite. La sua compositione varia entro i limiti (regionali) seguenti: 45–85% An.

Rutilo. In granelli ovoidali singoli o concentrati in nidi.

Titanite. Ipidiomorfa, localmente intensamente lobata dal plagioclasio. Include rutilo.

Tormalina. Minuti cristalli idiomorfi, limpidi, con marcato pleocroismo da verde bottiglia a verde pallido. Il colore è spesso più intenso nel nucleo, con passaggio subitaneo dell'intensità verso i margini.

Struttura e tessitura

Il quadro strutturale, pur sempre dominato dalla calcite, è influenzato anche dal quarzo, che essendo concentrato di preferenza in lenticelle ha subito una ricristallizzazione collettiva molto maggiore che nel tipo precedente. La struttura è granoblastica, a mosaico addentellato, con grana eterogenea, da fine a media. La calcite, raramente poligonale isometrica, è più spesso intensamente ameboide e tende a formare un reticolo a funzione riempitiva inglobante parzialmente il quarzo.

La tessitura è massiccia fino debolmente scistosa di cristallizzazione, a seconda del grado di elongazione dei componenti principali. Del carattere lenticolare degli aggregati monomineralici del quarzo s'è già detto. Miche e plagioclasio sono orientati solo localmente in straterelli continui e paralleli, intercalati a quelli calcitici.

1c. Marmi micacei contenenti quarzo

Si tratta di un tipo di passaggio intermedio tra i marmi puri e i micascisti calcariferi, alquanto raro, con affioramenti a La Corona e al Pecian Grande. Fresco esso ha colore grigio azzurro, mentre la patina di alterazione, sottile, ha colore grigio ocra. La scistosità è di debole intensità, la grana da fine a media. Macroscopicamente, oltre a calcite e a quarzo in lenticelle, si riconosce la biotite nera, che marca il piano di scistosità.

Al microscopio (2 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	calcite (75–85), quarzo (6–15)
Comp. sub.:	muscovite (3–7), biotite (1–6), clorite (0–1), plagioclasio (0–2), epidoto (0–1)
Comp. acc.:	pirite (0–1), rutilo, titanite, apatite, grafite, ilmenite (assieme meno di 1)

Descrizione dei componenti

Di nuovo rispetto alle due descrizioni precedenti si ha:

Plagioclasio. Di forme xenoblastiche ameboidi, esso è concentrato ai margini dei cordoncini micacei, che ingloba parzialmente. Non è determinabile per la mancanza di elementi morfologici ben sviluppati.

Quarzo. Esso è presente in due generazioni: la prima, a grana finissima, quale quarzo guttiforme, incluso in calcite, la seconda, a grana molto maggiore, piccola, in lenti monomineraliche concordanti, di probabile secrezione idrotermale.

Clorite. Sono presenti i due termini della *proclorite,* quello ferrifero e quello magnesiaco.

Struttura e tessitura

Le caratteristiche sono praticamente le stesse come nel tipo precedente, salvo la maggiore componente micacea, concentrata in cordoncini subparalleli non continui, alternanti con i domini calcitico e quarzoso, e a struttura lepidoblastica. La grana è eterogenea, variante da fine a piccola.

DISCUSSIONE

Il gruppo dei marmi non presenta particolari difficoltà di interpretazione del problema genetico data la relativa semplicità mineralogica. I marmi puri risultano dalla ricristallizzazione alpina di un calcare pressocchè puro, i marmi ricchi di quarzo da un calcare arenaceo o siltoso e i marmi contenenti quarzo e micacei da un calcare debolmente arenaceo o siltoso con lettini argillosi.

La *metamorfosi* alpina si manifesta con evidenza nella ricristallizzazione alpina molto pronunciata della calcite (che raggiunge grana grossolana), di proporzioni molto più modeste nel caso del quarzo: se i grani sono isolati non avvenne ricristallizzazione collettiva bensì unicamente ricristallizzazione guttiforme («Tropfenquarze»), mentre invece se il quarzo è raggruppato in lenticelle la ricristallizzazione raggiunge la grana media, all'incirca come nel caso delle quarziti del Trias inferiore. D'altra parte quarzo e calcite sono in equilibrio stabile al grado di metamorfosi raggiunto, per cui le neoformazioni si riducono alle reazioni delle componenti argillose del sedimento originario con la calcite. Anche nei marmi sono documentate tre fasi metamorfiche, le stesse descritte nelle rocce triassiche: la prima, corrispondente per intensità alla facies degli scisti verdi, con muscovite, biotite, clinozoisite, zoisite; la seconda, a temperatura più alta, corrispondente probabilmente alla subfacies del distene–almandino–muscovite della facies dell'anfibolite a almandino, con plagioclasio di varia composizione (sempre maggiore di 30% An) e feldspato potassico; a queste condizioni l'epidoto e la zoisite non dovrebbero più essere in equilibrio stabile; infatti la zoisite, e in parte anche l'epidoto, sono completamente racchiusi da un involucro di plagioclasio basico: si tratta quindi di relitti corazzati. La terza fase, diaftoretica, è documentata dalla clorite pseudomorfa secondo la biotite.

2. Marmi scistosi ricchi di quarzo fino micascisti calcariferi grigio azzurrognoli

Questo tipo, assieme al prossimo, che ne rappresenta una varietà strutturale, è quello di gran lunga più importante nella formazione dei Calcescisti, non solo della regione del Campolungo, ma di tutti i Calcescisti pennidici metamorfici. Il passaggio tra i marmi, specie i marmi ricchi di quarzo, e i micascisti calcariferi è spesso graduale e rende difficile la distinzione in campagna: colà ci si è basati soprattutto sulle caratteristiche strutturali, attribuendo ai marmi le rocce prettamente massicce, al gruppo dei micascisti calcariferi quelle a tessitura zonata, anche se povere di mica.

Il gruppo dei marmi scistosi ricchi di quarzo e dei micascisti calcariferi comprende le rocce in cui il campo determinato dal rapporto quarzo:calcite:silicati di Al, Fe, ecc. è situato al centro del triangolo discusso all'inizio del capitolo (cfr. fig. 63, campo 2), soggetto però a notevoli variazioni. Di conseguenza le caratteristiche macroscopiche mostrano notevoli variazioni: i marmi scistosi ricchi di quarzo hanno colore da grigio azzurrognolo a grigio bruno, grana piccola-media, tessitura debolmente scistosa, parallela, spesso zonata, messa in evidenza da differenze di intensità nel colore e nella grana dei vari lettini, con limiti diffusi, graduali. Il piano di scistosità è picchiettato da foglioline di mica in cui prevale la biotite, bruno rame. Localmente si notano straterelli calcitici a lucentezza spatica. L'alterazione superficiale è spesso marcata, con una crosta dello spessore fino a pochi centimetri, ferruginosa o colore grigio terra, parzialmente accompagnata dal dilavamento della calcite, da cui risulta l'aspetto spugnoso della roccia. I micascisti calcariferi veri e propri hanno scistosità più intensa, con piano di scistosità ricoperto da biotite o muscovite dalla lucentezza sericea (da cui il nome francese della roccia: «schistes lustrés»), in lettini più potenti.

La ripartizione geografica degli affioramenti di rocce di questo gruppo abbraccia praticamente tutta l'area della formazione dei Calcescisti, dal Poncione Tremorgio alla Val Piumogna e a La Colla: i tipi più caratteristici affiorano a sud di Mascengo, nella striscia di Calcescisti compresa tra il Trias di Pianmez e il cristallino di S. Giorgio.

Al microscopio (13 sezioni sottili) si ha:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	calcite (20–65), quarzo (20–50)
Comp. sub.:	biotite (1–20), muscovite (1–10), clorite (0–4), plagioclasio (0–12), epidoto (0–12)
Comp. acc.:	minerali metalliferi (1–2), grafite (0–2), tormalina (0–1), zircone, apatite, rutilo, titanite (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Calcite. A grana da fine a media, essa si presenta in grani a sezioni torbide, brunastre, debolmente allungate nel senso della scistosità, con margini intensamente lobati a contatto con il quarzo, debolmente, se a contatto reciproco. La sfaldatura romboedrica e la geminazione lamellare sono ottimamente sviluppate; quest'ultima di regola in due sistemi visibili, sempre piani. Include pirite, grafite, biotite, rutilo e quarzo.

Quarzo. Grana da fine a piccola. Esso è limpido e presenta estinzione uniforme, ondulata o a campi. Si riscontrano sovente due generazioni: una a grana minuta, guttiforme, inclusa in calcite; l'altra a grana maggiore e in agglomerati lenticolari.

Biotite. A grana da fine a media, essa si presenta in lamine ordinariamente tozze, localmente distintamente elongata lungo (001), fino a 1:7. Essa è lobata dal quarzo, meno intensamente dalla calcite, specie se tozza. Include raro pigmento, tormalina, rutilo, quarzo, zircone, apatite. Spesso trasformata parzialmente o completamente in clorite. Il pleocroismo è quello tipico (cfr. HASLER 1949, p. 71), per la biotite dei Calcescisti, da bruno fulvo a bruno gialliccio pallido, che indica un termine ricco di Mg (WENK et al. 1963, p. 452).

Muscovite. A grana fine essa si presenta in sottili lamine spesso estremamente elongate secondo (001), con rapporto fino a 1:10. Rare inclusioni di grafite, clinozoisite, rutilo, tormalina.

Clorite. Diaftoretica da biotite, essa presenta debole pleocroismo da verde chiaro a incolore, colori d'interferenza anomali e carattere ottico solitamente positivo: si tratta quindi di *proclorite magnesiaca:* più raramente il carattere ottico è negativo e allora si tratta di *proclorite ferrifera.*

Plagioclasio. A grana estremamente eterogenea, da piccola a grossolana, esso si presenta in fenocristalli dalla morfologia e dalle caratteristiche che verrano descritte in dettaglio nel gruppo degli scisti filladici: qui basterà ricordare che la sua composizione varia entro i seguenti limiti: 28–67% An, con geminati polisintetici secondo la legge del periclino, più raramente secondo quella dell'albite e ancor più raramente secondo le due combinate. Solitamente limpido, con debole sericitizzazione lungo i piani di sfaldatura. Caratteristica in questo gruppo litologico è l'elongazione dei cristalli parallelamente alla scistosità, che raggiunge il rapporto di 1:15!

Epidoto. A grana fine-grossolana, esso ha abito da xenomorfo a margini sinuosi a ipidiomorfo, colonnare o aciculare, con struttura cribrosa fino scheletrica per le numerose inclusioni di quarzo, calcite, grafite, pirite e rutilo. Esso è incolore, localmente giallognolo al centro, ha rilievo alto, bassa birifrangenza (colori d'interferenza grigi di I ordine), presenta ottima sfaldatura e incrinatura perpendicolarmente all'asse *b*. In casi estremi grani originariamente singoli sono «corrosi» e sciolti in vari granelli separati a estinzione contemporanea, inglobati da plagioclasio. Esso non è mai a contatto diretto con la calcite, ma è separato da questa da un'esile corazza di quarzo o plagioclasio. Le misure al tavolino universale hanno rivelato la presenza di almeno due fasi, a composizione chimica diversa: a) $X/c = +6$–$7°$, $Z/a = +19$–$18°$, $2V = +85°$, che corrisponde a *clinozoisite* contenente ca. il 19% mol. di pistacite, ovvero il 9,5% del peso di Fe_2O_3; b) $X/c = +20$–$44°$, $Z/a = -45$ fino $-24°$ e $2V = 90°$, un termine praticamente senza ferro (cfr. JOHNSTON 1949, fig. 7). Evidentemente i nuclei giallognoli rappresentano termini ferriferi già appartenenti alla *pistacite.*

Minerali metalliferi. In gran parte *pirite*, a grana fine, di regola xenomorfa, in cristalli lobati da calcite e quarzo, spesso elongati secondo la scistosità. Raramente idioblastica con sezioni rettangolari. Rari grani di *ilmenite,* inclusi da titanite.

Grafite. Essa presenta le stesse caratteristiche come nelle dolomie grigie del Trias (cfr. p. 129).

Tormalina. A grana finissima, in cristallini a sezioni esagonali senza inclusioni, di colore verde chiaro. Essa è spesso inclusa o a contatto della biotite.

Zircone. A grana finissima esso si presenta in grani ovoidali o tondeggianti, torbidi.

Apatite. Essa pure a grana finissima; rari grani ovoidali debolmente lobati, incolori e limpidi.

Rutilo. Minuti grani idioblastici colonnari, di colore bruno ambra, spesso a contatto con la biotite, o in aggregati sagenitici nella clorite.

Titanite. Grani dalle forme irregolari includenti ilmenite e accanto a rutilo.

Struttura e tessitura

La caratteristica strutturale dominante è l'alternanza di straterelli paralleli dello spessore di 1–2 mm di composizione mineralogica differente, cioè: gli uni con predominanza di calcite, con inclusioni guttiformi di quarzo; gli altri più ricchi di quarzo e con calcite e infine quelli a plagioclasio, miche, pirite, grafite. Questa alternanza, presumibilmente riflettente un'alternanza corrispondente del sedimento originario, determina la tessitura zonata, già visibile macroscopicamente. D'altra parte, la costante elongazione, più o meno intensa, dei componenti principali e in parte di quelli subordinati, definisce la scistosità di cristallizzazione, di intensità da debole a intensa, accentuata dall'ottima orientazione in parallelo delle miche (con la faccia [001] parallela alla scistosità), che solo raramente, specie nel caso della biotite, sono orientate obliquamente. La clinozoisite è distribuita senza un ordine particolare nella pasta fondamentale a calcite e quarzo. La struttura varia in funzione dei vari domini mineralogici: essa nei lettini calcitici è granoblastica con implicazione intergranulare da debole a ameboide; nei lettini ricchi di quarzo è granoblastica, tendente a selciato; mentre nei lettini a silicati essa è lepidoblastica con fenocristalli di plagioclasio a struttura cribrosa. Il plagioclasio nei casi estremi è poi intensamente ameboide e poiciloblastico; esso ingloba tutti gli altri minerali, irradiando propaggini a mo' di pseudopodi specialmente nella pasta calcitica, mentre evita i lettini quarzitici. La grana, come risulta dai singoli minerali, può essere notevolmente eterogenea, da finissima a grossolana, con prevalenza della grana piccola-media.

Discussione

Questa varietà litologica, che raggruppa numerosi tipi strutturali e differenti per composizione mineralogica, risulta dalla trasformazione metamorfica di una marna ricca di quarzo, o meglio da una fine alternanza di lettini da calcarei a marnosi, con altri quarzitici e argillosi, alternanza che si rispecchia nei corrispondenti settori ora metamorfici. La prevalenza dell'uno o dell'altro componente nel sedimento, si rispecchia nelle differenti varietà, che vanno dal marmo scistoso, in cui prevale la componente calcitica, ai micascisti calcariferi veri e propri, dove prevale la componente argillosa.

Riguardo al grado di *metamorfosi* subito da questa varietà valgono le stesse considerazioni fatte alla varietà precedente: e infatti questa varietà si differenzia da quella unicamente per l'aumento delle componenti argillosa e arenacea, di modo che la paragenesi mineralogica risultante è la stessa, differenziabile nelle tre fasi metamorfiche già discusse: la prima, della facies degli scisti verdi, con neoformazione di muscovite, epidoto e in parte biotite; la seconda, all'inizio della facies dell'anfibolite a almandino, con parzialmente biotite e con il plagioclasio (28–67% An); la terza, a carattere diaftoretico, con la formazione di clorite dalla biotite.

3. Marmi scistosi ricchi di quarzo fino micascisti calcariferi grigio azzurrognoli, con lenti più o meno stirate di calcite e quarzo a grana media–grossolana

Questa varietà si distingue dal tipo precedente unicamente per la presenza quantitativa più o meno importante (fino a 30% del volume della roccia) di vene e lenti leuco-mesocratiche di calcite spatica brunastra e di quarzo filoniano, ambedue a grana da media a grossolana, concordanti, dello spessore tra 1 e 5 cm e della lunghezza di 2–50 cm, raramente di qualche metro, talvolta separate dalla pasta fondamentale da una pellicola di biotite, talaltra da un involucro di 0,5–1 cm di pasta fondamentale molto oscura o nera, particolarmente ricca di pigmento. Raramente si osserva una certa tendenza a strutture «à boudins». La pasta fondamentale presenta le stesse caratteristiche del gruppo precedente. Il quadro macroscopico ricorda sensibilmente da vicino quello delle dolomie grigie con vene e lenti di dolomite, calcite, quarzo a grana media, in parte accompagnate da tormalina bruna o distene (cfr. p. 130).

Questo tipo di roccia è quello nettamente predominante nei Calcescisti e lo si incontra su tutta l'area ricoperta da questa formazione: gli esempi più belli affiorano nella regione del Lago Tremorgio, sul sentiero che sale da Rodi e su quello che porta all'A. Campolungo.

Al microscopio (11 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	calcite (15–60), quarzo (20–50)
Comp. sub.:	biotite (2–15), muscovite (2–12), clorite (0–7), plagioclasio (2–20), epidoto (0–20), zoisite (0–10)
Comp. acc.:	minerali metalliferi (1–3), grafite (0–2), rutilo e titanite (0–1), tormalina, apatite e zircone (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Siccome le caratteristiche morfologiche dei singoli componenti della pasta fondamentale ricalcano perfettamente quelle descritte nel gruppo precedente, qui sono riportate solo quelle particolari a questo tipo.

a) Pasta fondamentale

Epidoto. In alcuni campioni (A. Tremorgio, sentiero Tremorgio – A. Campolungo) esso è rappresentato dal termine ricco di Fe, la *pistacite,* con abito colonnare, da idioblastico a «corroso» dal plagioclasio. Essa forma concentrazioni praticamente monomineraliche, lettini paralleli alla scistosità, racchiusi da plagioclasio.

Zoisite. Raggiunge 1 mm di diametro e i grani hanno forme estremamente irregolari, per lo più tendenti all'isometria, raramente tendenti a colonnari. Essa include calcite ed è a sua volta inclusa completamente da plagioclasio, che forma per così dire un reticolo a cementare i vari grani. La diagnosi è assicurata dall'esame al tavolino universale, col quale si è determinata l'estinzione retta.

Plagioclasio. Raggiunge dimensioni notevoli (6 mm di diametro) in fenocristalli estremamente ameboidi e cribrosi, con cordoncini micacei pieghettati che lo attraversano senza interruzioni o spostamenti ai margini. La composizione varia entro limiti molto ampi: da 27 a 70% An, con geminazione lamellare secondo la legge del periclino, più raramente secondo quella dell'albite, talvolta secondo le due; la variazione chimica è regionale, mai nel dominio microscopico.

Tormalina. Localmente essa è intensamente colorata di verde (macroscopicamente si tratta quindi di tormalina nera), con costrutto zonato: centro verde oscuro, guscio verde più chiaro. Essa include grafite, il che prova come essa sia sicuramente di cristallizzazione alpina.

Titanite. In alcune sezioni, e lo stesso vale per il rutilo, essa si presenta in aggregati lanceolati lunghi fino a 1,5 mm, formati dall'allineamento parallelo di più grani.

b) Vene e lenti di calcite e quarzo

La prima caratteristica di queste lenti è quella di non contenere grafite, il quale a sua volta si ritrova poi in concentrazioni abnormi ai lati delle stesse, in alcuni casi incluse poi in plagioclasio. Il contatto tra le lenti e la pasta fondamentale è solitamente occupato da esili allineamenti di biotite, plagioclasio o muscovite, mentre localmente vi è un passaggio graduale con progressiva diminuzione della grossezza della grana. Le lenti hanno spesso un costrutto zonato simmetrico, con pareti di calcite e centro di quarzo, oppure con calcite unicamente nelle due estremità delle lenti: comunque i due minerali sono sempre separati e formano concentrazioni monomineraliche senza miscugli intermedi.

Calcite. Con grana estremamente variabile (piccola-grossolana) essa si presenta in grani estremamente ameboidi con forme che si adagiano a quelle più isometriche del quarzo. La sfaldatura romboedrica è sviluppata con intensità eccezionale, mentre la geminazione lamellare è più rara. Ambedue sono sempre piane.

Quarzo. Esso ha grossezza della grana dello stesso ordine di grandezza della calcite e si presenta in grani con tendenza a forme poligonali isometriche o debolmente elongate o irregolari, a margini finemente suturati o debolmente sinuosi. L'estinzione è sempre almeno a campi, se non addirittura a striscie di orientazione eterogenea. Esso è ricco di inclusioni minutissime di bollicine di liquido o gas allineate in collane parallele.

Struttura e tessitura

Applicando la nomenclatura formale di Niggli (1948) ci troviamo in presenza di una roccia corismitica a struttura da stromatitica a oftalmitica lenticolare, in cui il chiriosoma (pasta fondamentale) presenta le stesse caratteristiche strutturali del gruppo precedente, mentre l'achiriosoma (lenti) possiede una struttura granoblastica a grana media-grossolana, con implicazione debolmente addentellata, raramente una struttura a mosaico (nei casi in cui predomina nettamente il quarzo). La tessitura risulta venata-scistosa, con pasta fondamentale scistosa di cristallizzazione, di intensità media o intensa, con ottima orientazione in parallelo delle miche, allineate in cordoncini paralleli. Le lenti sono più o meno stirate e hanno una tessitura interna pressocchè massiccia. Dei contatti fra i due settori strutturali si è già detto sopra.

Discussione

La composizione mineralogica di questa varietà ricalca quasi perfettamente quella della precedente: e i minerali sono gli stessi, salvo la presenza della zoisite accanto all'epidoto. Ciò significa che essa risulta dalla trasformazione metamorfica degli stessi sedimenti, forse meno ferrosi (cioè da un'alternanza di lettini calcarei, marnosi, argillosi e quarzitici) e che le differenze strutturali sono unicamente l'effetto di particolari fenomeni metamorfici.

Siccome la composizione mineralogica è la stessa di quella della varietà precedente, per la discussione della *metamorfosi* si rimanda a quella: qui basterà affrontare il problema della genesi delle lenti di calcite e quarzo a grana media-grossolana. PREISWERK (1918, p. 47; 1936, p. 7) le considera prodotti di secrezione, senza precisare il fenomeno più in dettaglio. HASLER (1949, p. 73) le interpreta quali prodotti di trasformazione di «irregolarità» nel sedimento originario combinati con processi tardoalpini di migrazione sostanziale. BURCKHARDT (1942, p. 133) propone addirittura l'ipotesi che le lenti di calcite possano essere resti di fossili.

Per la risoluzione del problema genetico ci appaiono di particolare importanza i seguenti dati fenomenologici: le lenti sono concordanti e spesso pieghettate conformemente alla roccia ospite, e localmente mostrano strutture a «boudins»; esse si sono quindi formate ancora sotto condizioni di pressioni o di stiramenti orientati. Esse sono prive di grafite, che si ritrova concentrato ai loro margini: ciò significa che esse si sono formate in situ, probabilmente senza apporto di sostanze dall'esterno. La grafite dei margini è a sua volta inclusa parzialmente nel plagioclasio. Siamo quindi in presenza di fenomeni analoghi a quelli descritti nelle dolomie bianche e grigie del Campolungo (cfr. pp. 124 e 130) e che là abbiamo definito «facies pneumatolitica-idrotermale metamorfica». Nel caso ora esaminato le lenti di calcite e quarzo sono formazioni in situ originate dalla intensa ricristallizzazione collettiva della calcite e del quarzo, probabilmente grazie alla presenza nei banchi stessi di quantità particolarmente forti di elementi volatili (soprattutto H_2O), accompagnata dal rigetto della grafite ai margini per via meccanica. Il momento della ricristallizzazione è fissato dalla giacitura delle lenti stesse e dalle inclusioni di grafite nel plagioclasio: il processo deve essere già iniziato durante la fase cinematica, raggiungendo poi il massimo di intensità in quella termica, quella in cui si è formato il plagioclasio e quindi contemporanea o appena precedente a quello analogo osservato nelle dolomie.

4. Micascisti calcariferi grigi contenenti scapolite

Questa varietà litologica dei Calcescisti, caratterizzata dalla presenza della scapolite quale componente della roccia, è in fondo semplicemente una variante dei due gruppi precedenti: infatti se si considera il triangolo già citato (cfr. fig. 63) il gruppo 4 ricopre un campo ristretto ed è contemporaneamente un campo parziale di quello più vasto dei gruppi 2 e 3. La scapolite nei Calcescisti della regione del Campolungo è già conosciuta da tempo, almeno quale minerale dello stadio idrotermale ben cristallizzato in fessure (giacimento del Lago Tremorgio scoperto da C. Taddei e descritto in JAKOB et al. 1931). PREISWERK (1917) in un lavoro su nuovi giacimenti di scapolite delle Alpi svizzere ne cita uno del Ri Foch (op. cit.: «Riale Fog»), nei Calcescisti sopra Mascengo: l'autore riporta una buona caratterizzazione macroscopica e microscopica della roccia adiacente e annota giustamente che «... Die Gesteine der Skapolithfundstelle verdienen kaum mehr den Namen von Phylliten. Es sind eher gneisartig aussehende Kalk- und Kalksilikatgesteine, oft von Hornfelscharakter. Ihre Farbe ist bald heller, bald dunkler bräunlich gefärbt». Per via della stretta analogia con rocce equivalenti del Trias della Zona mesozoica di Teggiolo nella galleria del Sempione, «Kalkschiefer mit Plagioklas und Skapolith» e «Skapolithgneise», descritte in un altro lavoro (PREISWERK 1913), l'autore vorebbe attribuire anche il giacimento del Ri Foch al Trias; il che è però falso, come si discuterà oltre. PREISWERK (op. cit.) cita un unico giacimento, molto limitato come estensione: in realtà questo tipo di roccia assume uno sviluppo laterale notevole, appunto nei Calcescisti che avviluppano immediatamente il cristallino antico di S. Giorgio e più precisamente: ai piedi del Lambro, nell'intaglio superiore del Ri Foch, nella Faura di S. Giorgio. Quindi già sul terreno si ha la netta impressione che i Calcescisti a scapolite rappresen-

tino un banco continuo con posizione stratigrafica rigidamente definita, trovandosi esso immediatamente sopra il cristallino antico di S. Giorgio, solo localmente separato da questo dalle lenti di Trias (Zona triassica di S. Giorgio). Purtroppo la deficienza di affioramenti in questa regione e l'impossibilità di seguire orizzontalmente le formazioni non permettono di stabilire la continuità o meno di questo orizzonte, ma solo di correlare profili di rilevamento trasversali: appare comunque possibile che entro i limiti geografici indicati il banco sia continuo e che la potenza, al Ri Foch notevole (una trentina di metri?), vada gradatamente riducendosi verso est e che le due estremità orientali, sopra e sotto il cristallino antico di S. Giorgio, abbiano sviluppo lenticolare. Per le ragioni elencate nella carta geologica (tav. I) si è preferito non distinguere con contatti netti questo banco, bensì indicarlo solo qualitativamente per mezzo di una segnatura sovrapposta a quella dei micascisti calcariferi.

Un solo affioramento in cui si è trovata la scapolite a livello microscopico non si trova nei Calcescisti del Ri Foch: si tratta di un micascisto calcarifero nel Vallone della Barbügheira, sopra la sponda ovest del Lago Tremorgio; la roccia è attraversata da un'intensa fessurazione ad andamento quasi est–ovest, che teoricamente potrebbe essere sulla continuazione della zona a fessure dello stadio idrotermale in cui è compreso il giacimento di C. Taddei.

Le caratteristiche macroscopiche dei Calcescisti a scapolite sono le seguenti: la roccia, di colore grigio chiaro o oscuro con tono bruniccio, ha un aspetto gneissico, con grana omogenea da fine a media, debolissima alterazione superficiale (patina grigio ocra) e scistosità di intensità da debole a media, con piano di scistosità picchiettato da biotite, nera, e da muscovite argentea oltre che da numerosi granuli di pirite. Nel taglio normale alla scistosità si riconosce la scapolite in forma di grumi, noduli e chiazze di colore bianco latteo. La roccia localmente è ricca di lenticelle leucocratiche concordanti di calcite e quarzo a grana grossolana.

Al microscopio (9 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	calcite (6–44), quarzo (20–30), scapolite (6–20), biotite (10–25)
Comp. sub.:	muscovite (2–20), clorite (0–1), epidoto (0–12), plagioclasio (1–7)
Comp. acc.:	pirite (1–3), tormalina, apatite, zircone, rutilo, titanite (sempre meno di 1)

Descrizione dei componenti

Le caratteristiche microscopiche della gran parte dei componenti ripetono quelle dei due tipi precedenti. Basterà annotare le caratteristiche esclusive di questo tipo di roccia.

Epidoto. A grana da fine a piccola esso possiede abito prevalentemente idioblastico, colonnare. Esso si trova concentrato in lettini, in gran parte accompagnati da muscovite, altrove inclusi in plagioclasio o in scapolite. Prevale la *clinozoisite.*

Biotite. Accanto alla biotite rossiccia tipica dei Calcescisti, è frequente anche una seconda varietà dall'intenso pleocroismo da verde bruno a verde chiaro: in questo caso si tratta di una fase ricca di Fe, questo sotto forma soprattutto di Fe_2O_3 (WENK et al. 1963, p. 454).

Plagioclasio. Esso si presenta in fenocristalli di dimensioni ragguardevoli (fino a 5 mm) con massimo sviluppo nel senso della scistosità e con abito estremamente ameboide e struttura da cribrosa a poiciloblastica per l'enorme quantità di inclusioni, che comprendono tutti gli altri minerali, esclusa la scapolite. La sua composizione varia, regionalmente, tra 20 e 90% An, con prevalenza dei termini basici. È geminato secondo la legge del periclino, più raramente secondo quella dell'albite e spesso secondo le due.

Clorite. In laminette dal colore verde intenso, con marcato dicroismo da verde oscuro a verde pallido e con carattere ottico negativo: si tratta perciò di proclorite *ferrifera.*

Scapolite. Essa si presenta in fenocristalli che raggiungono 3 mm di grandezza, essi pure con massimo sviluppo nel senso della scistosità. La sua morfologia è assolutamente identica a quella del plagioclasio: grani xenoblastici estremamente ameboidi, nei casi estremi tentacolari-reticolari, a struttura da cribrosa a scheletrica con tendenza a formare un reticolo di «fondo» che include tutti gli altri minerali, salvo il plagioclasio. Essa è limpida, incolore, presenta una marcata sfaldatura, estinzione uniforme, rilievo alto, birifrangenza pure alta, con prevalenza dei colori d'interferenza vivi di II ordine, spesso a chiazze, raramente grigi di I ordine, il che indica la prevalenza della componente mejonitica. PREISWERK (1917) riporta l'analisi chimica eseguita sulle scapoliti del Ri Foch: la composizione corrisponde a un termine mejonitico, con $^1/_5$ di $Na_2SO_4 \cdot 3\ NaAlSi_3O_8$ e $^4/_5$ di $CaCO_3 \cdot 3\ CaAl_2Si_2O_8$; la marialite con cloro manca quasi completamente, prevale bensì la marialite con solfato. Nel campione citato del Vallone della Barbugheira, la scapolite ha le stesse caratteristiche morfologiche, ma non è limpida, appare bensì torbida essendo molto ricca di inclusioni di microliti aciculari incolori dell'ordine di grandezza del micron, che per riflessione totale diventano neri o grigio oscuro: essi sono concentrati soprattutto al centro dei grani di scapolite e diminuiscono gradatamente verso i margini, che spesso sono limpidi; è probabile che si tratti di inclusioni di bollicine di liquido o gas.

Pirite. Essa è idiomorfa, con sezioni rettangolari ed ha grana eccezionalmente grossa, raggiungendo 2 mm di lunghezza.

Tormalina. Spesso zonata, con nucleo di colore verde oscuro bluastro e involucro più chiaro. Termine molto ricco di Fe (macroscopicamente nera).

Relazioni di contatto fra la scapolite e il plagioclasio

Di importanza capitale in relazione al problema genetico della scapolite sono senz'altro le relazioni con il plagioclasio: i due minerali sono infatti sempre in contatto reciproco. Nelle sezioni sottili si possono distinguere quattro casi differenti:

1. al contatto fra plagioclasio e scapolite i due grani presentano un'implicazione «mirmechitica»: la scapolite «corrode» il plagioclasio con propaggini vermiformi;
2. lettini di plagioclasio sono interrotti da grani di scapolite che si sviluppano a partire dai margini verso l'interno;
3. fenocristalli di plagioclasio includono minuscole «isole» singole di scapolite finemente squamosa che lo intorbidiscono;
4. il plagioclasio è «perforato» da un lato da scapolite che si sviluppa poi all'interno del plagioclasio con propaggini meandriformi.

Struttura e tessitura

La caratteristica principale della tessitura è quella di essere zonata: infatti verticalmente si susseguono lettini a calcite e quarzo, altri a plagioclasio, miche, epidoto e componenti accessori, altri a scapolite, miche, epidoto e componenti accessori e altri infine in cui sono contenuti sia il plagioclasio che la scapolite. La tessitura risulta inoltre debolmente scistosa di cristallizzazione, ma l'elongazione della calcite e del quarzo è appena riconoscibile, mentre è molto più pronunciata nel plagioclasio e nella scapolite. Le miche sono allineate in lettini continui, ma le singole lamine sono spesso decisamente oblique rispetto alla scistosità, tendendo a intrecciarsi vicendevolmente. Localmente infine la tessitura ha un carattere lenticolare, per la presenza delle lenticelle di quarzo e calcite a grana grossolana.

La struttura varia ovviamente parallelamente all'alternanza dei domini mineralogici: nei lettini a calcite e quarzo essa è granoblastica, con debole implicazione intergranulare; nei lettini a plagioclasio o scapolite, con miche, epidoto e componenti accessori essa è lepidoblastica con fenocristalli da cribrosi a scheletrici (plagioclasio e scapolite) che tendono a formare una struttura reticolare inglobante gli altri componenti. Delle relazioni strutturali tra il plagioclasio e la scapolite s'è già detto sopra.

Discussione

La composizione mineralogica dei micascisti calcariferi a scapolite è praticamente identica a quella delle due varietà precedenti, salvo la presenza della scapolite al posto o accanto al plagioclasio, per cui essi si possono considerare il derivato metamorfico di sedimenti perlomeno dello stesso tipo (alternanza di lettini calcarei, marnosi, argillosi e, subordinatamente, quarzitici). Accanto alle tre fasi metamorfiche solite e che si ritrovano anche qui (prima fase: muscovite, epidoto, in parte biotite; seconda fase: in parte biotite, plagioclasio; terza fase: clorite diaftoretica) sorge il problema della genesi della scapolite. Dalle relazioni di contatto fra la scapolite e il plagioclasio risulta con evidenza come la scapolite sia di formazione secondaria dal plagioclasio (sono infatti osservabili tutti i passaggi dal plagioclasio intatto alla scapolitizzazione completa), ipotesi che d'altronde coincide con quella attualmente dominante per quanto concerne le scapoliti delle Alpi Ticinesi (cfr. TROMMSDORFF 1966, pp. 442–244; DAL VESCO 1951, pp. 213–214; MITTELHOLZER 1936; GÜNTHERT 1954, pp. 20–23), mentre il caso inverso sembra essere un'eccezione (WIELAND 1966, pp. 250 sgg.), come pure il caso della formazione primaria (EGLI 1966, p. 112), mentre la interpretazione come prodotto della metamorfosi di contatto (GUTZWILLER 1912*a* e *b*) non ha più fondamento. L'origine degli elementi volatili (nel nostro caso soprattutto il solfato, solo subordinatamente il cloro) non è chiara: secondo TILLEY (1920) gli agenti catalizzatori possono già essere presenti nel sedimento; in questo caso però la scapolite dovrebbe formarsi direttamente e non solo in un secondo tempo a sostituire il plagioclasio, come è il

caso nelle rocce da noi esaminate. Secondo TRÖGER (1967, pp. 135 sgg.) la scapolitizzazione a partire da soluzioni pneumatolitiche idrotermali trasforma il plagioclasio in pseudomorfosi di scapolite dall'aspetto torbido tipico e analoghe alla saussurite, come è il nostro caso. D'altra parte si è già notato come i micascisti calcariferi a scapolite del Ri Foch siano ordinati in un banco apparentemente stratigrafico. Una soluzione che concilii le osservazioni riportate ci sembra la seguente: la scapolitizzazione del plagioclasio avvenne grazie alla circolazione di elementi catalizzatori (SO_4, Cl) di provenienza non accertata, forse contenuti nei banchi stessi e riattivati in una fase tarda del fenomeno metamorfico (infatti la scapolite è di cristallizzazione posteriore a quella del plagioclasio), in uno strato ben definito dei Calcescisti, che presenta minime differenze rispetto ai micascisti calcariferi normali (mancanza di grafite, relativa ricchezza di Fe con abbondante pirite e biotite verdognola). Il processo è probabilmente analogo a quelli descritti nelle dolomie del Campolungo (vene pegmatoidi di dolomite spatica) e nei micascisti calcariferi dei Calcescisti (lenti di quarzo e calcite a grana media) e quindi anch'esso attribuibile alla «facies pneumatolitica-idrotermale metamorfica». (A conclusioni analoghe giunge SUNDIUS 1915, p. 206, per la scapolite della regione di Kiruna in Svezia: l'autore definisce il processo una «metamorfosi pneumatolitica regionale», concetto che abbina i due caratteri in apparenza incompatibili del fenomeno, quello pneumatolitico da una parte, quello regionale dall'altra.)

5. Scisti filladici nero-violetti a due miche, granato e plagioclasio, sporadicamente contenenti distene o staurolite

Questo gruppo comprende tutte le rocce dei Calcescisti prive di calcio sotto forma di calcite libera o contenenti solo eccezionalmente calcite, in quantità comunque trascurabili e in cui i componenti principali sono i silicati di Al, alcali, Ca e Fe (muscovite, biotite, plagioclasio, granato, distene, staurolite, epidoto, ecc.) oltre al quarzo (cfr. fig. 63, campo n° 5), cioè derivati da sedimenti di facies argillosa o marnosa; questo gruppo corrisponde ai gruppi 3 e 4 della nomenclatura di PREISWERK (1918) e a quella di HASLER (1949): «granatführende graue und schwarze Phyllite», e rispettivamente: «staurolithführende schwarze Phyllite», un tipo litologico tipico dei Calcescisti, sia di quelli pennidici che di quelli del Massiccio del Gottardo. Nella regione del Campolungo questo tipo litologico ha un'importanza quantitativa secondaria, sebbene esso affiori praticamente su tutta l'area dei Calcescisti, dalla Colla a sudovest alla Val Ganariscio a ovest e alla Val Piumogna a est. Esso sembra però legato a una posizione stratigrafica ben determinata, come si è discusso nella parte introduttiva, spesso direttamente o quasi alla base della serie dei Calcescisti.

Litologicamente questo gruppo si può suddividere in quattro varietà, in base alla presenza o meno di alumosilicati tipici, il granato, il distene e la staurolite.

5a. Scisti filladici nero-violetti a due miche, plagioclasio e granato

Questa è la varietà più comune; gli scisti filladici hanno colore nero-violetto o grigio-violetto, grana finissima-fine della pasta fondamentale, con porfiroblasti di biotite e granato; sono compatti, tenaci, praticamente inattaccati dall'alterazione. La sottile stratificazione, dell'ordine del mm, è messa in rilievo da esili nastri leucocratici di muscovite. La scistosità è media o intensa, piana, ondulata o più spesso intensamente pieghettata, con pieghe di ca. 5 cm di ampiezza. Il granato si presenta in grossi rombododecaedri di colore rosso chiaro o nero, se ricco di inclusioni di grafite, del diametro fino a 1 cm: già sulla superficie levigata dei campioni si osservano talvolta granati ruotati. Localmente gli scisti filladici contengono lenticelle leucocratiche concordanti a solo quarzo. La potenza è molto variabile e va da sottili interstratificazioni nei micascisti calcariferi fino a banchi di un centinaio di metri (ad es. alla base della Cima di Filo). In questa varietà al Ri Foch sono stati ritrovati resti fossili di aculei e placche dermali di echinoidi, già descritti (BIANCONI 1965): nello stesso lavoro è contenuta una descrizione particolareggiata della roccia fossilifera.

Al microscopio (12 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	muscovite (2–80), biotite (1–30), plagioclasio (3–42), granato (2–20), quarzo (0–35)
Comp. sub.:	epidoto (1–10), zoisite (0–5), clorite (0–1), calcite (0–10)
Comp. acc.:	grafite (0–2), pirite e ilmenite (0–1), tormalina (0–1), rutilo (0–1), titanite, zircone, apatite (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Muscovite. Nei lettini nastriformi (di spessore variabile tra 0,1 e 1 mm) privi di grafite essa è sottile, elongata secondo (001), in lamine di 0,1–0,3 mm di lunghezza. Siccome le lamine non sono orientate in parallelo, esse si intrecciano e spesso si compenetrano a vicenda. Nella massa di fondo ricca di pigmento essa si presenta invece in laminette di dimensioni minori, tra 0,05 e 0,1 mm. Essa include grafite in cordoncini elicitici. Anche in questo settore le lamine sono solo parzialmente orientate in parallelo, formando così intrecci irregolari.

Biotite. A grana da piccola a grossolana, essa è ipidiomorfa rispetto alla muscovite e si presenta in porfiroblasti isolati, dalle forme irregolari, lobate da muscovite, plagioclasio e quarzo. Il pleocroismo è intenso, da bruno rossiccio a bruno pallido. Include totalmente o parzialmente i seguenti minerali: grafite, muscovite, rutilo, quarzo, pirite, tormalina, clinozoisite, zircone. I cordoncini di grafite la attraversano eliciticamente. Localmente essa è attraversata da laminette di muscovite.

Plagioclasio. A grana variabile esso raggiunge dimensioni ragguardevoli, con sviluppo nel senso della scistosità di 15 mm (con rapporto di elongazione fino a 15:1) e si presenta con l'abito tipico per i Calcescisti, cioè sotto forma di fenocristalli tondeggianti, ovali o estremamente elongati, con margini finemente frangiati o lobati. È ricchissimo di inclusioni elicitiche di modo che forma per così dire una pasta fondamentale riconoscibile solo a nicol incrociati. Le inclusioni comprendono tutti gli altri minerali, anche il granato, salvo la calcite. I fenocristalli possono essere singoli o raggruppati in «isole» di due o più individui ad orientazione diversa e con contatti reciproci netti. L'estinzione è spesso debolmente ondulata, la geminazione lamellare scarsa, le lamelle sottilissime, parallele e piane, geminate secondo la legge del periclino o dell'albite o di ambedue. La composizione è generalmente omogenea, variabile regionalmente tra 23 e 70% An, con frequenza massima attorno a 35% An. Localmente esso è zonato, con un sottilissimo guscio; in un caso determinabile si ha la seguente composizione: nucleo 37% An, mantello 46% An. Il passaggio fra i due domini è distinto, sebbene sfumato e addentellato.

Granato. Esso raggiunge 1 mm di diametro e di regola è perfettamente idioblastico, con sezioni esagonali del rombododecaedro. Il colore rosa pallido indica la predominanza dell'almandino. La fessurazione è intensa, irregolare. È relativamente ricco di inclusioni, concentrate volentieri ai margini, specie il quarzo: esse comprendono tutti i minerali ad eccezione del plagioclasio. È separato dalla pasta fondamentale da un alone dello spessore tra 0,08 e 0,5 mm di biotite olivastra in squamette frammiste a pirite finissima: questo alone è sviluppato particolarmente ai due lati sulla continuazione della scistosità. Le relazioni geometriche con la pasta fondamentale sono perfettamente leggibili grazie ai cordoncini paralleli di grafite racchiusi in esso. Si distinguono tre possibilità: a) i lettini di grafite, piani o pieghettati, attraversano indisturbati il granato ($s_l = s_e$): cioè nessuna rotazione nè durante nè dopo la cristallizzazione; caso comune; b) debole rotazione con s_l retto e s_l/s_e tra 120 e 140°: quindi rotazione di 40–60° a cristallizzazione avvenuta. Nelle due zone d'ombra, triangolari, concentrazioni di quarzo, mentre sui due lati a maggior pressione si concentra la grafite; c) s_e piano, s_l con andamento a *S*, con ampiezza molto debole: quindi rotazione di poco conto durante la crescita del granato.

Quarzo. Forme poligonali a facce piane, spesso determinate dal contatto con la faccia (001) della muscovite. A grana finissima-piccola. Se la roccia è particolarmente ricca di quarzo, caso molto raro, il quarzo forma assieme con la muscovite la pasta fondamentale ed ha abito poligonale isometrico, con margini piani; grana piccola.

Epidoto. A grana piccola-media. Esso è idioblastico, con abito da prismatico tozzo a colonnare o aciculare, con sfaldatura marcata e rara geminazione lamellare. Prevale la clinozoisite, talvolta con nucleo di pistacite. Esso si trova nella pasta fondamentale o incluso in plagioclasio e granato. Due determinazioni al tavolino universale su due grani, uno incluso in plagioclasio, l'altro in granato, hanno fornito i dati seguenti: nel primo caso $X/c = 1°$ e $Z/a = 24°$, nel secondo caso $X/c = 3°$ e $Z/a = 22°$; quindi in ambedue i casi la composizione è praticamente la stessa, con un contenuto di Fe_2O_3 minore del 2% del peso, secondo JOHNSTON (1949).

Zoisite. Essa è estremamente rara (trovata solo in un campione del Ri Foch) e si presenta in fenocristalli molto irregolari, sciolti in vari frammenti cementati completamente da plagioclasio in forma di filoncelli. Al tavolino universale si è potuto determinare unicamente l'estinzione retta, ma non la posizione del piano assiale (siccome *Y* è perpendicolare al piano della sezione sottile e contemporaneamente parallelo all'asse tettonico *b*), per cui è impossibile dire di quale varietà si tratti. Essa include calcite, rutilo, grafite, biotite, tormalina e quarzo.

Clorite. La biotite è trasformata in clorite unicamente quando si trova ai margini delle lenticelle di quarzo di «segregazione idrotermale», peraltro rare: si tratta di *proclorite magnesiaca.*

Calcite. Essa si presenta in rari grani finissimi, limpidi e guttiformi, inclusi in quarzo e granato, quindi da considerare dei relitti non assorbiti dalla formazione dei calcesilicati, ed ha grana finissima. Ancor più raramente essa si trova nella pasta fondamentale, assieme al quarzo, in grani ameboidi a grana fine.

Grafite. Conferisce alla roccia il colore nero violaceo e la si trova distribuita nella pasta fondamentale, inter- o intragranulare, in cordoncini di varia concentrazione, sempre rigidamente paralleli, definendo così la superficie di scistosità, sia essa piana o pieghettata. Si tratta di granuli tondi o lanceolati dell'ordine di grandezza del micron, opachi (cfr. BIANCONI 1965, p. 583).

Pirite. Essa si presenta per lo più in grumi irregolari limonitizzati quasi completamente, nei lettini ricchi di quarzo. Nel caso particolare della roccia fossilifera del Ri Foch essa rappresenta il materiale di parte dei resti fossili (cfr. BIANCONI, op. cit., p. 583).

Ilmenite. I cristalli hanno forme lanceolate, lunghe fino a 1,5 mm. Parzialmente trasformati in rutilo, essi si trovano unicamente inclusi in granato.

Tormalina. A grana finissima essa è sempre idioblastica con sezioni esagonali e con un intenso pleocrosimo da verde bottiglia a verde chiaro, in parte zonata, senza inclusioni. Sempre in cristalli singoli nella pasta fondamentale.

Rutilo. Esso forma pseudomorfosi scheletriche su ilmenite, formate da più grani a forma di chicco ordinati in aggregati lanceolati orientati di sbieco rispetto alla scistosità, lunghi fino a 3 mm.

Titanite. Molto rara, xenoblastica, a contatto con il rutilo.

Zircone. Granuli ovoidi nella pasta fondamentale, idioblastici nella biotite.

Apatite. Grani ovoidali minuti nella pasta quarzitica.

Struttura e tessitura

La struttura della pasta fondamentale è determinata dalla forte componente micacea, specie della muscovite, ed è quindi lepidoblastica, eccezion fatta per i rari straterelli quarzitici in cui essa è granoblastica a mosaico. Su questa struttura si inseriscono gli altri minerali: i fenocristalli xenoblastici di plagioclasio, estremamente cribrosi, quelli di granato, idioblastici, mentre la componente di clinozoisite–pistacite ha abito nematoblastico. La grana varia parallelamente alla struttura dei minerali ed è quindi molto eterogenea: la massa di fondo ha grana inferiore a 0,1 mm mentre i porfiroblasti raggiungono 1 cm. I cordoncini senza grafite hanno grana più grossa della massa di fondo contenente grafite. La tessitura è scistosa, con intensità da media a marcata e con andamento piano, ondulato o pieghettato. La pasta fondamentale con grafite forma lettini dello spessore di 2–3 mm, separati dai nastri leucocratici senza grafite, dello spessore di 0,1–1 mm. Questi sono praticamente monomineralici, formati di muscovite e poca biotite, quarzo e plagioclasio: corrispondono quindi sostanzialmente a un'argilla. La massa con grafite presenta invece una variazione mineralogica più vasta e comporta plagioclasio, granato (in parte con inclusioni di calcite), clinozoisite–pistacite, rutilo, ilmenite, oltre a muscovite, biotite e pigmento: corrisponde chimicamente a un'argilla debolmente marnosa, con un certo contenuto di Fe, mentre i rari lettini quarzitici corrispondono ovviamente a un'arenaria. Anche in questo tipo litologico si manifesta quindi con evidenza il carattere zonato, la alternanza su scala microscopica di domini paragenetici a differente chimismo, spiegabile più quale conservazione praticamente intatta di un'alternanza equivalente sedimentaria che non per mezzo di differenziazione metamorfica. Le miche, all'interno dei lettini paralleli, si presentano in intrecci apparentemente disordinati, specie nel caso della biotite, che spesso è orientata notevolmente di sbieco rispetto alla scistosità: le analisi strutturali eseguite sui due minerali (cfr. fig. 67, diagrammi *a* e *b*) hanno però dimostrato come in effetti la loro distribuzione sia rigidamente orientata secondo una simmetria ortorombica con un asse coincidente con quello tettonico *B*.

5b. Scisti filladici nero-violetti a due miche e plagioclasio

Essi presentano le stesse caratteristiche macroscopiche della varietà precedente, salvo la mancanza del granato. Si tratta di una varietà piuttosto rara, ristretta alla zona attorno al Lago Tremorgio, da Casorei al Pizzo Meda. Al microscopio (2 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	muscovite (30–45), biotite (6–30), quarzo (20–41), plagioclasio (2–20)
Comp. sub.:	clinozoisite (2)
Comp. acc.:	pirite (1), grafite, tormalina, apatite e rutilo (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Rispetto alla varietà precedente è da aggiungere:

Muscovite. Essa si presenta localmente in veri e propri porfiroblasti (fino a 0,5 mm) orientati obliquamente rispetto alla scistosità ed è ricca di inclusioni di grafite.

Quarzo. In alcuni straterelli esso è particolarmente ricco di inclusioni di grafite e possiede allora grana finissima (0,03–0,04 mm), per cui esso presumibilmente non è stato soggetto alla ricristallizzazione collettiva. La roccia è inoltre abbastanza ricca di quarzo in forma di lenti di segregazione idrotermale, con grana media.

Plagioclasio. La composizione è compresa tra 22 e 43% An, con geminati esclusivamente secondo la legge del periclino.

Struttura e tessitura

A questo proposito va notato esclusivamente la componente più importante del quarzo a scapito soprattutto delle miche, per cui la struttura è in parte granoblastica, a mosaico.

5c. Scisti filladici nero-violetti a due miche, plagioclasio, granato, distene e (o) staurolite

Gli scisti filladici contenenti distene o staurolite, o ambedue i minerali oltre al granato, sono relativamente rari e concentrati geograficamente nella fascia di Calcescisti attorno al cristallino antico di S. Giorgio, più un affioramento isolato all'imbocco della Valle dei Cani (Tremorgio), incuneato fra micascisti calcariferi e marmi calcitici. Le loro caratteristiche macroscopiche corrispondono esattamente a quelle della varietà principale: la staurolite non è mai visibile a occhio nudo, mentre il distene lo è nel caso dell'affioramento appena citato, dove esso si presenta in cristalli lanceolati lunghi fino a 2 cm, di colore grigio oscuro (varietà *reticite*), disposti vagamente a raggiera nel piano di scistosità di colore grigio argenteo ricoperto di muscovite.

Al microscopio (6 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	muscovite (5–70), biotite (1–25), quarzo (0–40), plagioclasio (2–30), granato (10–20)
Comp. sub.:	distene (0–30), staurolite (0–2), calcite (0–10), epidoto (0–1), clorite (0–1)
Comp. acc.:	pirite (0–2), tormalina (0–2), grafite (0–2), rutilo (0–1), ilmenite, titanite, apatite, zircone (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Anche in questa varietà le caratteristiche microscopiche della maggior parte dei componenti coincidono con quelle della varietà principale, cui si rimanda per la descrizione. Qui basterà descrivere i due nuovi alumosilicati, distene e staurolite, oltre ad alcuni aspetti particolari.

Plagioclasio. La sua composizione varia tra 40 e 70% An, con geminazione lamellare secondo le leggi dell'albite, del periclino o di ambedue.

Granato. Con margini spesso estremamente scheletrici o addirittura reticolari se a contatto con lettini particolarmente ricchi di quarzo.

Distene. Di solito a grana media, nel caso della Valle dei Cani esso raggiunge sviluppo molto grossolano. Esso presenta l'ottima sfaldatura nei due sistemi (100) e (010), estinzione uniforme, raramente ondulata, sporadicamente la geminazione. I fenocristalli sono xenoblastici, con sviluppo scheletrico-ameboide ed elongazione nel senso della scistosità e sono ricchi di inclusi di quarzo, biotite, muscovite, tormalina, grafite, che lo attraversano eliciticamente ($s_l = s_e$), localmente fessurati da piani di taglio paralleli al piano assiale del pieghettamento della pasta fondamentale, con rigetto di 1 mm, o sono sciolti in vari frammenti cementati da quarzo granoblastico. Solitamente è immerso nella pasta fondamentale muscovitica o incluso in granato o plagioclasio. Nel caso della Valle dei Cani i fenocristalli hanno margini frangiati, sinuosi, lobati dal plagioclasio che lo include. I contatti col plagioclasio indicano come questo sia cresciuto in parte a spese del distene, corrodendolo, rendendolo scheletrico o riducendolo nei casi estremi a varie «isolette» relittiche intensamente lobate che hanno estinzione contemporanea, vale a dire che in origine formavano un cristallo unico. Il distene, orientato obliquamente rispetto al piano di scistosità, ha spesso una faccia adagiata al granato e spesso si diparte radialmente da questo.

Staurolite. A grana da media a piccola, sempre di dimensioni e in quantità minori del distene, la staurolite presenta il caratteristico pleocroismo da giallo limone a incolore, piuttosto debole. I fenocristalli sono estremamente scheletrici per via delle numerose inclusioni soprattutto di quarzo, oltre che di muscovite, tormalina e pigmento. Spesso essi sono ridotti a un sottile reticolo intergranulare fra i grani di quarzo, con massimo sviluppo nel senso della scistosità. Essa si trova nella pasta fondamentale, lobata da muscovite e plagioclasio, oppure inglobata ai contatti del granato, o, caso rarissimo, inclusa nel distene, a sua volta incluso in granato. Localmente è sciolta in vari frammenti a estinzione contemporanea, cementati da muscovite; è però sempre fresca.

Tormalina e *magnetite.* Nel caso particolare della Valle dei Cani la *tormalina* presenta un pleocroismo da giallo verdognolo a incolore: si tratta di minuti idioblasti colonnari senza inclusioni, raggruppati in concentrazioni vagamente lenticolari impregnate di *magnetite* xenoblastica che ingloba i cristalli di tormalina, per lo più orientati con l'asse *c* parallelo all'asse tettonico *b*.

Struttura e tessitura

Le caratteristiche strutturali non presentano nulla di nuovo rispetto alla varietà principale, salvo una più importante partecipazione dei componenti porfiroblastici (granato, staurolite, distene e plagioclasio), che spesso conferiscono alla roccia un aspetto più massiccio del solito, senza che però si

raggiungano tessiture cornubianitiche vere e proprie, come sono descritte da CHATTERJEE (1961) per rocce coetanee dalla regione del Sempione.

5d. Passaggio ai micascisti calcariferi

Questa varietà, d'altronde estremamente rara, rappresenta un tipo di passaggio tra gli scisti filladici e i micascisti calcariferi, nel senso che la roccia è formata da un'alternanza di straterelli paralleli della potenza dell'ordine del mm, con passaggi verticali graduali, di due tipi: il primo, predominante, è formato appunto da scisti filladici nero violetti, a plagioclasio, due miche e granato; il secondo invece da micascisti calcariferi. Questa caratteristica appare ovviamente solo a livello microscopico; l'aspetto macroscopico della roccia è uguale a quello della varietà principale, salvo il colore più chiaro. Questa varietà è stata riscontrata solo in un affioramento nei Calcescisti a nord del cristallino antico di S. Giorgio.

Al microscopio (1 sezione sottile) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	quarzo (30), calcite (20), plagioclasio (10), muscovite (24)
Comp. sub.:	biotite (6), granato (6), clinozoisite (1)
Comp. acc.:	pirite (2), grafite (1), ilmenite, rutilo, titanite, apatite, zircone (assieme meno di 1)

Descrizione dei componenti

I singoli componenti hanno caratteristiche morfologiche già descritte nei due tipi citati, cui si rimanda. Basterà notare:

Plagioclasio. La sua composizione è pari a 62% An.

Granato. Esso si presenta in grani estremamente cribrosi specie ai margini per l'importanza delle inclusioni di calcite, quarzo e clinozoisite. I cristalli sono chiaramente ruotati con $s_i/s_e = 100°$.

Titanite. I grani raggiungono 0,5 mm di diametro ed hanno abito xenoblastico, con margini lobati o ameboidi, con forme che ricordano quelle della calcite. In paragenesi con rutilo, ilmenite, grafite e biotite, lobata dal quarzo.

Struttura e tessitura

La tessitura è finemente scistosa di cristallizzazione, ondulata, oltre che zonata, carattere determinato dall'alternanza dei due domini paragenetici. La struttura della pasta fondamentale alterna da granoblastica con debole implicazione intergranulare a lepidoblastica; i fenocristalli di plagioclasio e granato, quest'ultimo intensamente cribroso, sono inseriti nei lettini originariamente argillosi. La grana della pasta fondamentale è fine, mentre i fenocristalli raggiungono 4 mm di sviluppo. Il passaggio tra i due tipi sono spesso graduali e si esplicano nel progressivo diminuire dei grani di quarzo e calcite e contemporaneamente nell'aumento dei componenti micacei e del plagioclasio.

DISCUSSIONE

Il gruppo degli scisti filladici, raggruppante quattro varietà, abbraccia tutte le rocce dei Calcescisti derivanti da sedimenti costituiti essenzialmente da argille. La presenza dei silicati di Al e Fe indicano come i sedimenti originari fossero delle argille relativamente ricche di Al, povere di Fe, in parte con Fe maggiore di Mg (varietà senza biotite), in parte invece con un eccesso di Mg, consumato dalla biotite (mancano gli anfiboli di Mg, antofillite e gedrite). La componente calcitica dovette essere di proporzioni modeste: infatti la calcite libera si presenta solo eccezionalmente, mentre di regola tutto il Ca è stato assorbito dai calcealumosilicati epidoto, zoisite e plagioclasio intermedio e in minime quantità dal granato e dalla titanite. Che i sedimenti originari non fossero omogenei lo dimostra una volta ancora la tessitura zonata delle rocce metamorfiche, in cui i vari domini paragenetici corrispondenti a sedimenti differenti (argille pure, argille marnose, subordinatamente arenarie, tipi intermedi) si alternano in straterelli di pochi mm di potenza.

Questo gruppo litologico, sebbene di poca estensione regionale nell'area del Campolungo, riveste però un'importanza particolare poichè permette di fissare con precisione le condizioni di *metamorfosi*

che dovettero regnare in questa regione: infatti le rocce metamorfiche derivanti da argille sono quelle in cui i processi metamorfici sono meglio conosciuti. Per le considerazioni che seguono ci si è basati sullo schema di WINKLER (1965, pp. 86 sgg.), che a sua volta ricalca in parte quello precedente di TURNER & VERHOOGEN (1960).

La varietà più frequente è la prima, caratterizzata dalla paragenesi quarzo–muscovite–biotite–almandino–plagioclasio–epidoto, che secondo WINKLER (op. cit., p. 89) appartiene alla facies dell'anfibolite a almandino del tipo di Barrow, rappresentata nelle due prime subfacies, quella a staurolite–almandino e quella a distene–almandino–muscovite. La stessa paragenesi è poi rappresentata nella varietà 5*d*. La zoisite, sempre inclusa in plagioclasio, è con ogni probabilità un relitto corazzato non in equilibrio con il plagioclasio, che arriva a termini alquanto basici (70% An). Lo stesso vale per l'ilmenite, che si trova unicamente inclusa nel granato, mentre all'esterno di questo è sempre trasformata in rutilo. Le condizioni di equilibrio dell'epidoto non sono chiare; esso si trova sia racchiuso nel plagioclasio, sia nella pasta fondamentale: secondo WINKLER (op. cit., pp. 87 e 91) nelle due subfacies in questione esso è in equilibrio con plagioclasio della composizione fra 25 e 45% An. Siccome il plagioclasio delle rocce esaminate arriva fino a 70% An, è perciò quasi sicuro che esso si trova in stato di equilibrio instabile per mancanza di possibilità di reazione.

La varietà 5*b*, che si differenzia dalla 5*a* unicamente per la mancanza del granato, risulta da un'argilla non abbastanza ricca di Fe per potere formare almandino.

Più interessante e complessa è la variatà 5*c*, che contiene i tre alumosilicati granato, distene e staurolite. Consideriamo dapprima la *staurolite:* secondo WINKLER (op. cit., p. 87) la sua formazione marca l'inizio della facies dell'anfibolite a almandino, secondo la reazione:

$$(8)\quad \underset{\text{cloritoide}}{5\,FeAl_2SiO_6\cdot H_2O} + \underset{\text{quarzo}}{2\,SiO_2} \rightleftharpoons \underset{\text{staurolite}}{2\,FeAl_4Si_2O_{11}\cdot H_2O} + \underset{\text{almandino}}{Fe_3Al_2Si_3O_{12}} + 3\,H_2O$$

La sua stabilità coincide con la subfacies a staurolite–almandino, comprendente le tre paragenesi:

1. quarzo + distene + muscovite ± paragonite + staurolite ± plagioclasio ± biotite
2. quarzo + staurolite + almandino + muscovite ± paragonite ± plagioclasio ± biotite
3. quarzo + muscovite + biotite + almandino ± plagioclasio ± epidoto

Secondo WINKLER (1967, pp. 104 sgg.) è inoltre possibile anche la paragenesi: distene + staurolite + almandino (senza biotite). In questa subfacies la presenza contemporanea di distene e almandino sarebbe impossibile ed essa apparirebbe solo nella subfacies susseguente, quella a distene–almandino–muscovite, grazie all'instabilità della staurolite, che reagisce col quarzo a formare distene e almandino secondo la reazione

$$(9)\quad \underset{\text{staurolite}}{3\,FeAl_4Si_2O_{11}\cdot H_2O} + \underset{\text{quarzo}}{2\,SiO_2} \rightleftharpoons \underset{\text{almandino}}{Fe_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{distene}}{5\,Al_2SiO_5} + 3\,H_2O$$

con le due paragenesi:

4. muscovite + distene + almandino + quarzo + plagioclasio + epidoto
5. muscovite + biotite + almandino + quarzo + plagioclasio + epidoto

Considerando le rocce in questione della regione del Campolungo abbiamo la seguente distribuzione dei tre alumosilicati: in tre casi la paragenesi 4 (almandino–distene), in un caso la paragenesi 2 (almandino–staurolite), mentre in due casi abbiamo la paragenesi con i tre alumosilicati almandino–staurolite–distene, con i tre minerali nello stesso straterello o addirittura a contatto fra di loro. In alcuni casi la staurolite si trova completamente racchiusa in granato o distene, un relitto corazzato in condizione di equilibrio instabile, che non ha potuto reagire secondo la reazione (9) a formare distene e almandino per la mancanza di quarzo; in altri casi essa si trova nella pasta fondamentale a contatto con quarzo: questo caso, frequente se non addirittura caratteristico delle Alpi Ticinesi (cfr. E. NIGGLI 1960; E. & C. R. NIGGLI 1965), viene spiegato da WINKLER (1965, p. 159) ammettendo forti pressioni che hanno permesso un allargamento del campo di esistenza della staurolite a temperature più alte; TRÖGER (1967, p. 299) postula invece condizioni fisiche esattamente al passaggio fra le due subfacies.

Riassumendo le considerazioni che riguardano la metamorfosi, si può affermare che il gruppo degli scisti filladici è quello che ha reagito con maggiore sensibilità agli influssi metamorfici, raggiungendo anche se solo sporadicamente, le paragenesi stabili corrispondenti al grado massimo di metamorfosi, quello della subfacies a distene–almandino–muscovite della facies dell'anfibolite a almandino, del tipo di Barrow (paragenesi 4 e 5), molto probabilmente a condizioni di pressione di intensità abnorme. Che questo grado massimo di intensità della metamorfosi sia stato raggiunto passando attraverso più fasi di intensità crescente lo dimostra la presenza di «relitti corazzati» (ilmenite, zoisite, parzialmente epidoto, staurolite) e la zonarità di alcuni plagioclasi. L'ultima fase, quella diaftoretica, con cloritizzazione della biotite, in questo gruppo ebbe sviluppo minimo, forse per la mancanza di una sufficiente circolazione di H_2O in quella fase tarda della metamorfosi, probabilmente per la maggior incompetenza dei Calcescisti, e in particolare di questo gruppo, rispetto ai gneiss del cristallino antico, e perciò meno soggetti allo stress determinante la diaftoresi.

6. Quarziti scistose sporadicamente calcarifere o granatifere

Le quarziti vere e proprie nella formazione dei Calcescisti sono alquanto rare e sempre di potenza modesta, non superante la ventina di metri. Gli affioramenti principali sono quattro: il primo tra l'A. Tremorgio e la Brusada, il secondo nel pendio a nordovest dell'A. Pianascio, il terzo nei Calcescisti a nord del cristallino antico di S. Giorgio e l'ultimo ai piedi del Trias del Lambro (cfr. la carta geologica, tav. I). Le quarziti si riconoscono facilmente sul terreno per il loro colore grigio chiaro verdognolo che spicca fra i micascisti calcariferi di colore bruno terra. Esse sono da debolmente a intensamente scistose, con superficie di scistosità piana o pieghettata, coperta da muscovite argentea. Il tono verdognolo le è conferito dall'epidoto. L'alterazione è sempre minima e si limita a una patina a chiazze ferruginosa. Localmente alcuni straterelli hanno una struttura superficiale spugnosa dovuta al dilavamento della calcite.

Al microscopio (4 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	quarzo (65–90), muscovite (1–25)
Comp. sub. comuni:	biotite (0–3), epidoto (1–10), clorite (0–2)
Comp. sub. sporadici:	granato (0–10), staurolite (0–1), orneblenda (0–3), scapolite (0–5), plagioclasio (0–1), calcite (0–8)
Comp. acc.:	pirite e limonite (1–2), ilmenite, tormalina, titanite, rutilo, apatite, zircone (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Quarzo. A grana variabile da fine a piccola, però omogenea nei singoli affioramenti, esso si presenta in grani da isometrici a debolmente elongati nel senso della scistosità, poligonali o debolmente lobati se a contatto con epidoto o granato; esso ha estinzione uniforme, ondulata o a campi. Localmente si concentra in lenti a grana media di secrezione idrotermale.

Muscovite. Esili lamine con la faccia (001) piana, lunga da 0,2 a 0,4 mm. Di regola allineata in cordoncini paralleli, altrimenti isolata, inter- o intragranulare nel quarzo. Localmente le lamine sono ondulate, con estinzione a ventaglio.

Biotite. Delle stesse dimensioni della muscovite, essa si presenta però in foglietti più tozzi e maggiormente lobati e sfrangiati. Il pleocroismo è quello solito dei Calcescisti, cioè da bruno fulvo a bruno pallido. Spesso ondulata e parzialmente cloritizzata.

Epidoto. A grana piccola esso è rappresentato prevalentemente dalla pistacite, con debole pleocroismo giallo. I grani sono idioblastici, colonnari, oppure ovali o scheletrici per le inclusioni di quarzo. Forma straterelli monomineralici o aggregati irregolari nei lettini con granato.

Clorite. Laminette intensamente pleocroitiche, da verde erba a verde pallido, e con carattere ottico positivo: si tratta di *proclorite magnesiaca*, pseudomorfa su biotite, granato o orneblenda.

Granato. A grana piccola i fenocristalli sono ameboidi o scheletrici o addirittura ridotti a un reticolo intergranulare tra il quarzo, raramente idioblastici, con sezioni esagonali. Ha colore rosa, ciò che indica la prevalenza dell'almandino. Localmente esso è cloritizzato o trasformato in epidoto.

Staurolite. I fenocristalli di staurolite sono essi pure xenoblastici, cribrosi, ricchi di inclusioni di quarzo. Il pleocroismo è marcato, da giallo intenso a giallo pallido. La grana è piccola.

Orneblenda. A grana piccola essa si trova concentrata in sottili lettini in grani da ipidioblastici a xenoblastici, lobati da quarzo, calcite, biotite, epidoto, clorite, includenti quarzo, minerali metalliferi, calcite, apatite. È parzialmente trasformata in clorite. Il pleocroismo è distinto, da verde intenso a verde chiaro, talvolta con un tono violetto. La sfaldatura è ottimamente sviluppata. Le misurazioni al tavolino universale confermano che si tratta di *orneblenda comune* (Z/c = 16–19°, $2V$ = —76°, —80°).

Plagioclasio. I fenocristalli, che raggiungono 2 mm di diametro, possiedono le caratteristiche tipiche del plagioclasio dei Calcescisti. La composizione è di 26% An (con geminati lamellari secondo la legge dell'albite). Come al solito è ricchissimo di inclusioni. Non è mai fresco, ma bensì trasformato in un aggregato feltriforme di scapolite.

Scapolite. Essa ha grana fine o finissima e si presenta in grani xenoblastici lobati dal quarzo e con gli stessi caratteri della scapolite contenuta nei micascisti calcariferi. Essa deriva senza dubbio dal plagioclasio, come lo dimostrano in particolare gli aggregati feltriformi racchiusi in plagioclasio.

Calcite. Essa si presenta in grani estremamente ameboidi, a funzione «riempitiva», con grana variabile a seconda del settore in cui si trovano: fine se nella pasta fondamentale (e più precisamente nei lettini a orneblenda), media se nelle lenti leucocratiche con quarzo. Essa include quarzo granulare e possiede una superficie torbida, brunastra, conferitagli da una sottile pellicola di limonite sui piani di sfaldatura e sui margini.

Gli altri minerali e cioè: pirite, limonite, ilmenite, tormalina, titanite, rutilo, apatite, zircone, non presentano caratteri particolari. Basti notare che essi sono concentrati in modo particolare nei lettini micacei, salvo l'apatite, più spesso nei lettini quarzitici.

Struttura e tessitura

Per via della prevalenza dei lettini quarzitici la struttura dominante è granoblastica a mosaico, solo localmente con debole implicazione intergranulare. Nei lettini con miche, granato, staurolite e plagioclasio la struttura è lepidoblastica-porfiroblastica, con fenocristalli cribrosi o scheletrici. Nei lettini con orneblenda e epidoto la struttura è invece nematoblastica. Gli influssi meccanici sono locali e si limitano all'estinzione ondulata o a campi del quarzo e all'ondulazione della muscovite. La tessitura varia da debolmente a intensamente scistosa di cristallizzazione, piana o pieghettata, ed è distintamente zonata, con una fitta alternanza di due domini paragenetici rigidamente separati: prevalgono quelli quarzitici, formati essenzialmente da quarzo e da poca muscovite; essi alternano con altri più sottili, di origine argilloso-marnosa, contenenti cioè muscovite, biotite, granato, staurolite, tormalina, epidoto, orneblenda, calcite e poco quarzo.

Discussione

La presenza relativamente abbondante di silicati indica come l'arenaria del sedimento originario non fosse pura, bensì abbastanza ricca di intercalazioni argillose (ora sotto forma di lettini con miche, granato, staurolite, plagioclasio e scapolite) e di altre, più rare, di marne ricche di Fe (ora sotto forma di lettini a orneblenda comune e pistacite).

Il grado di *metamorfosi* massima è definito dalla presenza della staurolite e dell'almandino: si tratta della subfacies a staurolite–almandino della facies dell'anfibolite a almandino, con le paragenesi: *a)* quarzo + staurolite + almandino + muscovite + plagioclasio + biotite (lettini di origine argillosa) e *b)* quarzo + epidoto + orneblenda ± almandino (lettini di origine marnosa). La fase diaftoretica è marcata, con cloritizzazione parziale di biotite, granato e orneblenda: ciò appare logico, se si considera che le quarziti sono più competenti delle rocce incassanti e quindi più soggette allo stress che provoca la diaftoresi. Per la genesi della scapolite si rimanda alle considerazioni fatte ai micascisti calcariferi contenenti scapolite.

7. Micascisti fino gneiss scistosi bruni a due miche e granato

L'unico banco di questa roccia raggiunge una trentina di metri di potenza massima ed è intercalato concordantemente nei Calcescisti, verso la base, e si estende da Costello a ovest, passa per la Cima di Filo e scompare a cuneo verso est all'intaglio superiore del Ri Foch (cfr. la carta geologica, tav. I). Esso è già parzialmente riportato da HASLER (1949, carta geol., tav. IV; fig. 27, profilo a est e p. 145) quale unico affioramento a Costello: l'autore lo mette però erroneamente a contatto diretto con le cariate triassiche e lo interpreta come nucleo rovesciato di una scaglia di cristallino antico del Campo Tencia, come nel caso del cristallino antico incluso nel Trias a nord di Pianascio. Io stesso in un lavoro precedente (BIANCONI 1965, fig. 1, p. 572) lo avevo attribuito al cristallino antico del Campo

Tencia per via del suo aspetto gneissico, macroscopicamente analogo a quello dei micascisti quarzitici del Campolungo. Ora, durante lo studio microscopico dei campioni sono emerse alcune proprietà che sono caratteristiche ed esclusive dei Calcescisti (cfr. la descrizione microscopica che segue), così che bisogna senz'altro attribuirlo alla formazione dei Calcescisti e considerarlo un'intercalazione stratigrafica normale. D'altra parte esso è racchiuso negli scisti filladici nero-violetti a due miche, plagioclasio e granato, e in fondo ne rappresenta una variante priva di calcite, più ricca di quarzo e più povera di plagioclasio. Macroscopicamente esso ha un aspetto gneissico scistoso, che appunto ricorda alcuni tipi litologici del cristallino antico del Campo Tencia, intensa scistosità, piana o ondulata, colore bruno-violetto e alterazione superficiale ferruginosa. Esso è ricco di lettini di quarzo, alternanti con altri di mica, su cui spicca la biotite, in grossi foglietti bruni e minuscoli granati rosa. Localmente esso contiene lenti di quarzo a grana grossolana, concordanti.

Al microscopio (4 sezioni sottili) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	quarzo (0–75), muscovite (10–35), biotite (10–45)
Comp. sub.:	plagioclasio (2–8), epidoto (0–8), granato (0–10), distene (0–6), staurolite (0–1), clorite (0–1)
Comp. acc.:	minerali metalliferi (0–3), tormalina (0–1), grafite (0–1), rutilo, apatite, zircone (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Quarzo. Esso si presenta come al solito in due generazioni: la prima, quale componente essenziale della pasta fondamentale, in xenoblasti a grana fine, debolmente lobati, con estinzione ondulata e margini spesso determinati dalla muscovite: la seconda, a grana media-grossolana, nelle lenti concordanti di segregazione idrotermale, in grani a compenetrazione addentellata ed estinzione a campi o ondulata.

Muscovite. In laminette esili, spesso concentrate in allineamenti lenticolari. Essa include cordoncini elicitici di grafite. La grana varia da fine a piccola.

Biotite. Essa si presenta in porfiroblasti (lunghi da 0,5 a 2 mm) in forma di foglietti per lo più intensamente lobati dal quarzo, con pleocroismo intenso da bruno rossiccio a bruno pallido, con la faccia (001) tendente all'idiomorfia, le altre lobate o sbrindellate. Essa include quarzo, clinozoisite, zircone, rutilo, grafite, e racchiude parzialmente il distene. È spesso attraversata obliquamente da lamine esili di muscovite, orientate secondo piani di taglio. Localmente si riconoscono due stadi di crescita: infatti fenocristalli includono lamine più piccole di biotite, esse pure orientate obliquamente rispetto al fenocristallo. Essa localmente è cloritizzata.

Plagioclasio. Esso si presenta in fenocristalli dalla grana piccola a media, dalle forme xenoblastiche da lobate a ameboidi, cribrosi, con inclusioni di muscovite, pirite, epidoto, biotite, rutilo, quarzo, grafite in cordoncini elicitici, pieghettati. La composizione varia tra 27 e 36% An, con geminati lamellari secondo la legge del periclino, raramente dell'albite. Localmente la composizione è zonata, con nucleo di 27% An e guscio di 36% An.

Epidoto. Prevale la clinozoisite, colonnare, elongata secondo lo asse *b*, mentre la pistacite è molto più rara, in grani tendenti all'isometria. L'epidoto è concentrato in lettini a muscovite e plagioclasio.

Granato. I fenocristalli raggiugono il diametro di 1,5 mm; i più piccoli sono idioblastici, i più grossi, specie se a contatto con il distene, sono solo parzialmente idioblastici, avendo essi alcune facce lobate da distene e quarzo. Esso ha struttura cribrosa per le inclusioni comprendenti quarzo, ilmenite, rutilo e cordoncini pieghettati di grafite. Esso non ha subito nessuna rotazione.

Distene. Esso è lungo fino a 2 mm, è ipidiomorfo rispetto al granato, dal quale viene debolmente compenetrato ed ha forme scheletriche con inclusioni di biotite, apatite e quarzo.

Staurolite. Raggiunge al massimo 0,5 mm di diametro e si presenta in xenoblasti cribrosi con inclusioni di quarzo, che localmente la compenetra. Essa mostra il caratteristico pleocroismo da giallo limone a giallo pallido. Si trova a contatto contemporaneamente con granato e distene.

Clorite. Essa è pseudomorfa su biotite, ha colore verde pallido, carattere ottico positivo e birifrangenza molto bassa: si tratta quindi di *proclorite magnesiaca.*

Minerali metalliferi. In massima parte *pirite,* parzialmente o completamente limonitizzata, in aggregati di grumi molto stirati nel senso della scistosità. Localmente *ilmenite,* inclusa in granato o ai margini del rutilo.

Tormalina. Fino a 1,5 mm di diametro. Essa si presenta in idioblasti a sezioni a nove o sei facce, dal colore verde oliva, spesso zonato, con colore più intenso al nucleo: nella zona di passaggio tra il nucleo e il guscio si trova spesso della grafite. Localmente essa è stata sottoposta a intensi fenomeni di cataclasi, che si esplicano nell'estinzione ondulata, in marcate incrinature perpendicolari all'asse *c*, o in forme lenticolari.

Grafite. Essa è concentrata in cordoncini paralleli spesso pieghettati, nei lettini micacei o nel plagioclasio, che evitano la biotite, circondandola in pieghette fluidali.

Rutilo. In grani a forma di chicco ai margini della biotite o a contatto coi minerali metalliferi. Localmente esso forma aggregati lanceolati inclusi parzialmente in granato, gli stessi come negli scisti filladici.

Apatite. Nei cordoncini muscovitici con il plagioclasio, in grani lobati dai contorni tondeggianti.

Zircone. Granelli minuti inclusi in biotite, senza alone pleocroitico; localmente i grani sono attorniati da un alone pleocroitico; secondo SCHWANDER & WENK (1965) si tratterebbe in questo caso di *monazite.*

Struttura e tessitura

La tessitura è scistosa di cristallizzazione, intensa, piana o pieghettata, ed è inoltre caratterizzata dall'alternanza ritmica dei vari domini paragenetici: lettini quarzitici (a struttura granoblastica, a mosaico o con compenetrazione intergranulare da debole a marcata); lettini micacei, specie di biotite (a struttura lepidoblastica, parzialmente porfiroblastica, con orientazione delle miche in subparallelo o irregolare, con fenocristalli obliqui o addirittura ortogonali al piano di scistosità); infine lettini a muscovite, plagioclasio, epidoto, granato, distene e staurolite (a struttura di fondo lepidoblastica, su cui si inseriscono i fenocristalli in parte intensamente cribrosi di plagioclasio, granato, ecc.).

Discussione

I criteri che permettono di attribuire questo tipo litologico alla formazione dei Calcescisti e che lo differenziano dalle rocce analoghe del cristallino antico del Campo Tencia sono i seguenti: il pleocroismo della biotite (da bruno rossiccio a bruno pallido), tipico della biotite dei Calcescisti; la predominanza della clinozoisite sulla pistacite; lo sviluppo morfologico e chimico del plagioclasio, nei tipici fenocristalli ameboidi «farciti», ricchissimi di inclusioni elicitiche; la presenza, sebbene in quantità molto minore che negli scisti filladici nero-violetti, di grafite, in cordoncini paralleli, inclusi eliciticamente nei fenocristalli di plagioclasio e granato; e infine gli aggregati lanceolati di rutilo, con una forma discontinua che copia quella dell'ilmenite inclusa nel granato, oltre alla presenza dell'ilmenite stessa quale relitto nel granato. A conforto della nostra interpretazione esiste un caso del tutto analogo nelle rocce della Zona mesozoica di Soja: EGLI (1966, pp. 106 sgg.) descrive «(Biotit-)Muskowitschiefer bis (Biotit-)Muskowitplagioklasschiefer» che hanno esattamente la stessa composizione mineralogica, quali sottili intercalazioni nei Calcescisti di quella Zona mesozoica. Queste rocce sono quindi i derivati metamorfici di intercalazioni stratigrafiche normali, formate di argille molto povere di Ca (poco plagioclasio che raggiunge al massimo 36% An, poco epidoto, mancanza totale di calcite libera) e con frequenti lettini arenacei: questi sedimenti si differenziano da quelli che dettero origine agli scisti filladici (cfr. tipo n° 5) solo per la mancanza della componente marnosa e per la quantità molto minore di sostanza carboniosa.

L'analogia chimica con gli scisti filladici nero-violetti si esplica altresì nel grado di *metamorfosi,* che è esattamente lo stesso, con le medesime paragenesi mineralogiche; quindi per i dettagli si rimanda senz'altro a quelli. Basterà ricordare che il grado massimo di metamorfosi raggiunto corrisponde alla subfacies a distene–almandino–muscovite della facies dell'anfibolite a almandino.

8. Scisto anfibolico a biotite a struttura chenopoditica

Sul culmine della Cima di Filo, 200 m a nord del Passo di Cadonighino, il micascisto appena descritto è seguito (separato da ca. 10 m di detrito) da 2 m di uno scisto anfibolico a biotite, intercalato da straterelli di carbonato: si tratta dell'unico ritrovamento in tutti i Calcescisti della regione studiata. Macroscopicamente esso si presenta come uno scisto tabulare di colore verde oscuro, a grana fine, con piano di scistosità occupato da un intreccio regolare di orneblenda con abito aciculare-colonnare, con struttura chenopoditica messa in rilievo dall'alterazione che ha dilavato la calcite. I cristalli di orneblenda sono lunghi al massimo 1 cm.

Al microscopio (1 sezione sottile) si ha la seguente:

Composizione mineralogica

Comp. princ.:	orneblenda (30), biotite (25), quarzo (25), calcite (10)
Comp. sub.:	plagioclasio (6), clinozoisite (1), clorite (2)
Comp. acc.:	minerali metalliferi (1), apatite, titanite, rutilo (meno di 1)

Descrizione dei componenti

Orneblenda. Essa ha grana variabile da media a grossolana e si presenta in fenocristalli raramente idioblastici, bensì solitamente lobata e sfrangiata per la compenetrazione reciproca dei grani adiacenti o per la compenetrazione con la biotite. Essa mostra perfetta sfaldatura e un marcato pleocroismo da verde azzurrognolo a verde pallido; l'estinzione (determinata al tavolino universale) è uguale a $Z/c = 20°$: si tratta quindi di *orneblenda comune.* Essa include calcite, biotite, quarzo, rutilo, minerali metalliferi, titanite, sempre in minime quantità. Sebbene sia spesso a contatto con la biotite, non si può affermare che questa risulti dalla trasformazione dell'orneblenda; mentre è chiara la genesi diaftoretica della clorite, pseudomorfa su orneblenda.

Biotite. Lamine rette che raggiungono dimensioni notevoli (1 mm). Il pleocroismo va da bruno olivastro a bruno biondo. Essa include rutilo, titanite, minerali metalliferi. Tende a concentrarsi in straterelli continui frammisti a orneblenda.

Quarzo. Esso si presenta in due generazioni: la prima, a grana fine, in grani poligonali o debolmente lobati, nella pasta fondamentale assieme a orneblenda, biotite e plagioclasio; la seconda, a grana piccola-media, in lenti concordanti monomineraliche di segregazione idrotermale.

Calcite. In grani ameboidi (a grana piccola) con margini determinati dall'orneblenda. Essa presenta perfetta sfaldatura romboedrica, raramente i geminati lamellari, sempre piani.

Plagioclasio. I grani xenoblastici tendenti all'isometria sono spesso intensamente lobati o ameboidi e raggiungono 0,5 mm di diametro. Il plagioclasio è «farcito», richissimo di inclusioni, comprendenti tutti gli altri minerali, salvo l'orneblenda e la clorite. La geminazione lamellare è piuttosto rara, secondo le leggi dell'albite, del periclino o di ambedue. Esso è sempre limpido, fresco e presenta estinzione uniforme. La composizione varia tra 24 e 28% An.

Clinozoisite. Grani singoli inclusi in plagioclasio, biotite o orneblenda, idioblastici, debolmente colonnari. A grana finissima-fine.

Clorite. Essa è chiaramente diaftoretica da orneblenda e si presenta in laminette piane o ondulate in aggregati raggiati. Essa presenta un marcato pleocroismo da verde erba a verde quasi impercettibile, bassa birifrangenza (colori d'interferenza grigi di I ordine) e carattere ottico positivo, ciò che indica trattarsi di *proclorite magnesiaca.*

Minerali metalliferi. Si tratta di *pirite,* per lo più xenoblastica, con forme determinate dagli intrecci di orneblenda e biotite, localmente limonitizzata ai margini, e di *ilmenite,* aciculare, a contatto con la titanite. A grana fine.

Apatite. In grani minuti (0,2 mm di diametro), limpidi, ovoidali, sparsi senza concentrazioni particolari nella pasta fondamentale.

Titanite. In grani subidioblastici o xenoblastici ai margini o inclusi in orneblenda.

Rutilo. Minuti idioblasti aciculari o colonnari, limpidi, di colore giallo miele, sparsi senza concentrazioni particolari nella pasta fondamentale.

Struttura e tessitura

La tessitura è debolmente scistosa di cristallizzazione e si manifesta nell'orientazione seppure imperfetta, della biotite e in parte dell'orneblenda, che giace con l'asse maggiore nel piano di scistosità. Essa è pure vagamente zonata, con concentrazioni diffuse di orneblenda, alternanti con altre con maggior ricchezza di biotite e altre quasi quarzitiche. Localmente essa assume un aspetto lenticolare per la presenza dei secreti idrotermali. La struttura è nematoblastica-lepidoblastica con una pasta fondamentale granoblastica solitamente con forte implicazione ameboide. L'orneblenda giace con l'asse cristallografico *c* nel piano di scistosità ma orientato su questo più o meno statisticamente in tutte le direzioni, formando così delle strutture vagamente chenopoditiche, non regolari come nei «Garbenschiefer» (ad es. quelli della Tremola): da questa struttura, combinata con la cattiva orientazione della biotite, risulta un intreccio fra i due minerali con intensa compenetrazione intergranulare. La grana è debolmente eterogenea, nel senso che i componenti melanocratici hanno una grossezza della grana di poco maggiore di quella dei componenti leucocratici.

Discussione

Questo tipo di roccia è senz'altro attribuibile alla formazione dei Calcescisti, innanzitutto perchè esso è associato direttamente al micascisto descritto al tipo precedente e di cui si è potuto dimostrare sulla base di criteri litologici la sua appartenenza ai Calcescisti: si tratterebbe cioè di una intercalazione stratigrafica normale di tipo alquanto particolare e di estensione molto ridotta, in origine una lente di marna debolmente dolomitica intercalata fra l'argilla arenacea (che metamorfosata ha dato luogo ai micascisti fino gneiss scistosi bruni a due miche e granato) e le argille marnose (che metamorfosate sono state trasformate negli scisti filladici nero-violetti). D'altra parte nei Calcescisti cosiddetti pennidici sono già noti alcuni affioramenti di rocce del tutto uguali al tipo qui descritto: tra Ossasco e Pianazzo a quota 1450 m, sulle pendici ovest e sud del Pizzo di Vespero a quota 2260 m

(PREISWERK 1918, p. 48) e a Casinello, a ovest dell'A. Cristallina (BURCKHARDT 1942, p. 127), tutt'e tre in Valle Bedretto. PREISWERK (op. cit.) li riporta quali «mesozoische Hornblendegarbenschiefer», una varietà delle «granatführende graue und schwarze Phyllite»; BURCKHARDT (op. cit.) li descrive come «Chänopoditführende Glimmerschiefer und Phyllite», contenenti appunto orneblenda comune, parzialmente trasformata in biotite, oltre a granato.

Il grado di *metamorfosi* di questa roccia non è direttamente definibile, per via della mancanza di paragenesi critiche. L'associazione orneblenda + biotite + plagioclasio (oligoclasio basico) è probabilmente da riferire alla subfacies a distene–almandino–muscovite della facies dell'anfibolite a almandino, grado che coinciderebbe con quello ben documentato delle rocce confinanti. Anche in questo caso la presenza dell'epidoto, probabilmente in equilibrio instabile e corazzato in plagioclasio, orneblenda e biotite, indica la presenza di una fase precedente, di minore intensità (facies degli scisti verdi). La fase diaftoretica tocca unicamente l'orneblenda, parzialmente trasformata in clorite.

9. Vene e lenti di secrezione idrotermale

Dalle precedenti descrizione litologiche dei vari tipi di roccia dei Calcescisti risulta chiaramente come quasi tutti siano accompagnati in quantità più o meno abbondanti da lenti leucocratiche concordanti formate da quarzo e calcite a grana media-grossolana; che in alcuni tipi assumono una tale importanza quantitativa da diventarne la caratteristica strutturale dominante (cfr. tipo. n°3). Queste lenti, che hanno dimensioni dell'ordine di grandezza fra il cm e il dm, sono le più comuni, sia per estensione che per frequenza.

Accanto alle lenti descritte affiorano, sebbene più raramente, potenti vene di quarzo filoniano ad andamento lenticolare, che possono essere concordanti o nettamente discordanti: alcune di esse sono state sfruttate per il loro contenuto di quarzo pressocchè puro (cfr. DE QUERVAIN 1949, pp. 234 sgg.; KÜNDIG & DE QUERVAIN 1953, p. 153). Esse raggiungono uno sviluppo particolarmente pronunciato nelle regione circostante il Lago Tremorgio. Si è studiato un esempio affiorante alle Garolge, 600 m a est della capanna del Tremorgio. Qui il quarzo si presenta in quattro vene incassate nei micascisti calcariferi, con andamento lenticolare, giacitura parallela alla scistosità e localmente con strutture a «boudin». Verso i margini esse includono spesso porzioni della roccia incassante. Il quarzo filoniano è praticamente puro, accompagnato sporadicamente da rare pellicole di clorite, muscovite e pirite, questa solitamente ossidata. La calcite manca praticamente del tutto, salvo alle estremità delle vene, in cui essa si presenta sotto forma di grumi glandolari. L'estensione complessiva delle vene, parallele e separate da esili banchi di micascisto calcarifero, è di ca. 20 m di potenza su ca. 30 m di lunghezza.

Al microscopio il *quarzo* si presenta con grana molto grossolana, eterogenea, dai margini finemente suturati, dalle forme lenticolari o nastriformi irregolari, con estinzione a campi o a scacchiera, ricchi di inclusioni di bollicine di liquido o gas, ordinate in cordoncini. Il quarzo, che forma il 99–100% del volume, è accompagnato da rarissime lamine di *muscovite*, la quale presenta le solite caratteristiche.

Un ultimo tipo è rappresentato da filoni di calcite a grana grossolana, che sono concentrate sulla riva est del Lago Tremorgio: è in una di queste che nel 1930 C. TADDEI (1937, pp. 94 sgg.) scoperse il giacimento di scapolite ben cristallizzata, descritto in tutti i particolari da JAKOB et al. (1931) e recentemente ripreso da GROSS (1966, pp. 89 sgg.). Le vene sono praticamente monomineraliche, formate essenzialmente da calcite in grossi romboedri, facilmente fissibile secondo la sfaldatura romboedrica, di colore bianco e lucentezza quasi madreperlacea se fresca, di colore bruno se alterata. Il contatto tra le vene e la roccia incassante (solitamente si tratta di micascisti calcariferi) è localmente occupato da lettini di biotite a grana grossolana. Il quarzo appare solo sporadicamente, sotto forma di piccole inclusioni lenticolari attorniate dalla calcite.

Al microscopio la *calcite* si presenta in grani tendenti all'isometria, con facilissima sfaldatura romboedrica e geminati lamellari, ambedue piane, con margini da piani a intensamente addentellati. La grana varia da molto grossolana a gigante. L'estinzione è uniforme. Essa include quarzo, biotite, pirite, oltre a pellicole di limonite lungo i piani di sfaldatura, che le conferiscono il colore bruno.

Un piccolo romboedro di calcite del giacimento di scapolite del Lago Tremorgio è stato analizzato ai raggi X (sistema de Wolff, sostanza di riferimento Si, radiazione CuK_α): dal diagramma risulta trattarsi prevalentemente di *calcite* (con valori che si avvicinano sensibilmente a quelli standard); accanto alle linee della calcite figurano alcune linee debolissime e diffuse dell'*ankerite:* essa, invisibile a scala microscopica, è quindi probabilmente inclusa in grani submicroscopici nella calcite, comunque in quantità senz'altro non superiori al 5%.

VII. Considerazioni riassuntive sulla metamorfosi

In questo capitolo sono esposte le considerazioni di carattere generale sulla metamorfosi: prima di affrontare il problema centrale, quello sul suo grado e sviluppo, sarà però utile discutere la ripartizione geografica e la variazione del chimismo di alcuni minerali e le relazioni tra la cristallizzazione e la tettonica, due aspetti particolari che sono senz'altro in rapporto diretto con la metamorfosi. Tutte le considerazioni si limitano alle rocce sicuramente mesozoiche, che rispetto a quelle pretriassiche (o più esattamente anteriori al Carbonifero superiore) presentano il vantaggio di avere subito unicamente la metamorfosi legata all'orogenesi alpina.

A. Considerazioni sui singoli minerali

1. Plagioclasio

Il contenuto di An dei Plagioclasi è stato determinato mediante l'uso del tavolino universale; sono note le limitazioni di questo metodo nei termini estremamente basici (tra 70 e 100% An), dove la determinazione è legata a un forte errore (WENK 1962). I valori superiori a 70% An riportati in questo lavoro sono perciò da considerare puramente indicativi: la determinazione del valore esatto avrebbe richiesto l'uso della microsonda a elettroni. Nella fig. 64 è riportato il contenuto di An di 191

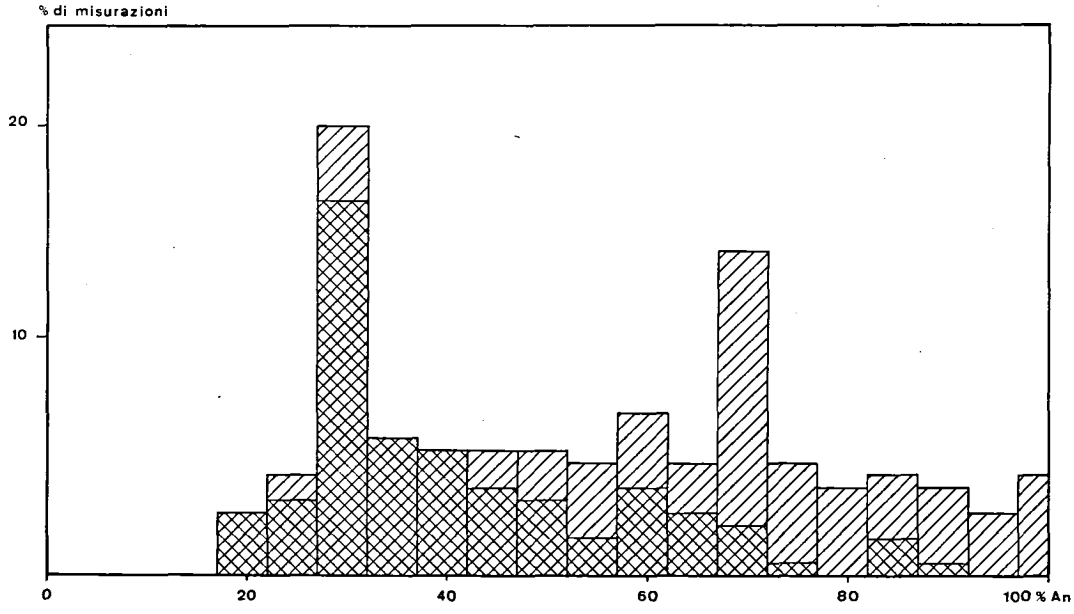


Fig. 64: Variazione del contenuto di An dei plagioclasi delle rocce mesozoiche (191 misurazioni). Tratteggio semplice: rocce triassiche; tratteggio incrociato: rocce dei Calcescisti.

plagioclasi delle rocce mesozoiche (Trias e Calcescisti), con gli stessi intervalli usati da E. WENK (1962, fig. 2, p. 146). Dall'istogramma risultano con evidenza i due massimi a 30 e a 70% An, mentre il limite a 50% An non è marcato da un massimo: risultati che concordano con quelli a carattere regionalmente più vasto di E. WENK (op. cit.). Sulla geminazione dei plagioclasi si possono fare le seguenti osservazioni: i plagioclasi delle rocce triassiche sono geminati secondo la legge dell'albite o quella del periclino (senza regolarità particolari), mentre i plagioclasi dei Calcescisti per la stragrande maggioranza sono geminati secondo la legge del periclino o quelle dell'abite e del periclino incrociate, raramente secondo quella dell'albite sola. I singoli tipi di geminazione non prediligono un determinato chimismo. Gli individui a costrutto zonare sono relativamente rari, specie nelle rocce triassiche, e quasi sempre di determinazione difficile o impossibile; il costrutto è sempre quello antizonare, con involucro più basico del nucleo: i passaggi tra i due settori sono per lo più graduali. La variazione del chimismo del plagioclasio all'interno di una singola roccia è sempre regionale, mentre nell'ambito del campione essa è compresa entro limiti molto più stretti, al massimo attorno a 10% An.

Com'è noto, il contenuto di An dei plagioclasi a determinate condizioni fisiche è una funzione del chimismo della roccia e i valori più alti sono raggiunti nella paragenesi calcite–plagioclasio (cfr. E. WENK 1962). Considerando le rocce mesozoiche della regione del Campolungo, quasi tutte con calcite, risulta con evidenza una notevole variazione del contenuto di An dei plagioclasi (cfr. la tab. 49): ad es. i valori più alti (fino a 100% An) vengono raggiunti nelle rocce triassiche (dolomie a flogopite, dolomie a grammatite), mentre nelle rocce dei Calcescisti il limite di 70% An viene superato solo eccezionalmente e per esempio nei marmi, le rocce calcitiche per eccellenza, il plagioclasio possiede valori compresi tra 30 e 85% An, o nei micascisti calcariferi, pure molto ricchi di calcite, tra 27 e 70% An. La variazione del contenuto di An nei Calcescisti è abbastanza regolare regionalmente: i termini più basici (50–70% An) si trovano in prossimità del Trias di Campolungo, quelli intermedi (30–50% An) occupano la regione del Lago Tremorgio e quelli meno basici (18–30% An) si trovano concentrati tra il Tremorgio e il Trias di Rodi–Ogiòra. I valori molto bassi dei plagioclasi delle cariate triassiche sono già stati discussi: le rocce che ora sono ricchissime di calcite, al momento della metamorfosi erano dolomitiche, per cui il plagioclasio non ebbe sufficiente Ca a disposizione per formare termini basici. La variazione del chimismo all'interno di un gruppo litologico non è in funzione della forma del plagioclasio: nei Calcescisti ad es. si hanno fenocristalli ameboidi «farciti» e altri invece poverissimi o senza inclusioni, estremamente elongati nella scistosità; in ambedue i tipi troviamo termini che variano tra 18 e 70% An. E. WENK (op. cit., tav. I) considera questa variazione del contenuto di An dei plagioclasi della paragenesi plagioclasio–calcite la conseguenza di un fronte termico ascendente, discordante rispetto all'edificio tettonico e post-cinematico, la cosiddetta «cupola termica», con centro nella depressione compresa tra le due culminazioni del Lepontinico; nella regione del Campolungo secondo l'autore passerebbe una superficie isotermale di separazione: la regione sudovest è ancora compresa nella zona a massima temperatura (An maggiore di 70), mentre la parte nordest si trova nella seconda area (An tra 50 e 70). Consideriamo ora i nostri risultati (cfr. fig. 65): i valori massimi del contenuto di An (70–100) occupano praticamente senza eccezione le Zone triassiche, in particolar modo quella del Campolungo, specie verso il contatto con il cristallino antico del Campo Tencia. I valori intermedi (30–70) nelle rocce triassiche si riferiscono quasi tutti ai plagioclasi delle cariate, che per le ragioni già esposte non possono essere presi in considerazione per un'indicazione del grado di metamorfosi, come pure quelli del gruppo delle quarziti, che per mancanza di calcite non sorpassano mai il 50% An.

Dalla fig. 65 risulta inoltre chiaramente come il contatto Trias–Calcescisti rappresenti anche una superficie di discontinuità in rapporto al chimismo dei plagioclasi: ad es. all'A. Pianascio, a Costello, al Passo Cadonighino, il plagioclasio nel Trias è bitownite fino anortite, mentre un centinaio di metri più a nord, nei micascisti calcariferi dei Calcescisti, esso è più acido, oligoclasio, andesina o al massimo labradorite. Lo stesso fenomeno si osserva nelle rocce mesozoiche della copertura del cristallino antico di Sambuco: nel Trias il plagioclasio raggiunge termini molto basici (bitownite–anortite), nei Calcescisti adiacenti esso non supera la labradorite. I plagioclasi dei Calcescisti raggiungono i valori massimi attorno al cristallino antico di S. Giorgio.

Tabella 49: *Contenuto di An dei plagioclasi correlato con la presenza di epidoto, calcite e feldspato potassico.*

Roccia (la numerazione corrisponde a quella del testo)		Ep	Cc*	Limiti estremi del % An del plagioclasio	Feldspato potassico (2 V°)
TRIAS					
A. Quarziti	1	+	—	32–42	+ (?)
	2	+	+		+ (54–76)
	3	+	+		+ (52)
	4 = 12				
	5	+	+	50	—
B. Dolomie a flogopite	6	+	+	30–100	+ (42–62)
	7	+	+	90	+ (52–56)
	8	—	+	75	+ (78)
	9	—	+	?	—
	10	—	+	70–100	+ (54–65)
	11	—	+		—
	12	+	+	75–95	+ (50–70)
	13	—	+	30	+ (?)
	14	+	+	40–64	—
C. Dolomie bianche	15	—	(+)		+ (76–78)
	16	—	(+)	55–98	—
	17	—	+	? Ps**	—
	18	—	(+)	? Ps	—
	19	—	+	70	+ (46)
D. Dolomie grigie	20	—	(+)		+ (46)
	21	—	(+)	? Ps	+ (44–51)
	22	—	(+)	? Ps	+ (50–58)
	23	—	+	?	+ (54–60)
E. Dolomie listate	24	—	(+)		+ (48)
F. Dolomie a grammatite	25	—	+		—
	26	—	+		—
	27	—	+	50–100	—
G. Cariate	28	—	+	22–27	—
	29	—	+	30	—
	30	—	+		—
	31	+	+	26	+ (47)
	32	—	+	60	+ (64)
H. Dolomie con fessure rimarginate da Cc	33	—	+		—
I. Marmi	34	+	+		—
	35	—	+		—
CALCESTISTI					
Marmi	1a	+	+	30–62	+ (80)
	1b	+	+	45–85	—
	1c	+	+	?	—
Marmi scistosi-micascisti calcariferi	2	+	+	28–67	—
Idem, con lenti	3	+	+	27–70	—
Idem, con scapolite	4	+	+	20–90	—
Scisti filladici	5a	+	(+)	23–70	—
	5b	+	—	22–43	—
	5c	+	(+)	40–70	—
	5d	+	+	62	—
Quarziti	6	+	(+)	27	—
Micascisti e gneiss	7	+	—	27–36	—
Scisti anfibolici	8	+	—	24–28	—

* (+) = fino al 10% del volume.
** Ps = completamente trasformato in un aggregato feltriforme di natura incerta.

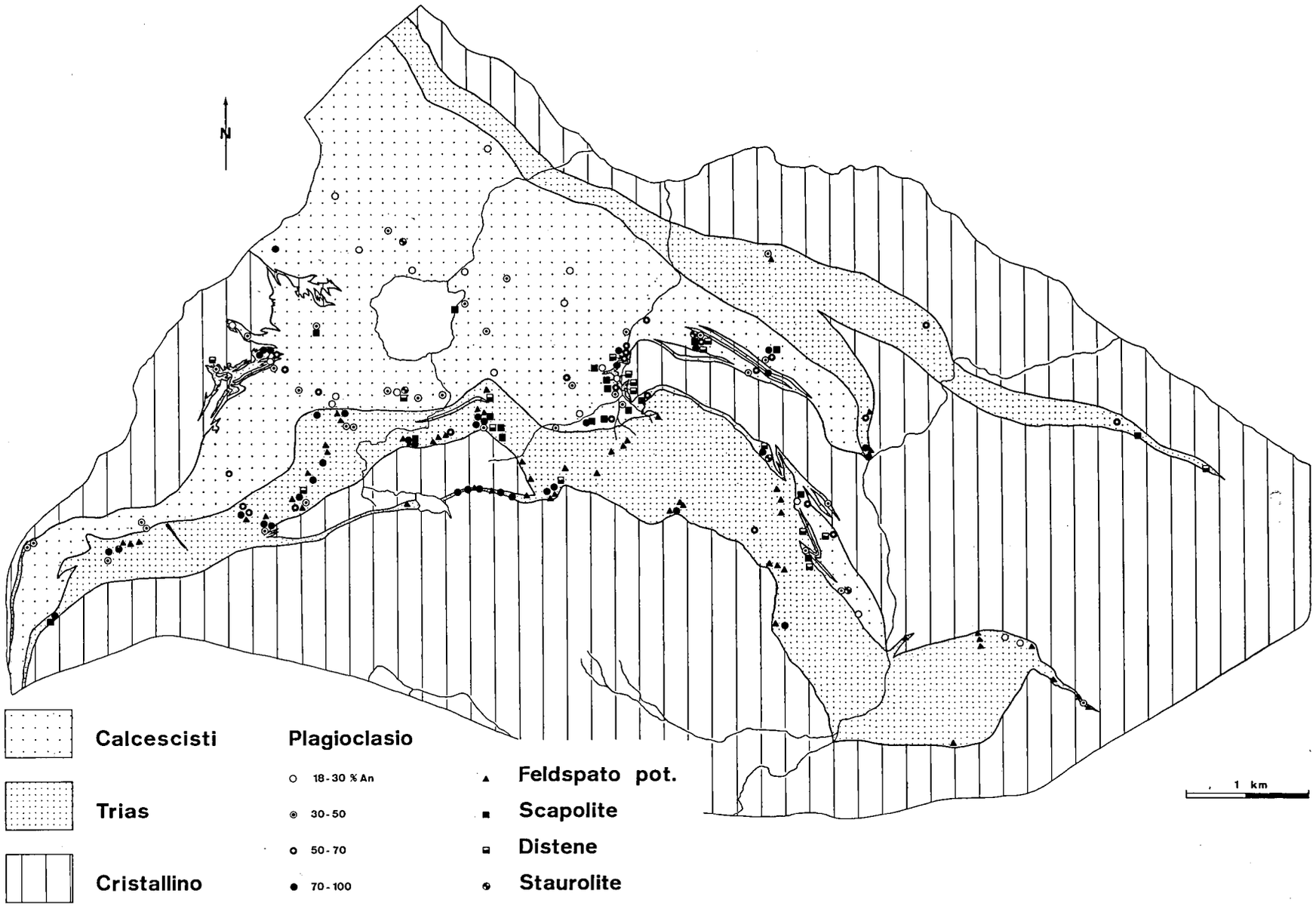


Fig. 65: Distribuzione geografica (e variazione del chimismo nel caso del plagioclasio) di alcuni silicati di formazione alpina.

Le osservazioni appena esposte contrastano in parte con l'interpretazione di E. WENK (op. cit.): ammettendo che i plagioclasi abbiano raggiunto l'equilibrio termodinamico e che quindi il contenuto di An rappresenti il grado di metamorfosi, ne consegue che le superfici di discontinuità del grado di metamorfosi coincidono esattamente con le superfici di separazione tettonica (contatto Trias–Calcescisti) e che quindi il grado di metamorfosi in una certa formazione è direttamente in relazione con la potenza della coltri che la sovrastavano al momento dell'atto orogenetico alpino. Resta comunque aperto il problema del salto improvviso del grado di metamorfosi indicato dal contenuto di An al contatto Trias–Calcescisti, con due possibilità di interpretazione: *a)* al contatto citato avvennero movimenti differenziali di notevole entità (al livello delle cariate), per cui ora si trovano a contatto con il Trias serie di Calcescisti del tutto «alloctone» rispetto al substrato di cristallino antico e di Trias; *b)* ammettendo invece che la serie dei Calcescisti giaccia in posizione stratigrafica normale sul Trias, il grado minore di metamorfosi può essere spegato solo parzialmente con la loro posizione tettonica più alta; il contenuto minore di An dei plagioclasi dipende dal chimismo della roccia, nel senso che oltre alla presenza o meno della calcite in paragenesi col plagioclasio anche altri fattori rivestono un'importanza decisiva al momento della formazione del plagioclasio (presenza o meno di altri minerali con azione catalizzante, in senso positivo o frenante). Delle due possibilità di interpretazione la seconda è la più probabile; infatti, come verrà discusso nel capitolo sulla tettonica, sembrerebbe che i Calcescisti giacciano in posizione stratigrafica normale sul Trias.

2. Feldspato potassico

La presenza del feldspato potassico nelle dolomie del Campolungo è segnalata per la prima volta da LINCK (1907), che lo scoperse nell'intaglio del Lambro: l'autore riporta uno studio morfologico, ottico e chimico particolareggiato. Lo studio microscopico statistico delle rocce mesozoiche ha rivelato che questo minerale, considerato raro da GÜBELIN (1939), è invece abbastanza comune nelle rocce triassiche (cfr. la fig. 65 e la tab. 49), specie nella Zona triassica del Campolungo; esso invece è più raro nelle Zone triassiche di Pianmez e in quella di Rodi–Ogiòra, mentre manca del tutto in quelle di S. Giorgio e del P. Meda – Cta. Briolent. Esso è componente subordinato comune nelle quarziti, nelle dolomie a flogopite e nelle dolomie grigie e listate, sporadico nelle dolomie bianche e nelle cariate, mentre manca completamente nelle dolomie a grammatite. È interessante notare come esso manchi completamente, se si eccettua un unico esemplare in un marmo, nei Calcescisti. La sua presenza è quindi legata a un chimismo ben determinato (straterelli di argille alcaline, incluse ad es. nelle dolomie a flogopite e nelle dolomie grigie) abbinato a un sufficiente grado di metamorfosi. Nel caso delle quarziti del Trias inferiore il feldspato potassico, ricristallizzato durante la metamorfosi alpina, era probabilmente già presente nell'arenaria originaria sotto forma di grani detritici (cfr. p. 108).

Le caratteristiche ottiche di quasi tutti i feldspati potassici esaminati sono le seguenti: il feldspato è limpido, senza dissociazione pertitica, nè graticcio del microclino visibili a livello microscopico, ottica-

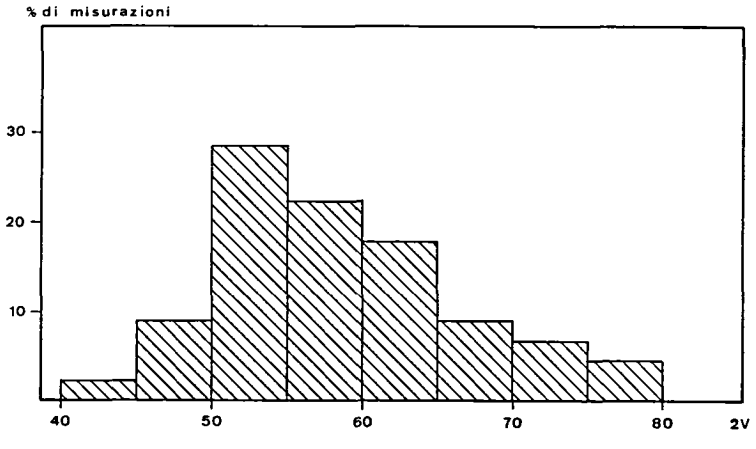


Fig. 66: Istogramma dell'angolo assiale di 90 misurazioni su feldspato potassico.

mente uniforme. Solo localmente esso è «spolverato» o leggermente sericitizzato e solo in via del tutto eccezionale esso mostra con una certa evidenza una diffusa dissociazione pertitica o il graticcio del microclino. I valori dell'angolo assiale variano entro i limiti estremi di —42 e —80°, con una maggior frequenza attorno a —50/—55° (cfr. fig. 66). Esso mostra spesso la sfaldatura. L'estinzione Y/(001) nel caso citato da LINCK (1907) è uguale a 7–9°. I dati ottici determinati sul feldspato potassico della regione del Campolungo coincidono con quelli riportati da E. WENK et al. (1966) per alcuni feldspati potassici in marmi della Zona delle radici (cfr. anche MITTELHOLZER 1936; DAL VESCO 1953): dal confronto risulta che quelli della regione del Campolungo sono essi pure monoclini (o all'inizio della triclinizzazione); si tratta cioè in massima parte di *ortoclasio* (nel senso di TRÖGER 1967, pp. 677 sgg.). La variazione dell'angolo assiale indica comunque che il grado di triclinità non è costante: questo non è stato determinato statisticamente e regionalmente (tanto più che un lavoro del genere, eseguito da GYR 1967, pp. 97 sgg., non ha dato risultati positivi), per cui è impossibile dire se la variazione del grado di triclinità sia in rapporto con la posizione tettonica o unicamente una funzione del chimismo della roccia. Ad ogni modo alla luce delle conoscenze attuali appare alquanto inatteso il fatto che le dolomie del Campolungo contengano feldspato potassico prevalentemente monoclino, dove a priori ci si aspetterebbe di trovare microclino; ciò sarebbe da imputare, secondo TRÖGER (1967, p. 680), alla «mancanza di tempo e di fattori acceleratori, per cui la dissociazione pertitica, la trasformazione del sanidino in microclino e specialmente la cristallizzazione collettiva delle paramorfosi furono bloccate in stadi intermedi».

3. Epidoto

Il rapporto fra la presenza e il chimismo della roccia è dimostrata con maggiore evidenza ancora che non nel caso del feldspato potassico dall'epidoto. Nella tab. 49 oltre ai feldspati e alla calcite è stato indicato anche questo minerale: esso è componente subordinato comune in tutti i tipi di roccia dei Calcescisti e nelle quarziti del Trias inferiore, mentre esso rappresenta una rarità estrema nelle rocce carbonatiche del Trias medio dove si limita alle dolomie a flogopite, a una cariata e a un marmo calcitico alternante con dolomia a flogopite (tutte rocce debolmente ferrifere). Delle due varietà prevale di gran lunga quella povera di Fe, la *clinozoisite*, mentre quella maggiormente ferrifera, la *pistacite*, forma di regola il nucleo di cristalli zonati. Estremamente rara è l'*ortite*, limitata a nuclei (relittici?) negli epidoti delle quarziti a muscovite del Trias.

La condizioni di equilibrio termodinamico dell'epidoto con il plagioclasio intermedio e basico sono già state discusse; secondo E. WENK (1958) esso sarebbe ancora in condizione di equilibrio stabile con plagioclasio di composizione più basica di 35% An con pressioni molto forti. L'osservazione più volte ripetuta nei Calcescisti e cioè che l'epidoto è completamente racchiuso da plagioclasio può essere interpretata nel senso che l'epidoto isolato non è più stato in grado di reagire formando un plagioclasio più basico. KELLER (1968) cita l'identico fenomeno negli scisti carbonatici a biotite di Crozlina.

4. Zoisite

La zoisite è alquanto rara (molto più rara di quanto indichino HASLER 1949 e PREISWERK 1936) e appare unicamente nei marmi ricchi di quarzo, nei micascisti calcariferi dei Calcescisti e negli scisti filladici nero-violetti a due miche, plagioclasio e granato, accanto a epidoto e completamente racchiusa in plagioclasio da intermedio a basico (30–85% An). Sulle condizioni di stabilità termodinamica valgono le osservazioni fatte a proposito dell'epidoto.

5. Staurolite (cfr. fig. 65)

La regione del Campolungo è completamente compresa nella zona a staurolite di genesi alpina di E. & C. R. NIGGLI (1965, fig. 4); la staurolite, in effetti molto comune nei micascisti e gneiss scistosi del cristallino antico del Campo Tencia (cfr. KELLER 1968; PREISWERK 1936, p. 12) è però relativamente rara nelle rocce mesozoiche: nelle rocce triassiche essa manca completamente, mentre nei Cal-

cescisti si limita a certi tipi di roccia, gli scisti filladici, le quarziti e i micascisti. La rarità della staurolite è in primo luogo da imputare alla corrispondente rarità di sedimenti a chimismo appropriato (molto Al_2O_3 combinato a un eccesso di FeO rispetto a MgO), in secondo luogo anche al fatto che essa non si trova in stato di equilibrio stabile, ma che avrebbe dovuto reagire con quarzo a formare almandino e distene.

6. Distene (cfr. fig. 65)

Il campo di distribuzione del distene di formazione alpina copre e sorpassa quello più limitato della staurolite (cfr. E. NIGGLI 1960; E. & C.R. NIGGLI 1965, fig. 5); questo minerale nella regione del Campolungo per quanto riguarda la sua ripartizione geografica si comporta in modo analogo alla staurolite: comunissimo nel cristallino antico del Campo Tencia (cfr. KELLER 1968) quale componente della roccia insieme alla staurolite e all'almandino o al margine di vene e lenti di quarzo (cfr. HÜGI 1965; KELLER, op. cit.), esso è più raro nelle rocce mesozoiche. La sua presenza nelle rocce triassiche è legata a pochi tipi di roccia: la dolomia gialla a biotite, contenente epidoto e distene, tre varietà di cariate (n[i] 29, 31 e 32) e le dolomie bianche saccaroidi e quelle grigie con lenti di dolomite, calcite e quarzo a grana media (con minerali ben cristallizzati); nei primi due casi esso è porfiroblastico, componente della roccia, nell'ultimo caso esso è invece in relazione con le lenti a grana media contenenti quarzo. Nei Calcescisti esso è invece sempre porfiroblastico, componente della roccia, e compare negli scisti filladici nero-violetti a due miche, plagioclasio, granato, distene e (o) staurolite e sporadicamente nei micascisti fino gneiss scistosi bruni a due miche e granato. La sua rarità nelle rocce mesozoiche è unicamente la conseguenza della mancanza di sedimenti con sufficiente eccesso di Al_2O_3 e SiO_2 e non, come nel caso della staurolite, della instabilità termodinamica.

7. Paragonite

Nelle rocce metamorfiche con la paragenesi staurolite–granato ($\pm$ distene) a priori bisognerebbe aspettarsi la presenza della paragonite, la cui diagnosi sicura è possibile solo per via röntgenografica o chimica; uno studio sistematico della sua presenza e ripartizione nelle rocce mesozoiche della regione del Campolungo sarebbe risultato troppo laborioso per questa ragione. Comunque la presenza di paragonite e di muscovite sodica è accertata nei micascisti a staurolite e granato del cristallino antico del Campo Tencia all'A. Crozlina, al Campolungo (Pizzo?), all'A. Ladomighino (Cadonighino?) (HARDER 1956), oltre che all'A. Sponda – Pizzo Forno (HARDER, op. cit.; KELLER 1968).

8. Tormalina

Un minerale che dimostra con evidenza la dipendenza del suo chimismo da quello del sedimento originario in cui si trova è la tormalina, che altresì è componente accessorio di praticamente tutti i tipi di roccia, sempre in minime quantità: nel cristallino antico del Campo Tencia essa è relativamente abbondante nei micascisti e gneiss scistosi a granato, staurolite e distene, sempre nella varietà nera (serie scerlo–dravite) (cfr. l'analisi chimica in JAKOB 1937, valori strutturali in EPPRECHT 1953). Essa è pure molto frequente anche nelle rocce triassiche dove si presenta in tre varietà e in due modi di giacitura: la varietà verde (serie scerlo–dravite, più ricca di Mg che la tormalina nera; cfr. l'analisi chimica in JAKOB 1937 e GÜBELIN 1939, p. 422; dati strutturali in EPPRECHT op. cit.) unicamente nella dolomia bianca saccaroide con lenti a grana media (in forma di porfiroblasti) e nelle dolomie bianche saccaroidi a grammatite bianca o verde; la tormalina bruna (serie scerlo–dravite, probabilmente essenzialmente magnesiaca) nelle dolomie grigie con vene e lenti a grana media (in forma di porfiroblasti); in grani minuti, componenti accessori, comune alle altre dolomie, specie in quelle a flogopite e nelle cariate; la varietà nera è invece rarissima (se si eccettuano le quarziti del Trias inferiore, dove è comune) e si trova nella dolomia gialla a biotite, contenente epidoto e distene e in una cariata brecciata. Nei Calcescisti infine essa è pure molto frequente, sempre nella varietà nera, spesso zonata, pure in grani minuti nella pasta fondamentale. La variazione chimica delle tormaline riflette quindi in

modo perfetto la variazione corrispondente dei vari sedimenti: questo dato di fatto, combinato con la mancanza di indizi che indichino un'attività pneumatolitica sensu strictu durante il ciclo metamorfico alpino, permette di affermare che la tormalina è il prodotto del metamorfismo regionale normale. È possibile, ma non dimostrabile, che i nuclei di molte tormaline nere a costrutto zonato siano i relitti non ricristallizzati di esemplari già presenti nel sedimento (detritici o autigeni), oppure che il costrutto zonato dipenda da una variazione della tormalina in funzione della disponibilità sostanziale dell'ambiente.

9. Minerali di Ti

Sulla distribuzione dei due minerali principali di Ti, il rutilo e la titanite, si possono fare le seguenti considerazioni. Nelle rocce triassiche il rutilo è un componente accessorio di praticamente tutte le varietà, mentre la titanite appare solamente in sette varietà, che però si riducono a due sole paragenesi, quella con flogopite e quella con anfibolo (grammatite e attinolite). Un quadro del tutto differente è quello offerto dai Calcescisti: in questa formazione praticamente tutte le varietà contengono ambedue i minerali contemporaneamente e in un caso il rutilo è incluso completamente in titanite (KELLER 1968, riporta lo stesso schema nelle rocce basiche del cristallino antico del Campo Tencia). Da queste osservazioni risulta come la presenza della titanite dipende in maggior misura dalla paragenesi (presenza di Ca) che non dal grado di metamorfosi. Secondo TRÖGER (1967, p. 329) la titanite è stabile anche nella mesozona e addirittura anche nella catazone nel caso delle rocce calcesilicatiche. Il terzo minerale di Ti, l'*ilmenite,* compare unicamente negli scisti filladici a granato dei Calcescisti, sempre e solamente incluso in granato: si tratta quindi di relitti corazzati; secondo TRÖGER (1967, p. 147) l'ilmenite è stabile solo nella catazona: bisogna quindi dedurre che essa era già presente come tale nel sedimento originario e che durante la metamorfosi essa si è conservata unicamente se inclusa nel granato, mentre nella pasta fondamentale essa è stata trasformata in rutilo o titanite; effettivamente si osservano pseudomorfosi di questi due minerali su ilmenite.

B. Cristallizzazione e tettonica

Il secondo complesso di considerazioni utili a una migliore e più particolareggiata comprensione dell'atto metamorfico alpino è lo studio sistematico dello sviluppo morfologico di alcuni minerali, della loro orientazione statistica, delle loro relazioni con le strutture tettoniche. Da questo materiale è possibile ricavare un quadro approssimativo delle relazioni intercorrenti fra la cristallizzazione di alcuni minerali e i movimenti tettonici. A questo scopo si prestano da un canto le relazioni fra strutture interne e strutture esterne dei minerali a sviluppo porfiroblastico (s_i = piano s interno; s_e = piano s esterno rispetto al minerale considerato), come granato, distene, staurolite, plagioclasio, in parte le miche, dall'altro canto l'analisi strutturale statistica su minerali appropriati (dolomite, calcite, quarzo, miche, grammatite) eseguiti per mezzo del tavolino universale con i metodi tradizionali (KNOPF & INGERSON 1938; FAIRBAIRN 1954; TURNER & WEISS 1963).

1. Dolomite e calcite

Le analisi strutturali eseguite su questi due minerali sono publicate in un lavoro a parte (NISSEN & BIANCONI, in preparazione).

2. Muscovite (fig. 67*a, d* e *f*)

Le analisi strutturali sull'orientazione statistica della muscovite sono state eseguite in una quarzite a muscovite del Passo Campolungo (profilo Passo Campolungo sud, strato n°2, camp. 402; fig. 67*f*), in una quarzite a muscovite del Passo Cadonighino (strato n°2, campione 405; fig. 67*d*), ambedue appartenenti al Trias inferiore e ambedue con tessitura planare, e in uno scisto filladico a due miche, granato e plagioclasio, fossilifero, pieghettato, appartenente ai Calcescisti (cfr. BIANCONI 1965, pp. 580 sgg., fig. 4A): quest'ultimo diagramma è riportato anche in questo lavoro (fig. 67*a*). In

tutt'e tre i casi la muscovite mostra un'ottima orientazione, con una cintura attorno a *b* e un massimo in *c*, corrispondente al polo della scistosità: i massimi raggiungono concentrazioni eccezionali (fino a 23% per unità di superficie, fig. 67*f*). Nel caso dei Calcescisti (fig. 67*a*) i massimi sono tre, uno in *c*, gli altri due simmetrici rispetto a quello e coincidenti coi poli dei piani dei due fianchi delle pieghette. La simmetria dei diagrammi è ortorombica e il modo di orientazione tipico delle tettoniti B. La cristallizzazione della mica, orientata in modo perfetto, e il fatto che nelle cerniere delle pieghette le lamine non sono ripiegate, permettono di dedurre che la cristallizzazione è sincinematica.

3. **Flogopite** (cfr. fig. 67*g* e *i*)

Le analisi strutturali sono state eseguite in una dolomia a flogopite (profilo del Passo Cadonighino, strato n° 3, camp. n° 406) e in un'alternanza di marmo calcitico e marmo dolomitico (profilo della Leiarozza, strato n° 7, campione 1466), ambedue a tessitura planare. La flogopite mostra un'ottima orientazione, con diagrammi a simmetria rombica pressochè perfetta, con una cintura attorno a *b* e uno a tre massimi ortogonali al piano di scistosità. Anche nel caso della flogopite la cristallizzazione principale è sincinematica: la presenza di flogopite obliqua rispetto alla scistosità («Querphlogopit») dimostra però che la cristallizzazione è continuata parzialmente oltre la fase di ripiegamento.

4. **Biotite** (cfr. fig. 67*b*)

Si è analizzato un solo caso, quello dello scisto filladico a due miche, granato e placioclasio, fossilifero, dei Calcescisti (cfr. BIANCONI, op. cit., fig. 4B). L'orientazione statistica della biotite è meno rigida di quella delle altre miche: il diagramma presenta simmetria solo monoclina, con una cintura relativamente larga attorno a *b* e massimi meno alti. La presenza di lamine oblique («Querbiotite») si manifesta chiaramente nell'allargamento della cintura in direzione dell'asse *b*. La cristallizzazione della biotite inizia probabilmente contemporaneamente a quella della muscovite (sincinematica) ma si estende in parte oltre la fase propriamente cinematica.

5. **Grammatite** (cfr. fig. 67*h* e *k*)

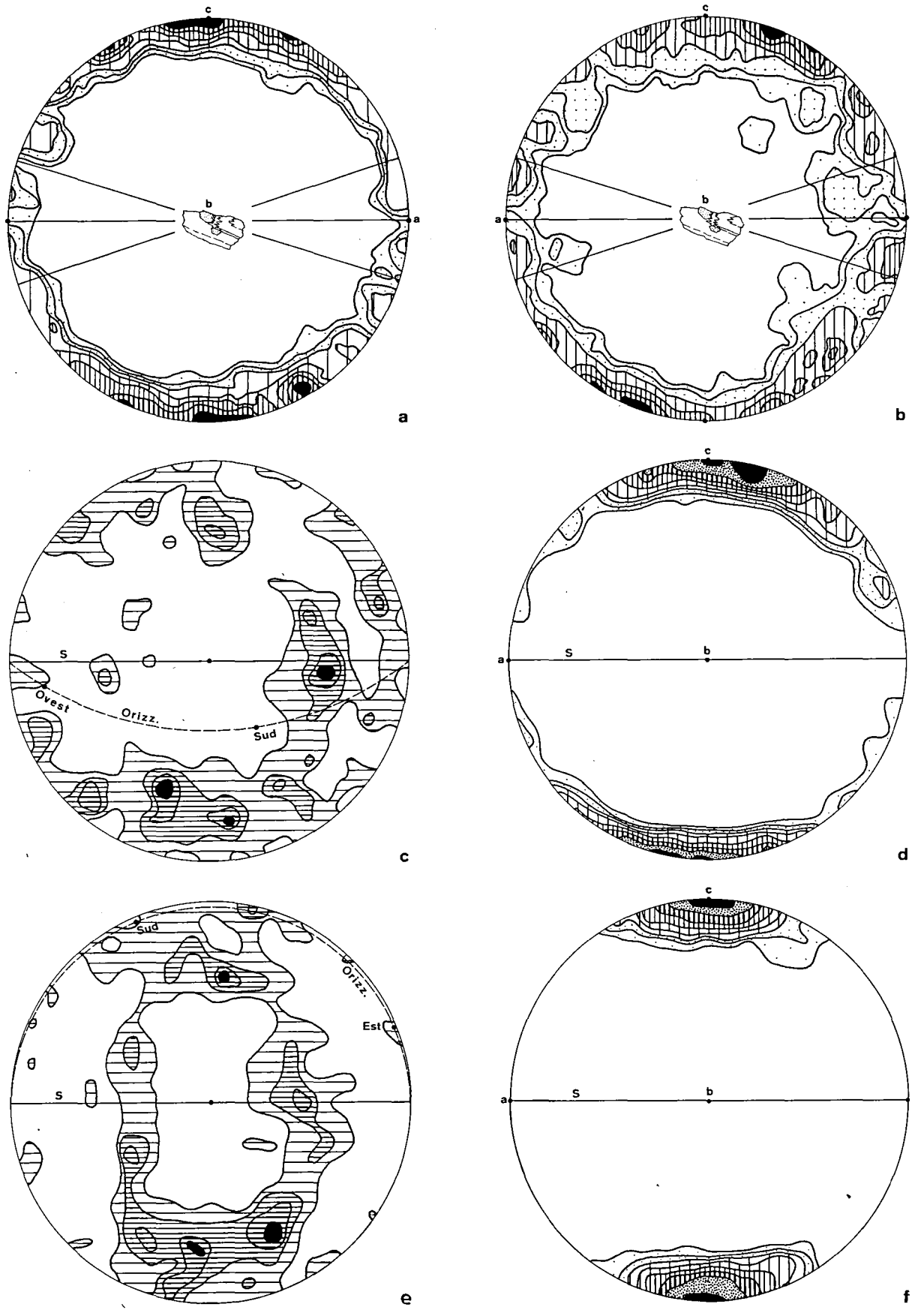
Sull'orientazione statistica della grammatite si sono eseguite due misurazioni di diverso tipo; la prima, nel dominio macroscopico, direttamente sul terreno, consiste nel misurare la direzione e l'immersione dell'asse cristallografico *c* di grossi cristalli prismatici presenti in particolari concentrazioni in alcuni banchi dolomitici del Passo Cadonighino. Le misurazioni sono riportate nel diagramma *k* della fig. 67: gli assi *c* della grammatite sono per lo più concentrati nel piano di scistosità, specie in vicinanza dell'asse tettonico *b*, costruito. Solo una piccola parte delle misurazioni presenta una certa divergenza.

Le altre misurazioni, eseguite nel dominio microscopico, dimostrano un'orientazione ancor più rigida (fig. 67*h*): gli assi *c* della grammatite (costruiti dai poli della sfaldatura 110) sono concentrati attorno all'asse *b*, e i poli (110) formano una cintura attorno a *b*; delle varie posizioni di rotazione della grammatite prevalgono tre posizioni ben definite: a) (100) (piano bisettore di 110 e $\bar{1}10$) in *(ab)*, cioè nel piano di scistosità: massimi 1; b) (100) ruotato di 28° rispetto a *(ab)*: cioè (110) nel piano di scistosità: massimi 2; c) come il caso precedente, ruotato di 28° rispetto a *(ab)* nell'altro senso. Un caso identico è citato da SANDER (1930, D 213, p. 340).

Dall'orientazione statistica della grammatite si deduce che la sua cristallizzazione è al più tardi sincinematica: dalle relazioni di contatto con la flogopite (cfr. la dolomia a flogopite e rosette di grammatite) appare che la grammatite è di cristallizzazione precedente rispetto a quella della flogopite, supposto che l'energia di cristallizzazione della grammatite non sia superiore a quella della flogopite.

6. **Quarzo** (cfr. fig. 67*c* e *e*)

L'orientazione statistica del quarzo è stata studiata su due campioni di quarzite a muscovite del Trias inferiore, ambedue a tessitura planare. Mentre nel primo caso (profilo Cadonighino strato n° 2,


c
b
a
a
c
b
a
b
c
S
Ovest
Orizz.
Sud
c
c
a
S
b
d
Sud
Orizz.
Est
S
e
c
a
S
b
f

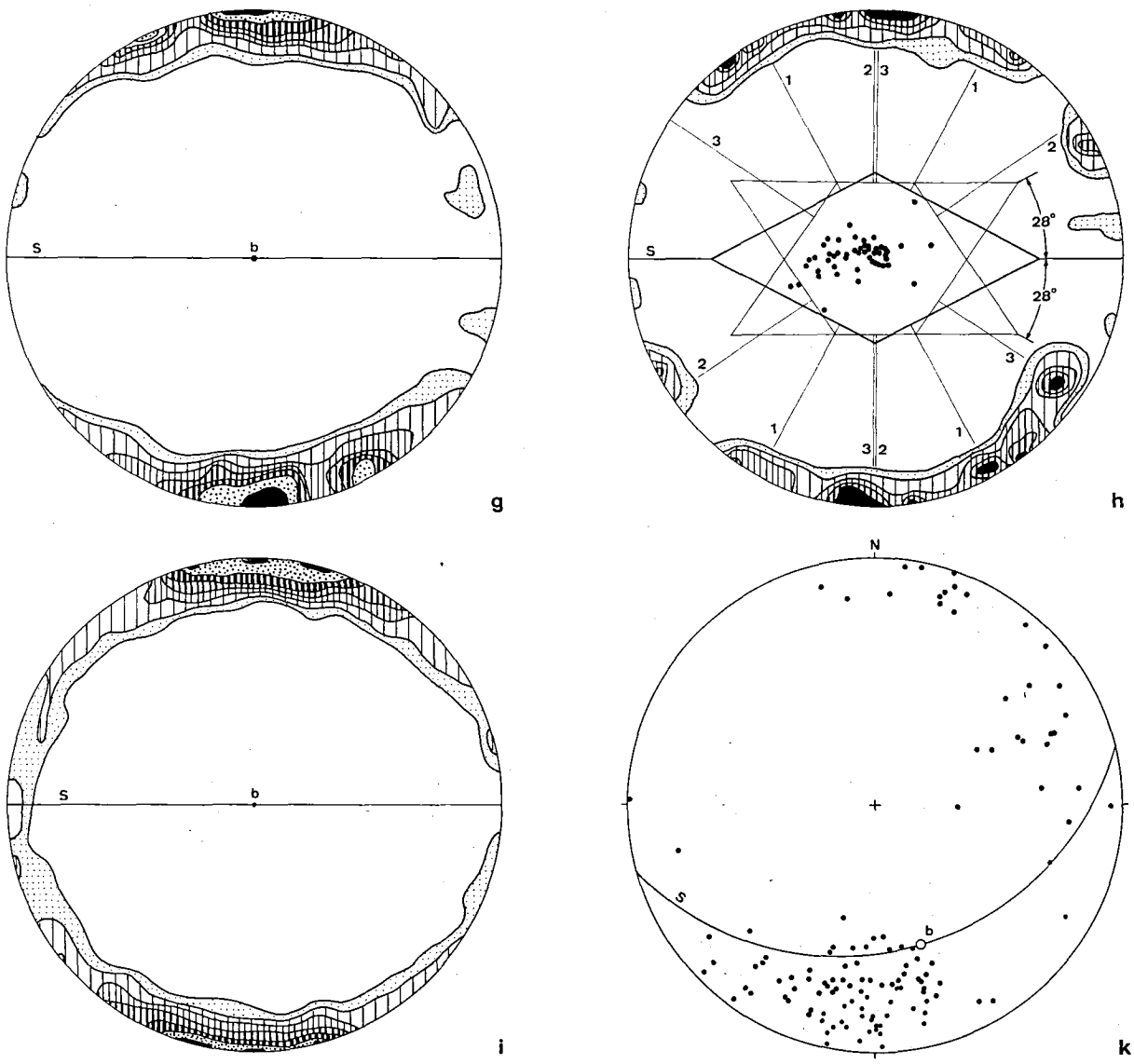


Fig. 67a: Scisto filladico a due miche, granato e plagioclasio, fossilifero (Calcescisti): campione 913. 119 poli di (001) di muscovite. Contorni: 10–8–6–4–2–1–0,5%.

Fig. 67b: Idem. 182 poli di (001) di biotite. Contorni: 8–6–4–2–1–0,5%.

Fig. 67c: Quarzite a muscovite: campione 405, strato n° 2 del profilo attraverso il Trias del Passo Cadonighino. 300 assi C_V di quarzo. Contorni: 4–3–2–1%. Orizzonte geografico con sud e ovest.

Fig. 67d: Idem. 300 poli di (001) di muscovite. Contorni: 13–(massimo: 15)–10–8–6–4–3–2–1%.

Fig. 67e: Quarzite a muscovite: campione 402, strato n° 2 del profilo attraverso il Trias del Passo Campolungo (sud). 300 assi C_V di quarzo. Contorni: 4–3–2–1%.

Fig. 67f: Idem. 300 poli di (001) di muscovite. Contorni: 20–(massimo: 23!)–15–10–6–4–3–2–1%.

Fig. 67g: Alternanza di straterelli sottili di marmo calcitico e marmo dolomitico con lettini di flogopite e grammatite in rosette. Campione 1466, strato n° 7 del profilo attraverso il Trias della Leiarozza. 300 poli di (001) di flogopite. Contorni: 12–10–8–6–4–2–1%.

Fig. 67h: Idem. Al centro del diagramma 50 assi *c* di grammatite, costruiti dai poli di (110). Alla periferia del diagramma 100 poli della sfaldatura (110). Contorni: 10–8–6–4–2%. Per la spiegazione dei massimi cfr. il testo.

Fig. 67i: Dolomia a flogopite: campione 406, strato n° 3 del profilo attraverso il Trias del Passo Cadonighino. 300 poli di (001) di flogopite. Contorni: 12–(massimo: 14)–10–8–6–4–2–1%.

Fig. 67k: 100 assi *c* di grammatite in cristalli prismatici, misurati sul terreno negli strati 16, 17, 19 e 43 del profilo del Passo Cadonighino. L'asse tettonico *B* è costruito e i suoi valori sono: 162/40°.

campione n° 405) gli assi *c* del quarzo sono solo vagamente orientati su una cintura *ac* oltre che su due vaghe cinture incrociate (cfr. fig. 67*c*), nel secondo caso (profilo Passo Campolungo sud, strato n° 2, campione n° 402) essi sono orientati su due cinture incrociate, caso tipico per le quarziti del Lepontinico (cfr. E. WENK 1943; H. R. WENK 1965, figg. 23–25), con la differenza però rispetto ai casi discussi dai due autori, che l'incrocio delle due cinture coincide con l'asse *c* e non con quello *a*. D'altra parte gli assi *x*, *y* e *z*, ricavati dalla posizione delle due cinture (per la definizione cfr. E. WENK, op. cit.), coincidono con gli assi *a*, *b* e *c* ricavati dall'orientazione della muscovite: esiste cioè omoassialità fra l'orientazione dei due minerali (laddove però $z = b$), il che lascia presumere che la cristallizzazione del quarzo sia contemporanea a quella della muscovite, cioè sincinematica, a differenza di quanto avviene nelle regioni più a sud, dove domina eteroassialità e dove la cristallizzazione del quarzo è chiaramente postcinematica (E. WENK, op. cit.).

7. Epidoto – zoisite

Di questi due calcesilicati non si è determinata l'orientazione statistica: comunque alcune osservazioni a livello microscopico sono di interesse in relazione al problema qui discusso. La zoisite, determinata come tale al tavolino universale, presenta sempre l'asse *X* (= asse cristallografico *b*) all'incirca parallelo all'asse tettonico *b*. Le clinozoisiti in un caso (Calcescisti, campione n° 814) presentano inclusioni di grafite girate rispetto ai cordoncini all' esterno, con s_i/s_e di ca. 120°: cioè dopo la cristallizzazione la clinozoisite è stata sottoposta a una rotazione di ca. 60° che l'ha portata a disporsi con l'asse cristallografico *b* parallelo all'asse tettonico *b*. La sua cristallizzazione era perciò terminata già al momento degli ultimi movimenti tettonici.

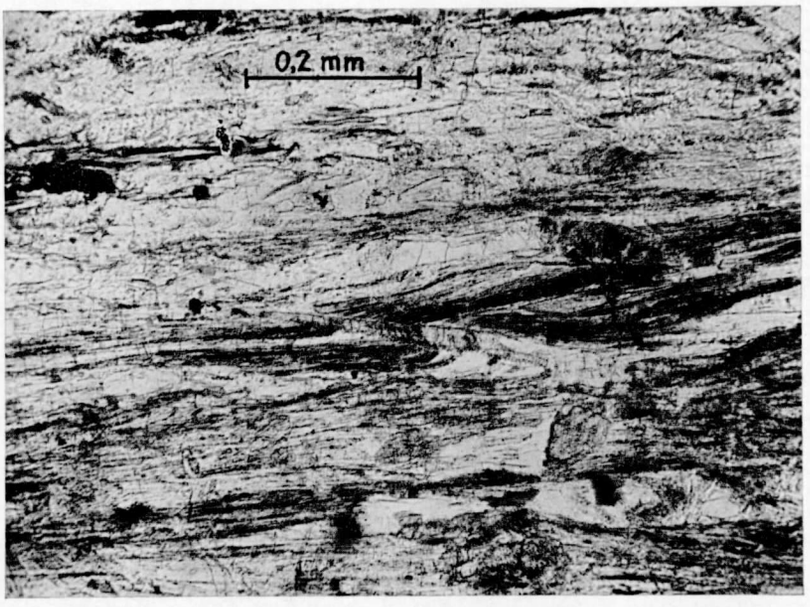


Fig. 68: Microfotografia di un micascisto filladico a due miche, plagioclasio, granato e clinozoisite (Calcescisti a nord dell'Alpe Campolungo, camp. 814): il cristallo colonnare di clinozoisite (al centro) presenta inclusioni di grafite girate rispetto ai cordoncini all'esterno con s_i/s_e di ca. 120°. Luce naturale.

8. Granato

Le uniche rocce mesozoiche granatifere sono gli scisti filladici nero-violetti a due miche, plagioclasio e granato (sporadicamente con distene o staurolite o ambedue) e, molto meno frequenti, le quarziti, sporadicamente granatifere, ambedue appartenenti ai Calcescisti. Le relazioni morfologiche tra il granato e la pasta fondamentale sono già state descritte a p. 188; basterà perciò riassumere le deduzioni tratte dalle osservazioni elencate colà. Il caso di gran lunga più frequente è quello della

cristallizzazione postcinematica, con idioblasti di granato che includono senza soluzione di discontinuità addirittura strutture pieghettate (cfr. BIANCONI 1965, fig. 3). Molto rare sono le altre due possibilità: rotazione di 40–60° a cristallizzazione avvenuta e rotazione appena percettibile durante la cristallizzazione. In altre parole: la cristallizzazione del granato ha inizio sporadicamente durante i movimenti tettonici, ma raggiunge il massimo di sviluppo a movimenti tettonici terminati e a condizioni di pressione più idrostatica.

9. Distene e staurolite

Nelle rocce citate dei Calcescisti localmente assieme al granato appare anche il distene. Le relazioni fra i due minerali dimostrano come essi debbano essere di cristallizzazione contemporanea: inoltre s_i è sempre uguale a s_e. Nel Trias il distene è abbastanza comune nella dolomia grigia con vene e lenti di dolomite, calcite e quarzo a grana media: nella discussione di quel tipo di roccia si è già dimostrato come quelle vene, e quindi anche il distene che le accompagna, siano legate geneticamente a una fase metamorfica postcinematica. La staurolite è presente unicamente negli scisti filladici a granato dei Calcescisti: anch'essa ha $s_i = s_e$, ed è quindi di cristallizzazione postcinematica, forse anteriore alla cristallizzazione del distene, che la ingloba.

10. Feldspati

Dalle descrizioni microscopiche delle rocce del Trias e dei Calcescisti contenenti plagioclasio e feldspato potassico risulta con evidenza come i due feldspati, generalmente ricchi di inclusioni (con $s_i = s_e$), che comprendono spesso tutti gli altri minerali, siano stati gli ultimi due componenti a cristallizzare: quindi nella fase postcinematica, termica: il fatto però che essi siano sempre o quasi elongati o che abbiano uno sviluppo fusolare nel senso della scistosità dimostra come anche in questa fase gli agenti tettonici (stress) debbano ancora avere agito, anche se con minore intensità (cfr. considerazioni analoghe in EGLI 1966, p. 131).

C. Grado e sviluppo della metamorfosi

Riassumendo tutte le considerazioni fatte a proposito del processo metamorfico si ottiene il seguente quadro generale. Tutte le rocce mesozoiche della regione del Campolungo, che hanno subito unicamente la metamorfosi alpina, sono state rielaborate in modo totale da questa: mancano minerali di cui si possa affermare con sicurezza che non siano stati ricristallizzati; forse alcuni grani di quarzo e alcuni nuclei di tormalina nera nelle cariate. Il processo di cristallizzazione si svolse durante diversi atti separati nel tempo, come lo dimostrano la presenza di minerali o paragenesi relittiche in condizioni di equilibrio chimico-fisico instabile, di minerali a costrutto zonato, di minerali con svariati sviluppi morfologici, ecc. Altrettanto vale per il grado di intensità della metamorfosi: secondo lo schema classico l'intera regione è compresa nell'intervallo mesozonale; se invece si analizzano le paragenesi alla luce dello schema metamorfico più particolareggiato delle facies metamorfiche risulta la presenza di più facies di grado differente, che, grazie allo studio microscopico e a quello strutturale, si possono correlare con i differenti atti del processo orogenetico alpino. Per la denominazione delle facies e relative subfacies metamorfiche si è seguito lo schema indicato da WINKLER (1965), che offre l'ovvio vantaggio di una base di confronto e di discussione aggiornata. Lo schema risultante, valido per le rocce mesozoiche della regione del Campolungo è il seguente:

Fase I («fase prevalentemente cinematica»): La prima fase è sincinematica rispetto ai grandi movimenti tettonici, ma i suoi effetti dinamici possono subire notevoli variazioni nell'intensità, sia in funzione della posizione specifica rispetto alle pressioni orientate, sia in funzione della composizione della roccia (si pensi in modo particolare alle dolomie marmorizzate, che presentano una tessitura praticamente massiccia, anche se le rocce confinanti sono molto scistose). Questa prima fase raggiunge il grado della facies degli scisti verdi (WINKLER 1965) equivalente all'epizona e a una debole

mesozona dello schema classico, con cristallizzazione o ricristallizzazione dei seguenti minerali: quarzo, dolomite, calcite (questi tre minerali arrivano con la loro cristallizzazione fino alla fase 3 compresa), grafite, zircone, apatite, grammatite bianca, verde e grigia, attinolite, muscovite, flogopite, in parte biotite, ortite, epidoto, zoisite, ilmenite, titanite (?), vesuvianite (?), pirite (?). La cristallizzazione della grammatite e dell'attinolite perdura anche nella fase 2.

Fase 2 («fase prevalentemente termica»): Questa fase, tardo- fino postcinematica, raggiunge il grado massimo di metamorfosi, equivalente alla mesozona dello schema classico, quello della facies dell'anfibolite a almandino, con le subfacies della staurolite–almandino e quella del distene–almandino–muscovite, con cristallizzazione o ricristallizzazione dei seguenti minerali: flogopite e biotite (in parte), vesuvianite (?), rutilo, granato, staurolite, distene, plagioclasio, feldspato potassico. Sebbene la temperatura sia il fattore fisico principale, anche la pressione (probabilmente solo idrostatica) dovette assumere un ruolo essenziale come lo dimostra la presenza della staurolite in paragenesi con distene e almandino. È inoltre da notare che una parte dei minerali, che hanno iniziato la loro cristallizzazione nella fase cinematica, possono aver continuato la crescita nella fase più statica, così ad esempio le grammatiti, che sono localmente sviluppate in prismi particolarmente grandi.

Fase 3 («fase pneumatolitica-idrotermale metamorfica»): Essa ha inizio probabilmente contemporaneamente a quella precedente, ma termina dopo quella: infatti il grado di metamorfosi va diminuendo dalla facies dell'anfibolite a almandino giù fino a quella degli scisti verdi, con la seguente successione mineralogica: distene, scapolite, tormalina verde e bruna, corindone, crisoberillo, diasporo, fluorite, tennantite.

Fase 4 («fase diaftoretica», in parte morfogenetica?): L'ultimo atto della metamorfosi alpina è rappresentato dalle reazioni distruttive, chiaramente posttettoniche e a condizioni fisiche corrispondenti alla facies degli scisti verdi. Vi appartengono i seguenti minerali: in parte il talco, clorite, vermiculite, sagenite.

Le quattro fasi testè descritte sono spesso rappresentate contemporaneamente nella stessa roccia, anche a livello microscopico, eccezion fatta per la fase 3, di importanza regionale molto più modesta delle altre tre. Se ora cerchiamo di correlare i nostri risultati con i lavori a carattere regionale (ripartizione di minerali tipomorfi) di altri autori possiamo fare le seguenti osservazioni:

- l'intera regione elaborata è compresa nella zona a distene di E. NIGGLI (1960) e in quella a staurolite e distene di E. & C. R. NIGGLI (1965): i risultati concordano;
- essa è contemporaneamente compresa nella zona a grammatite e calcite di TROMMSDORFF (1966) (mancanza di diopside): i risultati concordano;
- il confronto con le zone a differente contenuto di An del plagioclasio (E. WENK 1962) è già stato discusso in precedenza (cfr. pp. 199 sgg.): in quell'occasione si è già notato come esista sì un passaggio fra due zone (70–100% An / 50–70% An), ma come questo passaggio coincida con superfici tettoniche (contatto Trias/Calcescisti) e contemporaneamente con superfici di cambiamento di materiale. In altre parole si osserva una diminuzione dell'intensità della metamorfosi (prendendo come termometro il contenuto di An del plagioclasio in paragenesi con calcite) da sud verso nord, ma il passaggio tra le varie zone coincide coi limiti tettonici e di cambio di materiale e non è discordante rispetto a questi come ha postulato E. WENK (op. cit.).

Lo schema proposto di varie fasi distinte nel tempo e nell'intensità di metamorfosi spiega forse anche la discrepanza rilevata da TROMMSDORFF (1966, p. 448): l'autore infatti spiega il fatto che nella zona a staurolite sia ancora presente la grammatite (mentre secondo WINKLER 1965 dovrebbe trovarsi diopside) negando il valore della correlazione della facies metamorfiche delle rocce alumosilicatiche con quelle delle rocce carbonatiche come le propone WINKLER (op. cit.); ora s'è visto come la grammatite sia cristallizzata nella fase 1 (facies degli scisti verdi), mentre la staurolite nella fase 2 (facies dell'anfibolite a almandino), più recente: la grammatite appartiene così a una paragenesi relittica, che non ha reagito a formare diopside nella seconda fase, o perchè le condizioni della facies della anfibo-

lite a almandino vennero raggiunte solo localmente (in un certo senso delle punte locali nell'intensità della metamorfosi) o, più probabilmente, per la mancanza di fattori necessari allo svolgimento della reazione. Contro la prima possibilità parla la ripartizione abbastanza omogenea del plagioclasio basico su tutta la regione.

Queste osservazioni si riallacciano a una caratteristica della metamorfosi, che viene considerata solo raramente: la sua selettività (cfr. KÜNDIG 1926; DAL VESCO 1953; GANSSER & DAL VESCO 1962), cioè tutto quel complesso di fattori che fanno sì che roccia reagisca in modo differente di un'altra alle stesse sollecitazioni fisiche, di modo che risultano relitti, differenti sensibilità di reazione, ecc. L'esempio più indicativo nella regione del Campolungo è rappresentato dai ritrovamenti di resti fossili (cfr. BIANCONI 1965), conservatisi durante la metamorfosi, seppure così intensa, grazie appunto a questi fattori frenanti (grafite, movimenti differenziali di straterelli di diversa composizione mineralogica e diverso comportamento meccanico, materiale di fossilizzazione escluso dalle reazioni metamorfiche).

A conclusione di questo capitolo bisogna ancora notare come il massimo grado di metamorfosi documentato nelle rocce mesozoiche del Campolungo coincida con quello delle rocce cristalline pretriassiche dei nuclei delle coltri esaminate (granato, staurolite, distene nei micascisti e gneiss scistosi del cristallino antico del Campo Tencia e di Gribbio e in quello di Sambuco), per cui appare plausibile l'affermazione che anche quelle rocce, polimetamorfiche, siano state rielaborate in senso costruttivo dalla metamorfosi alpina.

VIII. Tettonica

A. Introduzione

Già nell'introduzione storica si è accennato alla complessità dei problemi tettonici della regione del Campolungo, causata dall'incertezza nella parallelizzazione dei differenti nuclei pretriassici e nell'inquadrarli in uno schema tettonico generale. L'estensione modesta dell'area elaborata e il fatto che l'attenzione fu rivolta in modo particolare alla formazioni mesozoiche, determinano il carattere prevalentemente analitico delle mie considerazioni tettoniche: comunque alla fine del capitolo si trova un tentativo di inserire le varie unità tettoniche della regione del Campolungo nello schema generale oggi in vigore.

Come base di partenza su cui fondare le considerazioni tettoniche riesce comodo riportare lo schema di PREISWERK & GRÜTTER (in: NIGGLI et al. 1936, pp. 25–30). Per quanto concerne la regione da me elaborata gli autori propongono lo schema seguente:

Elementi sinclinali

aa) *Sinclinale di Bedretto–Tremorgio,* con le sue sinclinali subordinate:

α) Sinclinale di Prato–Dalpe (corrisponde a quella di Rodi–Ogiòra del mio schema; il cambiamento di denominazione è imposto da ragioni toponomastiche). Essa divide il ricoprimento Leventina–Lucomagno (segnatamente i relitti dell'involucro para che si trovano sul fianco occidentale della valle del Ticino) dal lobo di Campo Tencia, rispettivamente dal suo lobo parziale, il lembo intermedio di Gribbio.

β) Sinclinale di Pianmez. Suddivide il lembo intermedio di Gribbio in due lobi.

δ) Sinclinale di Piumogna. Essa si dirama dalla sinclinale principale al Passo Campolungo verso est a separa il lembo intermedio di Gribbio dal lobo di Campo Tencia.

ε) Sinclinale di Fusio–Mogno. Essa si dirama dalla sinclinale principale al Passo Campolungo verso ovest e separa il lobo di Campo Tencia dal lobo parziale del lobo della Maggia.

Elementi anticlinali

Pennidico inferiore

aa) *Ricoprimento Leventina–Lucomagno.* Gli autori comprendono le due unità in un unico ricoprimento, di cui il gneiss granitico Leventina rappresenta il nucleo orto, mentre la serie para e mista del Lucomagno ne rappresenta l'involucro.

Pennidico medio (ricoprimento Bernhard con i suoi lobi parziali)

dd) *Lobo della Maggia.* Struttura a cipolla con due lobi parziali (Sambuco e Rodi).

α) *Lobo parziale di Sambuco.* A forma di chiglia schiacciata, con nucleo di anfiboliti di origine magmatica e involucro di rocce para (micascisti granatiferi, ecc.) contenenti letti di gneiss di origine magmatica (gneiss occhiadini, ecc.) e di rocce miste.

ee) *Lobo di Lebendun.* Le lamelle di cristallino antico intercalate nei Calcescisti del bordo settentrionale del lobo della Maggia sono da ricollegare con il lobo stesso della Maggia.

ff) *Lobo del Campo Tencia.* Massa a forma di ciotola che verso nord, ovest e est termina nell'aria, mentre verso sud si incunea sotto il ricoprimento Simano che arriva fino al Pizzo Barone. Costituita in massima parte da paragneiss e parascisti, con nuclei di ortogneiss in forma di letti (Pizzo Forno – A. Lambro).

Lo schema proposto dai due autori mantiene ancora oggi la sua validità, completa per quanto concerne gli «elementi sinclinali», solo parziale invece per quanto concerne gli «elementi anticlinali» (cfr. la parte conclusiva del capitolo).

Per la descrizione di dettaglio della tettonica della regione del Campolungo si è però preferito seguire uno schema differente, più vicino alla realtà, e cioè descrivere i singoli elementi tettonici dal basso verso l'alto, copertura mesozoica compresa; in altre parole, si è abbandonata la separazione in due capitoli principali, «elementi sinclinali» e «elementi anticlinali», proposta dai due autori. Nell'area rilevata le masse autonome di cristallino antico sono cinque (cfr. fig. 2), le seguenti: Leventina, Prato–Cornone, Campo Tencia e Gribbio, S. Giorgio, Sambuco. Di questi cinque complessi solo uno, quello di S. Giorgio, è completamente compreso nell'area rilevata, mentre gli altri quattro rappresentano una minima parte (in generale quella frontale) della loro estensione, per cui ovviamente le considerazioni di ordine tettonico vengono ad assumere un valore modesto, puramente locale. A parte il primo complesso (Leventina) tutti gli altri hanno una copertura mesozoica, sulla quale è necessario premettere alcune osservazioni di carattere generale.

Le rocce mesozoiche della regione del Campolungo ricoprono più della metà dell'area rilevata. Dalla fig. 2 risulta chiaramente come la «Sinclinale Bedretto–Tremorgio» raggiunga la potenza massima nella regione compresa tra il bordo nordovest e il Lago Tremorgio, da dove essa si dirama da un lato verso sudovest assottigliandosi gradatamente, dall'altro lato verso sudest, dove essa si suddivide ulteriormente in tre rami che essi pure si assottigliano e scompaiono a cuneo. Dalla stessa figura risulta altresì che il centro di questo complesso è formato da Calcescisti, mentre i bordi sono generalmente occupati da rocce triassiche di potenza variabile da quella rilevante del Campolungo a quella molto ridotta o addirittura soppressa verso il cristallino antico di Sambuco. Le rocce triassiche giacciono a loro volta sui vari elementi di cristallino antico, separandoli fra di loro. Le unità triassiche si possono suddividere in differenti zone tettoniche autonome, mentre i Calcescisti formano per così dire un corpo unico con varie diramazioni: è per questo motivo che nella descrizione di dettaglio della tettonica si è preferito separare le due serie mesozoiche. Questo criterio trova ulteriori giustificazioni nel fatto che elementi triassici che si trovano ai due fianchi di un «elemento sinclinale» (nel senso di PREISWERK & GRÜTTER, op. cit.) hanno sviluppo di facies differente e nella caratteristica, già rilevata nel capitolo sulla stratigrafia del Trias, che le serie triassiche con ogni probabilità giacciono ancora nel loro legame stratigrafico originario rispetto al loro substrato cristallino e che i Calcescisti invece giacciono sul Trias con contatti tettonici, in posizione alloctona, siccome le superfici di carreggiamento sono situate al livello della cariate del Trias medio superiore e forse in parte nei Calcescisti stessi.

B. Analisi strutturale

Non è stata eseguita un'analisi strutturale tettonica particolareggiata dell'area rilevata, dato che il peso maggiore delle ricerche si è rivolto allo studio geologico del Trias; comunque durante i lavori di rilevamento si sono misurati gli elementi strutturali planari e lineari che vengono riportati senza approfondire la discussione critica e l'interpretazione, per la completezza dei quali i dati raccolti non bastano. Gli elementi strutturali (sia planari che lineari) nelle rocce cristalline antiche e in quelle

mesozoiche sono *omoassiali* (si è visto ad es. come eventuali discordanze pretriassiche siano state cancellate dall'orogenesi alpina): si tratta cioè in ambedue i complessi di «alpine Achsenrichtungen» (WENK 1955), per cui nella loro trattazione non bisogna distinguere fra i due complessi.

1. Elementi strutturali planari (cfr. tav. II)

Essi vengono descritti nelle singole unità tettoniche. Qui basterà notare che le superfici *s*, fatta eccezione per affioramenti isolati (ad es. la regione compresa tra l'A. di Crozlina e il P. del Lambro), seguono rigidamente l'andamento delle grandi linee tettoniche, con direzione generale ONO–ESE e immersione verso sud, salvo all'estremità sudovest dell'area rilevata, dove esse piegano verso SO–NE, e a quella ovest, dove esse formano la complessa struttura a laccio del cristallino antico di Sambuco.

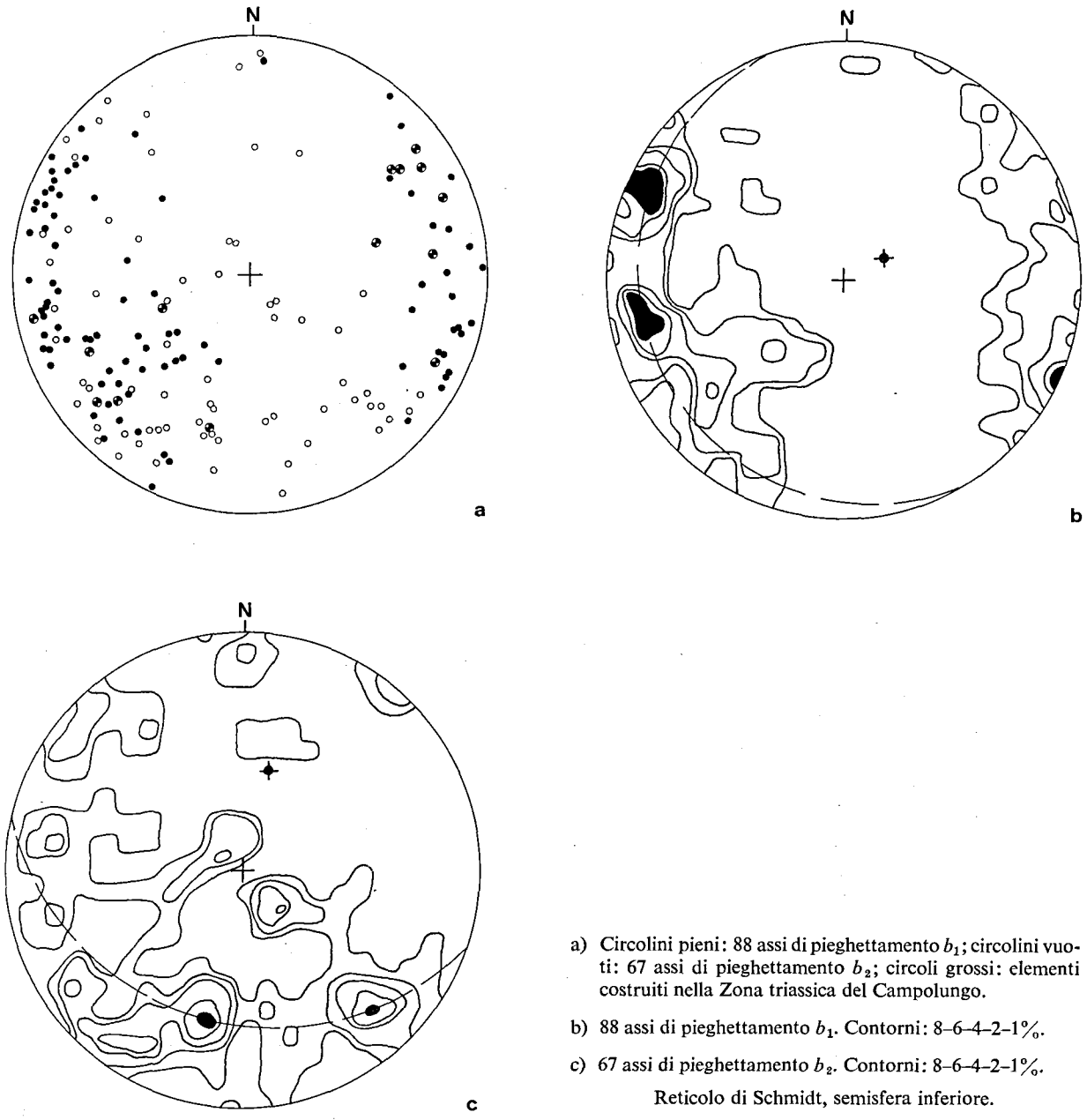
2. Elementi strutturali lineari (cfr. tav. II e fig. 69)

Nella tav. II sono rappresentati anche gli elementi strutturali lineari misurati (in massima parte assi di pieghettamento di pieghe dell'ordine di grandezza del cm–dm–m, ondulazioni della superficie *s*, raramente lineazioni) e quelli costruiti (assi di piegamento delle grandi pieghe nella Zona triassica del Campolungo, costruiti per mezzo del reticolo di Wulf a partire dalle superfici *s*). A prima vista il quadro appare caotico, non legato a particolari regole a valore generale. Se lo si osserva in dettaglio esso rivela però una prima regolarità, che si manifesta in due sistemi che si intersecano, di cui uno è all'incirca disposto in parallelo alle grandi strutture tettoniche definite dalle superfici *s* e quindi grosso modo est–ovest, salvo all'estremità ovest dell'area rilevata, mentre il secondo è disposto grosso modo perpendicolarmente alle strutture tettoniche e che perciò forma un ventaglio (o cono) convergente verso sud (unica eccezione: in una parte del cristallino antico di Sambuco, dove gli assi hanno un'immersione verso nordovest). E' perciò lecito affermare che siamo in presenza di due fasi cinetiche differenti, dato che ambedue i sistemi rappresentano assi *B* nel senso di SANDER. Denominiamo il primo sistema b_1, il secondo b_2 (senza per ora occuparci delle relazioni reciproche di età): nella fig. 69*a* sono rappresentati ambedue i sistemi; il quadro che ne risulta è però ancora poco chiaro; da esso si può unicamente dedurre come gli assi costruiti delle grandi pieghe del Trias coincidano con il sistema b_1 (unica eccezione l'asse della grande piega allo Scheggione a sud dell'A. Cadonighino, appartenente al sistema b_2). L'analisi statistica degli elementi rappresentati chiarisce notevolmente la loro distribuzione geografica:

Elementi lineari b_1 (fig. 69*b*). Essi hanno un andamento E–O con debole immersione pendolante verso E e verso O e si concentrano in due massimi pronunciati con i seguenti valori: 259/16° e 294/10°, con una debole dispersione lungo una cintura il cui polo ha i seguenti valori: 59/74°.

Elementi lineari b_2 (fig. 69*c*). Questi non sono orientati rigidamente come gli altri, ma sono disposti vagamente lungo una larga cintura (polo: 14/54°), che corrisponde al ventaglio già ricordato, con due massimi poco pronunciati a 137/21° e 194/35°: quindi andamento N–S con immersione più ripida del primo sistema, in alcuni casi (cristallino antico di Sambuco e in parte quello del Campo Tencia) molto ripida.

A questo punto nasce spontaneo il problema delle relazioni di età fra le due fasi: esso va di pari passo con il tentativo di correlare le due fasi in un quadro generale, quale è venuto delineandosi in questi ultimi anni grazie a numerosi lavori a carattere specificatamente strutturale (E. WENK 1943, 1955, 1956; WUNDERLICH 1957, 1958; CHADWICK 1965; H. R. WENK 1965; KVALE 1966). Le relazioni di età fra i due sistemi non sono chiare, mancando criteri sicuri su cui basarsi per risolvere il problema (ad es. un sistema coinvolto dai ripiegamenti del secondo). E. WENK (1956) descrive un caso analogo di due sistemi che si incrociano nella Zona sinclinale di Mesocco (cfr. anche WEBER 1966, p. 238): secondo l'autore si tratta di una zona di passaggio tra due stili tettonici e contemporaneamente fra due livelli tettonici diversi; un sistema (NNO) è da ascrivere al Lepontinico, l'altro (ENE)



a) Circolini pieni: 88 assi di pieghettamento b_1; circolini vuoti: 67 assi di pieghettamento b_2; circoli grossi: elementi costruiti nella Zona triassica del Campolungo.

b) 88 assi di pieghettamento b_1. Contorni: 8–6–4–2–1%.

c) 67 assi di pieghettamento b_2. Contorni: 8–6–4–2–1%.

Reticolo di Schmidt, semisfera inferiore.

Fig. 69: Elementi strutturali lineari della regione del Campolungo.

alle coltri pennidiche (sopra il Lepontinico); l'autore afferma poi che «la cristallizzazione e il ripiegamento lepontinici sono avvenuti sotto il tetto delle coltri di carreggiamento e sono più giovani della spinta delle coltri; però, almeno localmente, i movimenti del livello superiore durarono oltre deformando le strutture inferiori». Da questo contesto risulta che la fase «pennidica» può essere più antica o più recente di quella «lepontinica» a seconda delle condizioni locali. Applicando lo schema di E. WENK si può almeno affermare che nella regione del Campolungo il sistema E–O è quello appartenente alla fase «pennidica», mentre quello N–S è quello appartenente alla fase «lepontinica». H. R. WENK (1965, p. 512) propone uno schema cinematico per la regione del Lepontinico, in cui la prima fase, quella del carreggiamento dei ricoprimenti pennidici e austroalpini non avrebbe deformato il «Protolepontinico»; la seconda fase, con compressione E–O, genera la lineazione N–S. Applicando lo schema di H. R. WENK e combinandolo con quello di E. WENK risulta che nella regione del Campolungo il sistema E–O, «pennidico», è più antico di quello N–S, «lepontinico»: il primo, con-

temporaneo al carreggiamento delle coltri pennidiche, si manifesta in tutta evidenza nelle grandi pieghe della Zona triassica del Campolungo, nelle contropieghe di quella del P. Meda – Cta. Briolent (cfr. gli assi costruiti!), nell'inviluppo del cristallino antico di S. Giorgio nei Calcescisti; contemporaneamente esso nega l'affermazione di H. R. WENK (op. cit.) secondo cui questa fase non avrebbe toccato il «Protolepontinico»; il secondo, più giovane, corrisponde alla compressione E–W (responsabile della piega trasversale della Maggia e delle due culminazioni ai lati della stessa), che si manifesta, oltre che nella lineazione N–S, anche nella struttura a laccio del cristallino antico di Sambuco e nelle improvvise deviazioni delle strutture dell'area fra A. di Crozlina e P. del Lambro.

3. Correlazione con le fasi metamorfiche

Se si cerca di correlare le fasi ricavate dallo studio analitico delle strutture lineari con quelle ricavate indipendentemente da quello delle paragenesi metamorfiche delle rocce mesozoiche, si arriva allo schema seguente:

a) la lineazione b_1 (ca. E–O) corrisponde alla fase metamorfica 1, «cinematica», con facies metamorfica degli scisti verdi e contemporaneamente alla fase «pennidica» di E. WENK (1956) e a quella dei «carreggiamenti delle coltri pennidiche e austroalpine» di H. R. WENK (1965, fig. 77);
b) la lineazione b_2 (ca. N–S) corrisponde alla fase metamorfica 2, «prevalentemente termica», con facies metamorfica dell'anfibolite a almandino e contemporaneamente alla fase «lepontinica» di E. WENK (1956) e a quella con compressione E–O di H. R. WENK (1965, fig. 78);
c) le strutture a laccio (pure con assi N–S) del cristallino antico di Sambuco sono forse più recenti e corrispondono probabilmente alla fase «con pressioni di reazione con compressione principale N–S» di H. R. WENK (1965, fig. 79).

C. Tettonica di dettaglio

1. Il complesso «Leventina–Lucomagno»

1a. Il cristallino antico di Leventina

Il cristallino antico di Leventina forma il margine nordest dell'area rilevata: si tratta della metà sud della sua «fronte», quindi di una porzione molto limitata del grosso complesso del gneiss granitico Leventina. Tettonicamente l'area studiata è caratterizzata da una struttura relativamente semplice: la base e il tetto della massa Leventina sono formati da due livelli di gneiss granitico, separati dalla serie sedimentogena della cosiddetta «Intercalazione centrale di Chironico–Faido–Piottino», la quale è formata da un banco unico e continuo salvo alla sua «fronte», dove si suddivide in vari livelli più esili intercalati da gneiss granitico. Il valore tettonico dell'intercalazione centrale è già stato analizzato da CASASOPRA (1939): l'autore (op. cit., p. 694) la definisce un orizzonte dinamico che separa la massa inferiore, autottona, da quella superiore (denominata «lobo di Gribbio», poco felicemente invero, poichè facilmente confondibile con «il lembo intermedio di Gribbio» di PREISWERK), a carattere parautottono.

La giacitura delle rocce che compongono il cristallino antico di Leventina è relativamente costante e uniforme, con immersione da piana a media verso sud o sudovest (cfr. tav. II e tav. IV, profili A e B): nel profilo longitudinale la massa presenta delle ondulazioni che si manifestano nella «sinclinale di Faido» e nell'«anticlinale del Piottino» (cfr. CASASOPRA, op. cit., tav. VIII*).

Le inclusioni di marmo calcitico del Piottino non presentano nessun interesse tettonico diretto, visto che si tratta o di manifestazioni idrotermali legate alla cristallizzazione originaria del gneiss granitico Leventina o di rocce di origine sedimentaria e allora però pretriassiche.

Di importanza fondamentale è invece l'interpretazione della «quarzite» del tetto: già nel capitolo geologico-petrografico (cfr. p. 17) s'è visto come essa sia di genesi incerta (sedimentaria o magma-

tica?), ma comunque di età pretriassica. Questo dato di fatto, assieme con l'interpretazione del marmo di Freggio quale prodotto idrotermale (omologo a quello del Piottino) ha conseguenze fondamentali dal punto di vista tettonico: la massa Leventina perde la qualità di «ricoprimento autonomo» postulate da BOSSARD (1925, 1936); il suo valore diminuisce per così dire d'importanza, rappresentando essa unicamente il nucleo orto dell'unità Lucomagno–Leventina; ipotesi del resto già chiaramente formulata da PREISWERK & GRÜTTER nel 1936 e ripresa in seguito da NABHOLZ (1954), DAL VESCO (1964) e recentemente da BADOUX (1967): con ciò non si vuole mettere in dubbio il carattere di ricoprimento dell'unità Leventina–Lucomagno.

1b. Il cristallino antico di Prato–Cornone e la Zona milonitica di Ogiòra

Alla monotonia litologica delle rocce che compongono il cristallino antico di Prato–Cornone (il quale, come si è già discusso nel capitolo sulla geologia, appartiene al «ricoprimento» Lucomagno e quindi rappresenta la copertura di rocce di origine sedimentaria pretriassiche della massa Leventina) corrisponde una monotonia nella struttura tettonica: questa è caratterizzata da una giacitura uniforme con immersione da debole a media verso sud–sudovest, come nel caso del cristallino antico di Leventina. I contatti con il cristallino di Leventina sono sempre netti, siano essi occupati dalle «quarziti» o dal gneiss granitico stesso, generalmente concordanti, salvo al Dazio Vecchio (Piottino), dove esso è debolmente discordante. Il limite superiore del cristallino antico di Prato–Cornone è occupato fino all'altezza di Ogiòra dalla Zona triassica di Rodi–Ogiòra (cfr. fig. 2); da Ogiòra verso sudest, dove il Trias scompare a punta, esso è invece occupato dalla Zona milonitica di Ogiòra: questa zona dimostra come importanti movimenti differenziali, in parte almeno ancora postmetamorfici, siano avvenuti al bordo superiore del cristallino antico di Prato–Cornone, cioè al margine superiore del «ricoprimento» Lucomagno. Ciò conferma l'ipotesi che i movimenti dei grandi carreggiamenti siano avvenuti, almeno per quanto concerne la regione studiata, al livello di separazione delle coltri Lucomagno e Simano e non sulla superficie di separazione tra la massa Leventina e quella Lucomagno. Questa affermazione concorda con l'ipotesi di PREISWERK & GRÜTTER (1936) e degli altri autori citati di una «coltre di ricoprimento» unica Leventina–Lucomagno, con la massa Leventina formante il nucleo orto e quella Lucomagno l'involucro para. Il carattere di ricoprimento della massa Leventina–Lucomagno risulta evidente considerando la parallelizzazione con il «massiccio» del Gottardo postulata da DAL VESCO (1964) da una parte, le considerazioni sulle radici delle coltri Elvetidi (sopra il Massiccio intermedio del Tavetsch: TRÜMPY 1963) dall'altra.

1c. La Zona triassica di Rodi–Ogiòra

Essa rappresenta la copertura triassica del cristallino antico di Prato–Cornone e contemporaneamente il ramo estremo settentrionale della Zona mesozoica di Bedretto–Tremorgio. Venendo da nord ovest verso sudest, essa è accompagnata da Calcescisti fino all'altezza di Prato, mentre da Prato verso est essa rappresenta l'unico termine mesozoico. Fino a Rodi gli affioramenti sono talmente rari e esigui (per via della copertura alluvionale del Ticino) che i rapporti con il cristallino antico del Lucomagno non sono chiari: il limite indicato nella fig. 2 è puramente speculativo. I rapporti di giacitura diventano più chiari a partire da Cornone verso est. La tettonica è relativamente semplice: in alcuni punti i contatti con i due cristallini antichi (quello di Prato–Cornone sotto, quello di Gribbio sopra) sono affioranti; in ambedue il passaggio al Trias è occupato dalla quarzite di base, seguita da dolomie e cariate al nucleo: in apparenza risulta una struttura sinclinale, che in realtà va interpretata altrimenti. Sul cristallino antico di Prato–Cornone giace una «serie normale» di Trias; su quello di Gribbio giace una serie analoga, in posizione tettonica inversa (cristallino antico sopra, Trias sotto): il tratto d'unione tra le due serie è rappresentato dalla cariata. È al suo livello che giace la superficie tettonica divisoria, che trova la sua continuazione, dove il Trias scompare a cuneo (a Ogiòra), nella Zona milonitica di Ogiòra, la quale testimonia dell'intensità delle sollecitazioni meccaniche a questo livello tettonico. La giacitura della Zona triassica di Rodi–Ogiòra è abbastanza costante, con immersione da debole a media verso sudovest (cfr. tavv. II e IV).

1d. Calcescisti

Si è già accennato al paragrafo precedente come i Calcescisti accompagnino il Trias di Rodi–Ogiòra solo fino all'altezza di Prato. Al contatto con il Trias si hanno sempre micascisti calcariferi, mentre la serie differenziata «di base» manca: per cui è da ammettere che il contatto sia di natura tettonica (tanto più che spesso manca addirittura anche la cariata del Trias).

2. Il complesso «Simano»

Questo complesso è formato dal cristallino antico del Campo Tencia e da quello di Gribbio, con le relative coperture mesozoiche, la Zona triassica del Campolungo e quella di Pianmez, ambedue con Calcescisti. Questa unità di cristallino antico occupa il settore sud e quello sudest dell'area rilevata, affiorando con la sua fronte settentrionale. Il primo problema che si presenta è quello della coappartenenza tettonica originaria fra il cristallino antico di Gribbio e quello del Campo Tencia, postulata da PREISWERK (1918 e 1936). Litologicamente le due unità presentano le stesse caratteristiche di composizione mineralogica e di grado di metamorfosi; inoltre la Zona triassica del Campolungo nel settore divisorio tra i due complessi, cioè a est della Piumogna, come si vedrà più sotto, presenta una costruzione simmetrica a struttura sinclinale, anche se fagliata, di modo che l'ipotesi di PREISWERK è senz'altro valida, confermata sia dai criteri litologici sia da quelli tettonici.

2a. Il cristallino antico di Gribbio

Questo cristallino antico («lobo intermedio di Gribbio» secondo la nomenclatura di PREISWERK & GRÜTTER 1936) rappresenta perciò un lembo frontale del cristallino antico del Campo Tencia, la cui autonomia tettonica è evidente solo fino ai Nedi, dove la separazione è occupata dalla Zona triassica del Campolungo. La sua estensione (cfr. fig. 2) è delimitata a nord dalla Zona triassica di Rodi–Ogiòra e dalla Zona milonitica di Ogiòra, a ovest dalla Zona triassica di Pianmez e dalla Faglia della Piumogna, a sud fino all'altezza dei Nedi dalla Zona triassica del Campolungo. Esso è formato essenzialmente da rocce sedimentogene (micascisti e gneiss scistosi granatiferi, gneiss mesocratici, serie conglomeratica) con rare intercalazioni anfibolitiche. La giacitura è relativamente costante, con immersione debole o media verso sudovest (cfr. tavv. II e IV). Gli orizzonti litologici presentano una certa regolarità di ripetizione (cfr. tav. IV, profilo A), che corrisponde probabilmente al succedersi di grosse pieghe isoclinali con immersione dei piani assiali verso sudovest, la cui struttura non è più decifrabile. La parte «frontale», compresa tra il Trias di Pianmez e quello di Rodi–Ogiòra, ricorda le sinforme (anticlinali rovesciate) della Zona triassica del Campolungo.

2b. La Zona triassica di Pianmez

Essa si diparte da quella di Rodi–Ogiòra all'altezza di Prato e gira, assumendo un andamento nord–sud, per terminare improvvisamente alla Cascata della Piumogna, troncata dalla faglia omonima. La serie triassica giace normale sul cristallino antico di Gribbio (come lo comprova la serie conglomeratica e quarzitica alla base). Essa rappresenta perciò, assieme con i Calcescisti del tetto, la copertura sedimentaria normale del cristallino antico di Gribbio, separandolo da quello di S. Giorgio (in parte senza Trias e con contatti sempre tettonici), assumendo così un valore separatorio molto più importante di quanto avevano postulato PREISWERK & GRÜTTER (1936), che consideravano il cristallino antico di S. Giorgio un lobo parziale del lembo intermedio di Gribbio. Le condizioni di giacitura sono analoghe a quelle del cristallino antico di Gribbio sottostante, e cioè: immersione media verso sudovest fino ovest.

2c. Calcescisti

La Zona triassica di Pianmez è accompagnata probabilmente su tutta la sua lunghezza da Calcescisti: i contatti non affiorano mai, per cui è impossibile dire se essi sono di natura stratigrafica o tettonica.

2d. Il cristallino antico del Campo Tencia

Il cristallino antico del Campo Tencia (s.s.) occupa la fascia sud dell'area rilevata e è delimitato a nord dalla sua copertura mesozoica, formata dalla Zona triassica del Campolungo e da Calcescisti. La parte frontale studiata è formata essenzialmente da rocce sedimentogene (gneiss e micascisti di vario tipo) con intercalazioni di strati anfibolitici. La ripartizione dei vari tipi litologici presenta interessanti caratteristiche (cfr. tavv. I e IV): nella parte centrale al contatto con il Trias affiorano gneiss e micascisti quarzitici, che raggiungono le potenze massime nell'area tra il P. Prevat e il P. Campolungo; essi verso i lati si assottigliano e verso est scompaiono addirittura (Valle Campo), sostituiti al contatto con il Trias dai gneiss mesocratici: questo fatto documenta senza dubbio una discordanza originaria del Trias sul cristallino erciniano: la metamorfosi alpina ha cancellato la discordanza strutturale, ma non quella litologica; un'altra particolarità è che i micascisti e i gneiss scistosi affiorano di regola immediatamente a sud della serie quarzitica citata, mentre i gneiss mesocratici (con le intercalazioni dei gneiss leucocratici «psammitici» e delle anfiboliti) affiorano solo a sud di quelli. Le zone anfibolitiche si possono raggruppare grosso modo in due livelli (cfr. fig. 2): allo stadio attuale delle conoscenze non è possibile discutere il loro eventuale valore tettonico (ofioliti del ciclo orogenetico erciniano o di uno ancora più antico?).

La giacitura delle rocce (cfr. tav. II) ricalca quella della Zona triassica del Campolungo, con una forma a settore di ciotola, a ovest con immersione ripida verso est; procedendo verso ovest l'immersione gira verso sud e nel settore del P. Prevat essa ribalta localmente verso nord (cfr. tav. IV, profilo D); verso est essa ribalta nuovamente verso sud, diventando contemporaneamente più piana; nell'area compresa tra il P. del Lambro, l'A. di Crozlina e La Motta essa gira praticamente verso ovest. L'andamento degli strati è generalmente regolare, salvo in due punti, dove si osserva un cambiamento repentino della direzione: una prima volta nella zona delle anfiboliti a sudovest del P. Campolungo (cfr. tavv. I e II). Qui gli strati passano improvvisamente, sebbene senza soluzione di continuità, dall'andamento est–ovest a quello nordovest–sudest per circa 700 m, per poi ritornare all'andamento normale a sud dell'A. Morghirolo. Un fenomeno analogo si osserva tra l'A. Morghirolo e il P. del Lambro: qui gli strati girano improvvisamente assumendo un andamento sudovest–nordest e un'immersione insolita verso nordovest (cfr. anche tav. IV, profilo B); nel primo caso si tratta probabilmente di una flessione locale (accompagnata da assi di pieghettamento all'incirca N–S molto ripidi) provocata da movimenti di compressione E–O, nel secondo caso forse di una contro-piega («Rückfalte»).

Nella regione al contatto immediato con il Trias il cristallino antico del Campo Tencia è coinvolto nei ripiegamenti del Trias stesso, come lo testimoniano i suoi nuclei al centro delle sinforme: come nel caso dei Calcescisti anche qui si osserva lo stesso fenomeno di diversità di comportamento meccanico: il cristallino antico presenta strutture pieghettate apparentemente disarmoniche rispetto alle grandi pieghe del Trias, come si è indicato schematicamente nella tav. IV (profili C e D).

2e. Zona triassica del Campolungo (cfr. tav. III)

L'inizio della copertura mesozoica normale del cristallino antico del Campo Tencia è rappresentato dalla Zona triassica del Campolungo: è in essa che le condizioni di giacitura tettonica sono le più complesse, ma nel contempo anche più facilmente leggibili. Nell'introduzione storica si sono già elencati brevemente i numerosi tentativi di interpretazione tettonica delle dolomie del Campolungo e in modo particolare della piega per antonomasia, quella che fa da cornice spettacolare all'A. Campolungo. L'ultimo tentativo è quello di PREISWERK (1919): in quel lavoro («Die überkippte Tauchfalte am Campolungopass und ihre früheren Deutungen») l'autore interpreta la tettonica della parte centrale del Trias del Campolungo (tra il Passo Cadonighino e la Val Prevat) come un'unica piega coricata e rovesciata; egli si basa sull'affioramento di Calcescisti intercalato alle dolomie a nord del Passo Cadonighino, sul nucleo di cariata al centro della struttura del Passo Campolungo e su una lamina di cristallino antico nella serie triassica in Val Prevat (cfr. op. cit., fig. 1, profili I, II e III). Il valore fondamentale dell'analisi di PREISWERK sta nell'avere riconosciuto lo stile tettonico fondamentale nel Trias del Campolungo: sinclinali rovesciate che appaiono come antiforme e viceversa.

In realtà le relazioni tettoniche sono alquanto più complesse: i risultati delle mie interpretazioni sono contenuti nella tav. III, che raggruppa una carta tettonica e 12 profili tettonici attraverso il Trias del Campolungo, dalla Gola di Colla (a ovest) a La Motta (a est).

Tettonicamente (come pure geologicamente) il Trias del Campolungo si può suddividere in tre settori:

- l'estremità ovest (a sudovest dell'A. Pianascio),
- l'estremità est (a est della Piumogna),
- la regione centrale (compresa tra le due estremità citate).

a) L'estremità ovest

A sudovest dell'A. Pianascio, nella Gola di Colla e alla Colla stessa, il Trias si riduce alla quarzite di base e alla cariata. Le relazioni tettoniche sono semplici (cfr. tav. III, prof. 1): a sud il cristallino antico del Campo Tencia, seguito verso nord dalla quarzite e dalle cariate del Trias, seguite a loro volta dai Calcescisti. L'immersione degli strati è ripida, verso sudest. Sulla continuazione verso sudovest cfr. le pp. 91 sgg.

b) L'estremità est

A est della Piumogna si trova una situazione analoga, in quanto, fatta eccezione per il profilo n° 10, vi mancano le dolomie del Trias medio. La struttura tettonica è però fondamentalmente un'altra (cfr. tav. III, profili n[1] 10, 11 e 12); infatti da sudovest verso nord si ha la seguente successione: cristallino antico del Campo Tencia, serie conglomeratica, quarzite del Trias inferiore, cariate, quarzite, in parte serie conglomeratica, cristallino antico di Gribbio. La struttura è cioè simmetrica, sinclinale, e poco profonda, come lo dimostra la terminazione a cuneo del Trias verso est. La struttura sinclinale, che ha giacitura relativamente piana verso sud, è complicata localmente da intercalazioni in posizione stratigrafica anormale di scaglie di dolomia a flogopite (profilo n° 10). In questo settore la Zona triassica del Campolungo non è accompagnata da Calcescisti e rappresenta la separazione dei due cristallini antichi coappartenenti, quello di Gribbio a nord (tettonicamente sotto) da quello del Campo Tencia a sud (tettonicamente sopra).

c) Il settore centrale

Il settore compreso tra le due estremità descritte, cioè l'area tra l'A. Pianascio e il Lambro, si differenzia subito dagli altri due per la presenza della potente serie di dolomie del Trias medio. La serie, come si è discusso nella parte stratigrafica (cfr. pp. 169 sgg.), può essere suddivisa in vari livelli stratigrafici – guida, che permettono di districare con attendibilità il complesso edificio tettonico. In questo settore si sono tracciati otto profili (n[1] 2–9), che propongono una nuova interpretazione, che in alcuni profili è rigidamente documentata, mentre in altri essa è ottenuta per estrapolazione.

Consideriamo dapprima il profilo più classico e meglio documentato:

Profilo n°4 (P. Prevat – Pso. Campolungo – P. Meda)

Le rocce triassiche sono intensamente ripiegate in un complesso di quattro sinforme e altrettante antiforme, le seguenti, da sud verso nord:

Antiforma 1: alla Bocchetta tra il Piz Prevadin e il Piz Prevat, con fianchi di cristallino antico del Campo Tencia (in parte con la serie conglomeratica) e nucleo di quarzite; il nucleo è occupato da rocce più giovani di quelle dei fianchi: per definizione si tratta quindi di una sinclinale, che tettonicamente si presenta come un'anticlinale. Dei vari termini possibili per definire questa struttura («sinclinale rovesciata», «falsa anticlinale», «struttura anticlinale») si è preferito addottare quello più moderno di «antiforma».

Sinforma 1: tra la Bocchetta citata e il piede nord del Piz Prevat, con fianchi di Trias in serie inversa e nucleo di cristallino antico del Campo Tencia; il nucleo è occupato da rocce più antiche di quelle dei fianchi: siamo quindi in presenza di un'anticlinale, che tettonicamente è una sinclinale.

caso inverso del precedente, vale a dire «anticlinale rovesciata» o «falsa sinclinale» o «struttura sinclinale»: si preferisce usare il termine di «sinforma».

Antiforma 2: a sud del Passo Campolungo, con fianchi di cristallino antico del Campo Tencia e nucleo di Trias (il nucleo centrale di cariata, e tanto meno di Calcescisti, non affiora).

Sinforma 2: a sud del Passo Campolungo, con fianchi di Trias e nucleo costituito da una lamella di micascisti a granato del cristallino antico del Campo Tencia (cfr. pp. 81–83, profilo n°22, strato n°19; fig. 28); questa struttura era sfuggita all'attenzione di PREISWERK (1919), mentre essa è riportata da GÜBELIN (1939, tav. IV, profili 3 e 4), senza interpretazione tettonica.

Antiforma 3: al Passo stesso e a nord di esso, con fianchi di dolomie del Trias medio e nucleo di cariate, che affiora poco più a ovest, alla Löita dei Sautri. Si tratta della piega più spettacolare di tutta la regione del Campolungo, quella riconosciuta come «sinclinale rovesciata» da PREISWERK (1919).

Sinforma 3: a nord del Passo Campolungo, con fianchi di Trias (dolomie e cariata) e nucleo di cristallino antico del Campo Tencia, che affiora a un centinaio di metri a sudovest del Passo (cfr. il piano tettonico, tav. III, e la carta geologica, tav. I), finora sconosciuto.

Antiforma 4: a nord del Passo Campolungo, con nucleo di cariata e fianchi di dolomie.

Sinforma 4: al piede della catena del P. Meda, con nucleo di dolomie e fianchi di cariata. Questo elemento chiude la serie tettonica triassica; al contatto con la cariata seguono poi i Calcescisti.

La complessità del ripiegamento tettonico ora illustrato non trova la corrispondenza nella giacitura degli strati: l'immersione è di regola ripida e verso nord, salvo alle cerniere, del resto raramente affioranti.

Questo schema (alternarsi di 4 antiforme con altrettante sinforme) è valido dal Passo Campolungo verso est fino all'A. Cadonighino, come lo illustrano i profili di questo settore:

Profilo n°5

Profilo parziale tra il Pian dei Sautri e Costello: in esso sono ben visibili le antiforme 3 e 4: grazie all'intaglio topografico il nucleo di cariata dell'antiforma 3 è affiorante. La giacitura è già cambiata rispetto al profilo precedente: l'immersione dei piani assiali è media e ora verso sud.

Tra questi due profili, nella regione di Costello, l'antiforma 4 è complicata ulteriormente dalla scissione locale in due antiforme che racchiudono una sinforma (cfr. tav. III; profili n°18 e 19, p. 77).

Profilo n°6

È il profilo classico attraverso il Passo Cadonighino: l'antiforma 1 e la sinforma 1 sono perfettamente documentate; esse sono seguite dalla serie isoclinale del fianco sud del Passo, in cui le cerniere delle pieghe e i nuclei di cariata, rispettivamente il cristallino antico del Campo Tencia, non affiorano; le due ultime strutture sono invece nuovamente documentate in modo ineccepibile: nella antiforma 4 affiora addirittura il nucleo di Calcescisti, uno degli affioramenti su cui si basò PREISWERK (1919) per la sua interpretazione tettonica. Rispetto al profilo tipo del Passo Campolungo si hanno le seguenti variazioni: giacitura più o meno isoclinale con immersione media verso sud, nucleo di cristallino antico del Campo Tencia particolarmente potente e in forma di chiglia inclinata verso sud.

Profilo n°7 (ai Caucistri, corrisponde al prof. n°14a, p. 68).

Esso non presenta variazioni importanti rispetto a quello precedente, salvo la riduzione del nucleo di cristallino antico della sinforma 1 e la scomparsa del nucleo di Calcescisti dell'antiforma 4. La giacitura è pressocchè invariata.

Profilo n°8 (Pizzo delle Löite – Scheggione – A. Cadonighino)

Gli affioramenti sono molto rari, per cui il profilo tettonico è ottenuto in gran parte per estrapolazione dal precedente. Al piede dello Scheggione affiora però la sinforma 2. Nel frattempo sono

scomparse in aria l'antiforma 1 e la sinforma 1, a causa del livello geografico più basso. La giacitura varia leggermente: l'immersione dei piani assiali, verso sud, è più piana.

L'ultimo profilo verso la Val Piumogna, attraverso il vasto intaglio ai piedi del Pizzo del Lambro, è senza dubbio quello di interpretazione tettonica più intricata.

Profilo n°9

In esso si ritrovano sinforme e antiforme, in parte documentate dalla ripetizione ritmica di serie di dolomie del Trias medio: la giacitura isoclinale degli strati, l'assenza di cerniere affioranti e la mancanza di nuclei di cristallino antico rendono però alquanto labile l'interpretazione tettonica. Lo schema qui proposto è ottenuto in parte estrapolando i dati ricavati dai profili precedenti. Le ultime pieghe, verso i Calcescisti, sono sicuramente intensamente scagliate a livello delle cariate (come lo dimostrano gli strati di cariate brecciate e laminate) con fianco mediano assottigliato o soppresso. La giacitura dei piani assiali è leggermente variata rispetto al profilo precedente: l'immersione, verso sudovest, è più piana.

Lo schema chiarito sulla base del profilo del Passo Campolungo mantiene fondamentalmente la sua validità anche nel settore ovest, che comprende due profili (n°2 e 3).

Profilo n°3 (Val Prevat)

La sua traccia corrisponde a quella del profilo n°III di PREISWERK (1919, fig. 1). La antiforma 1 e la sinforma 1 terminano a cuneo in aria esattamente in questo profilo; l'antiforma 2, la sinforma 2 e l'antiforma 3 affiorano in tutta la loro evidenza; la sinforma 3 si riduce al suo fianco sud, mentre il fianco nord e l'antiforma 4 sono soppresse, tagliate dalla sinforma 4, la quale contiene un nucleo di cristallino antico (già rilevato da PREISWERK 1919) avviluppato dalle cariate. La giacitura dei piani assiali è leggermente variata rispetto a quella del profilo del Passo Campolungo: l'immersione è ripida, pendolare verso sud e verso nord.

Profilo n°2 (A. Zaria – A. Pianascio)

Questo è l'ultimo affioramento verso sudovest con dolomie del Trias medio: in questo settore lo schema tettonico fondamentale è notevolmente complicato da importanti movimenti differenziali lungo superfici di scorrimento a livello delle cariate. Comunque resti di ripiegamenti sono visibili in più punti, specialmente le sinforme con nuclei ridotti di dolomie e in un caso, esattamente al contatto con i Calcescisti, di cristallino antico. La giacitura è pressocchè isoclinale, con immersione ripida verso sud.

Ca. 200 m a ovest del profilo tracciato affiora chiaramente il modo in cui le dolomie del Trias medio scompaiono «in aria», avviluppate verso il basso dalle cariate e dai Calcescisti (cfr. fig. 31): ciò spiega l'improvviso assottigliarsi del Trias verso sudovest.

Coordinando le osservazioni fatte a proposito della tettonica di dettaglio del Trias del Campolungo si possono trarre le seguenti *conclusioni generali:*

Il Trias del Campolungo ha la forma di un settore di ciotola assottigliata alle due estremità, con immersione piana verso sud a ovest, sempre più ripida verso il centro, localmente rovesciata verso nord, e di nuovo meno ripida procedendo verso sudovest. Le grandi potenze (con massimi tra il Lambro e il Passo Cadonighino) non sono stratigrafiche, ma sono bensì raggiunte grazie a accumulo tettonico. Lo stile tettonico fondamentale è il seguente: ripetizione di antiforme e sinforme, le quali sono delle sinclinali, rispettivamente anticlinali, rovesciate. Di conseguenza i nuclei di cristallino antico del Campo Tencia si raccordano con la massa principale a sud dall'alto, mentre i nuclei più giovani (cariate e Calcescisti) si riallacciano alla massa principale a nord dal basso; in altre parole: i termini più antichi provengono dall'alto e terminano con la cerniera verso il basso. Questo fatto spiega come mai abbassandoci topograficamente (verso est Val Piumogna e La Motta, verso ovest La Colla) scompaiono i nuclei di cristallino antico e le dolomie. Lo stile di ripiegamento è spesso complicato dalla presenza di piani di scorrimento al livello delle cariate, per cui spesso risultano «pieghe-faglie» con fianco mediano assottigliato o soppresso: che i

piani di scorrimento prediligano le cariate appare logico, se si considera che le cariate hanno un comportamento meccanico molto più incompetente di quello delle dolomie. D'altro canto gli assi delle pieghe non hanno andamento rettilineo nè orizzontale, bensì un andamento ondulato: nel piano tettonico (tav. III) è rappresentata la intersezione dei piani assiali con la superficie topografica; nella tav. II gli elementi strutturali lineari costruiti danno un'idea del rapido variare dell'immersione assiale, con una depressione assiale evidente poco a ovest del Passo Campolungo, una culminazione assiale a Costello, una depressione all'A. Campolungo, ecc.: l'ondulazione assiale frequente spiega le rapide variazioni delle condizioni di affioramento dei nuclei delle pieghe (ad es. il nucleo di Calcescisti del Passo Cadonighino, i numerosi nuclei di cristallino antico del Campo Tencia). Il nucleo di cristallino antico più impressionante per estensione è quello del P. Prevat, a forma di chiglia ritorta, completamente isolato dalla massa principale del cristallino antico del Campo Tencia dall'esile antiforma (quarziti e dolomie) che passa attraverso i Leìt e si ricongiunge con la massa principale di Trias allo Scheggione a est e in Val Prevat a ovest (cfr. tavv. I e III): questa antiforma era stata parzialmente osservata da PREISWERK (1919), che ne aveva rilevato l'inizio orientale, a sud di Stüei e che aveva denominato «finestra di Stüéi (op. cit., fig. 1, profilo I).

L'importanza della Zona triassica del Campolungo quale elemento tettonico di separazione risulta con maggior chiarezza dalla fig. 2. A est della Piumogna la Zona triassica del Campolungo separa fino all'altezza dei Nedi i due cristallini antichi omologhi del Campo Tencia e di Gribbio; tra la Piumogna e l'A. Cadonighino, essa, assieme ai Calcescisti, separa il cristallino antico del Campo Tencia da quello di S. Giorgio; tra l'A. Cadonighino e all'incirca l'A. Campolungo essa è accompagnata dalla massa considerevole dei Calcescisti del settore Tremorgio–Rodi; a sudovest dell'A. Campolungo essa assieme ai Calcescisti, separa il cristallino antico del Campo Tencia da quello di Sambuco.

2f. Calcescisti

La copertura mesozoica del cristallino antico del Campo Tencia oltra al Trias comprende una serie in parte molto potente di Calcescisti. Questi accompagnano il Trias su tutta la sua lunghezza, salvo a est della Piumogna, dove essi vengono forse interrotti dalla faglia omonima. Alla base dei Calcescisti affiora una serie litologicamente differenziata, che lascia supporre che essi inizino con i termini più antichi e che essi giacciano in posizione stratigrafica normale sul Trias.

3. Il complesso «Lebendun» (?)

3a. Il cristallino antico di S. Giorgio

Nella discussione finale sulla geologia e petrografia del cristallino antico di S. Giorgio (cfr. p. 31) si sono già anticipate alcune osservazioni di carattere tettonico riguardanti la sua classificazione nello schema dei ricoprimenti pennidici in base allo sviluppo litologico e alla posizione tettonica. In quella sede si è giunti alla conclusione che esso corrisponde tettonicamente all'unità «Lebendun/Soja» (nel senso di STAUB 1958): questa affermazione si basa sul suo sviluppo litologico (facies psammitica predominante, con locali intercalazioni psefitiche e altre marnose o marnoso-dolomitiche) analogo a quello dei complessi Lebendun e Soja, e sulla particolarità tettonica di essere completamente avviluppato nei Calcescisti. L'attribuzione del cristallino antico di S. Giorgio all'unità Lebendun/Soja implica il problema che si pone già in quella sede, cioè se si tratta di un ricoprimento autonomo con radice tra Simano e Adula (nel nostro caso quindi tra Campo Tencia e Sambuco) o se si tratta invece di una lamella strappata, di una scaglia in grande stile e in questo caso a quale ricoprimento essa appartenga. Nel caso della Scaglia di Soja l'interpretazione odierna è che si tratti di «un elemento frontale del ricoprimento Adula sormontato e inviluppato nella sinclinale di Soja» (EGLI 1966, p. 144); nel caso del cristallino antico di Lebendun l'interpretazione è analoga: PREISWERK (1918, p. 73; 1936, p. 29; 1934: carta tettonica nella carta geol. spec. n° 116) parla di «parti frontali del Lobo della Maggia strappate, sormontate e inviluppate lateralmente»; STAUB (1958, p. 128) lo considera «...als Reste alter, nachträglich überfahrener und ausgewalzter primärer Stirnteile der

Monte Leone-Decke, des Maggia-Lappens und des Adula-Systems, von deren heutiger Front alle diese Elemente zu mächtigen Paketen zusammengestaut erscheinen». Questa interpretazione è valida anche nel caso del cristallino antico di S. Giorgio: dal profilo geologico B (tav. IV) e dalla carta tettonica (fig. 2) risulta univocamente che esso deve essere un elemento tettonicamente più alto del cristallino antico del Campo Tencia e di Gribbio per le seguenti ragioni:

- esso termina con la fronte chiusa verso il basso; a proposito cfr. gli affioramenti al Ri Foch, dove esso termina «in aria», sopra i Calcescisti della Zona Bedretto–Tremorgio, con una repentina culminazione assiale;
- l'improvvisa terminazione alla Cascata della Piumogna non può essere spiegata se non ammettendo una continuazione verso l'alto, sopra il cristallino antico di Gribbio.

Deve perciò trattarsi di elementi inviluppati dall'alto verso il basso, provenienti da un livello superiore al cristallino antico del Campo Tencia, quindi dal cristallino antico di Sambuco (= Maggia = Adula), esattamente come nei casi Lebendun e Soja. Il meccanismo tettonico che ha portato a questi fenomeni di strappo e inviluppi dall'alto è dello stesso genere (e probabilmente contemporaneo) di quello dei ripiegamenti del Trias del Campolungo: anche qui in fondo siamo di fronte a sinforme (in realtà delle anticlinali rovesciate) con nucleo proveniente da sud e dall'alto. Quest'interpretazione è quindi diametralmente opposta a quella di PREISWERK (1917, fig. 5), secondo la quale il cristallino antico di S. Giorgio sarebbe una «isoklinal gelagerte Antiklinale» (op. cit., p. 180) appartenente al cristallino antico del Campo Tencia.

Va ancora menzionata la recente ipotesi di JOOS (1967), che rimette in discussione la posizione tettonica della Serie di Lebendun: l'autore la considera una serie psefitica del Paleozoico superiore in origine sedimentata al margine sud prealpino del Massiccio del Gottardo e che ha raggiunto la posizione attuale per mezzo di un'enorme contro-piega. Nel caso del cristallino antico di S. Giorgio tale ipotesi si potrebbe applicare solo ammettendo una parallelizzazione con la massa Lucomagno (la quale, secondo DAL VESCO 1964, sarebbe nient'altro che la continuazione a sud del Massiccio del Gottardo).

Nei dettagli la costruzione interna del cristallino antico di S. Giorgio risulta alquanto complicata dai fenomeni di intensa laminazione e scagliamento, visibili specie ai bordi settentrionale e meridionale (alla Faura di S. Giorgio e a Figioch), dove il Trias è stato completamente schiacciato fuori dal contatto e soppresso. La giacitura degli strati è uniforme, con immersione media verso sud o sud-ovest.

3b. Zona triassica di S. Giorgio

Di tutte le Zone triassiche studiate essa è quella in cui il Trias è tettonicamente il più disturbato: si è già visto nel capitolo sulla «stratigrafia» come manchi qualsiasi nesso stratigrafico; i contatti sono di natura spiccatamente tettonica e le potenze, seppur modeste, sono raggiunte grazie ad accumulo tettonico verso la fronte occidentale, dove i movimenti differenziali, molto intensi ai fianchi sud e nord, si estinguono per l'improvvisa culminazione assiale del cristallino antico di S. Giorgio. In sostanza il Trias di S. Giorgio rappresenta i pochi relitti, intensamente sconvolti, della copertura triassica originaria del cristallino di S. Giorgio rimasta incollata al substrato stesso durante i processi di inviluppo del cristallino antico di S. Giorgio nei Calcescisti della Zona Bedretto–Tremorgio.

3c. Calcescisti

I Calcescisti avvolgono completamente il cristallino antico di S. Giorgio e, salvo poche eccezioni, essi rappresentano l'unico termine della copertura mesozoica. Essi alla base sono rappresentati dalla serie litologicamente differenziata, per cui, come nel caso di quelli sopra il cristallino antico del Campo Tencia, si può supporre che essi rappresentino una serie normale, giacente più o meno autottona sul cristallino antico di S. Giorgio, sebbene i contatti rispetto a questo siano spiccatamente tettonici.

4. Il complesso «Adula»

4a. Il cristallino antico di Sambuco

Del cristallino antico di Sambuco (secondo la nomenclatura di PREISWERK & GRÜTTER 1936: «lobo parziale di Sambuco», appartenente al «lobo della Maggia») si è rilevato solo un'esile striscia al bordo sudest, in cui affiorano le condizioni di contatto con il Mesozoico (Calcescisti della Zona Bedretto–Tremorgio e Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent), alle quali ho rivolto l'attenzione e che vengono analizzate nel prossimo paragrafo. A questo punto bisogna anticipare come secondo la mia interpretazione il Trias del P. Meda – Cta. Briolent rappresenti l'inizio della copertura mesozoica normale del cristallino antico di Sambuco e che quindi non può essere ricollegato con il Trias del Campolungo per mezzo dell'enorme piega postulata da HASLER (1949, fig. 27). Le pieghe di quella Zona triassica presentano una struttura simmetrica rispetto a quella del Campolungo e si presentano come pieghe di retroflessione da nordovest verso sudest che possono essere spiegate ammettendo una «messa in posto» della massa di Sambuco non contemporanea, probabilmente più tarda, a quella del Campo Tencia, ciò che spiegherebbe anche la struttura a laccio del cristallino antico stesso. HASLER (op. cit., p. 144), cui si rimanda per le considerazioni sulla tettonica del cristallino antico di Sambuco, giunge a analoghe conclusioni, postulando un «Fliessen zwischen Backen» della massa di Sambuco. Problema questo che si inserisce in quello generale della genesi della «piega trasversale della Maggia», probabilmente dovuta a compressione est–ovest della massa compresa tra le due culminazioni Tosa e Ticino.

Il cristallino antico di Sambuco ha la forma di una chiglia schiacciata o, secondo la definizione di PREISWERK (1918, p. 72), di una cipolla, completamente racchiuso nei Calcescisti e con struttura sinclinale (cfr. tav. IV, profili D e E; HASLER op. cit., fig. 26). Nella striscia rilevata esso presenta una giacitura sempre molto ripida (sempre maggiore di 50°) soggetta a rapide variazioni di direzione, da nord verso sud le seguenti: nel settore del Poncione Tremorgio verso sud, in quella del Madone della Sassada verso ovest, sopra l'A. Pianascio verso nord e verso La Colla verso est (cfr. la tav. II), con passaggi sempre graduali.

4b. Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent

La copertura sedimentaria del cristallino antico di Sambuco nell'area rilevata comprende Trias e Calcescisti: il Trias è molto ridotto o addirittura soppresso; la distribuzione e lo sviluppo geologico degli affioramenti di Trias sono già stati discussi in modo particolareggiato nel capitolo sulla geologia. In quel capitolo sono state esaminate le condizioni di contatto tra il cristallino antico di Sambuco e il Trias; contemporaneamente si è già analizzata la tettonica di dettaglio dei singoli profili rilevati. Nel capitolo sulla stratigrafia si è visto invece come sia praticamente impossibile stabilire una «serie normale», appunto per via dell'intensità dei fenomeni tettonici. Qui mi limito a riassumere le caratteristiche tettoniche dei singoli affioramenti di Trias, cercando in seguito di farle quadrare in una visione d'assieme.

Venendo dal bordo nordovest dell'area rilevata e seguendo il contatto del cristallino antico di Sambuco con la «Zona sinclinale di Bedretto–Tremorgio» il Trias sicuro (documentato dalla presenza di dolomie) appare per la prima volta nel seguente profilo:

Profilo della Leiarozza (cfr. fig. 35 e carta geologica, tav. I)

La tettonica in questo profilo è caratterizzata da una giacitura pressocchè isoclinale, con immersione ripida verso sud e da una struttura a scaglie (cfr. anche tav. IV, profilo D), che comporta numerose ripetizioni disordinate di lenti o cunei stirati di cristallino antico, di rocce triassiche, di Calcescisti, in cui praticamente tutti i contatti sono di natura tettonica (sebbene molto netti e rimarginati): di conseguenza si trovano scaglie di gneiss quarzitici contenute nelle dolomie, scaglie di dolomie contenute nei gneiss quarzitici e addirittura scaglie di Calcescisti racchiuse nei gneiss quarzitici. Che le strutture scagliate di Trias non abbiano uno sviluppo importante in profondità lo dimostrano gli

affioramenti verso est, dove esse ben presto scompaiono a cuneo inviluppate nella massa dei Calcescisti.

400 m a ovest del profilo testè discusso affiora un secondo profilo continuo, il seguente:

Profilo al Passo dei Cani (Val Maggia) (cfr. fig. 36)

Questo profilo presenta caratteristiche tettoniche di altra natura rispetto al precedente, sebbene ne disti solamente 400 m. Qui si riconoscono ancora pieghe ad andamento sinclinale o anticlinale, sebbene esse siano acute e localmente stirate a punta, specie verso i Calcescisti. In questo settore si ritrova lo stile tettonico già riscontrato nel Trias del Campolungo; anche qui le pieghe sono totalmente rovesciate, con sinforme con nucleo di cristallino antico (cfr. fig. 36, strati n^{i}4–6, 8, 20–22). In questo profilo affiora inoltre una piega per così dire «a spirale» (cfr. fig. 36, sotto lo strato n° 10), in cui il cristallino antico inviluppa dall'alto verso il basso strati di dolomia bianca che vengono a assumere la forma di un fungo. L'unica differenza rispetto al Trias del Campolungo è che qui i nuclei di cristallino antico si riallacciano con la massa principale verso nord, mentre là essi si riallacciano con la massa principale verso sud: cioè le strutture sono all'ingrosso simmetriche.

150 m a sudovest di questo profilo ne affiora un altro praticamente continuo, il seguente:

Profilo nella Valle dei Cani (Val Maggia) (cfr. fig. 37)

In questo profilo il Trias risulta ridotto di potenza rispetto al profilo precedente. La costruzione tettonica è più chiara, in quanto i fenomeni di laminazione nel frattempo sono diminuiti di intensità. Da NO verso SE si riconoscono le seguenti strutture:

- sinforma con fianco nordovest soppresso: nucleo di dolomie (strato n° 3) e fianchi di cristallino antico;
- antiforma con nucleo di cristallino antico e fianchi di dolomie. Queste due strutture hanno sviluppo puramente locale e sono comprese in quella principale, un'*antiforma*, con nucleo di dolomie (strati 3–5) e fianchi di cristallino antico di Sambuco (strati 2 e 6), struttura molto probabilmente troncata verso SE;
- segue poi una serie normale comprendente i termini seguenti: gneiss permiani (?) (strato n° 7), quarzite del Trias inferiore, dolomie del Trias medio. Il contatto con i Calcescisti non affiora. La serie presenta regime isoclinale, con immersione media verso nordovest.

Anche in questo profilo il Trias non ha uno sviluppo importante in profondità, appunto per la caratteristica tettonica delle pieghe rovesciate, di modo che i nuclei anticlinali di dolomia sono avviluppati dal basso dai Calcescisti (in questo profilo peraltro non affioranti).

Il Trias si assottiglia ben presto e scompare a cuneo verso SO, per cui il contatto tra il cristallino antico di Sambuco e il Mesozoico avviene direttamente con i Calcescisti su di una lunghezza di ca. 1700 m. Il Trias riappare ai Pianascetti e alla Cta. Briolent, su una lunghezza di ca. 800 m, con i seguenti profili:

Profilo ai Pianascetti (cfr. fig. 38, profilo 4)

Il Trias è potente all'incirca 10 m e mostra la seguente costruzione tettonica, da ovest verso est:

- antiforma con nucleo di dolomia (strati n^{i}3 e 4) e fianchi di cristallino antico di Sambuco (strati n^{i}2 e 5), con cerniera raddoppiata e affiorante;
- sinforma con nucleo di cristallino antico (strato n° 5) e fianchi di dolomie (strati n^{i}4 e 6);
- seguono poi i Calcescisti, con marmo (strato n° 7) e micascisti calcariferi (strato n° 8).

Le due strutture descritte sono ottimamente documentate dall'affiorare delle cerniere: le pieghe stesse sono intensamente stirate per cui ai fianchi esse assumono un andamento isoclinale con immersione ripida verso est. 200 m a sud di questo profilo affiora il seguente:

Profilo alla Cimetta Briolent (cfr. fig. 38, profilo 5)

Qui la giacitura degli strati è rigidamente isoclinale, con immersione molto ripida verso est. Lo strato n° 4, di quarzite del Trias inferiore, rappresenta forse il rudimento di una sinforma: comunque la cerniera non affiora.

La continuazione verso sud del Trias del P. Meda – Cta. Briolent è già stata discussa a p. 102; a Fontanalba, 500 m a nord della Colla, l'unico termine triassico è la quarzite di base; a sud di Fonta-

nalba scompare essa pure, per cui il contatto tra il cristallino antico di Sambuco e il Mesozoico è direttamente occupato dai Calcescisti.

Riassumendo le osservazioni di natura tettonica fatte nella Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent si possono trarre le seguenti conclusioni. Lo stile tettonico fondamentale è lo stesso come nella Zona triassica del Campolungo, vale a dire: sinforme e antiforme, con strutture completamente rovesciate, con nuclei di cristallino antico (nelle sinforme) terminanti verso il basso e riallacciati con la massa principale del cristallino antico di Sambuco a nord e a ovest dall'alto, e con fianchi di dolomie (nelle sinforme) inviluppati dai Calcescisti. In questo settore i nuclei di cristallino provengono da nord, rispettivamente da ovest, mentre là essi provengono da sud, rispettivamente da est: si tratta quindi dello stesso stile, simmetrico rispetto ai Calcescisti che dividono i due complessi. In questo settore gli influssi tettonici sono però molto più intensi e si manifestano nello stiramento pronunciato delle pieghe, che assumono così un regime isoclinale, nella frequente soppressione dei fianchi mediani delle pieghe e nei casi estremi in un'intensa laminazione a scaglie che cancella i legami originari o che addirittura sopprime completamente i termini triassici.

4c. Calcescisti

I Calcescisti sopra il Trias del P. Meda – Cta. Briolent localmente sono caratterizzati da una serie di «base» litologicamente differenziata, ricca soprattutto di marmi, l'età dei quali è incerta, come si è già visto in altra sede. Comunque si è tentati di credere che essi rappresentino una serie normale giacente più o meno autottona sul substrato triassico o di cristallino antico.

5. Tettonica dei Calcescisti

I Calcescisti (cfr. fig. 2) formano una massa unica con diverse diramazioni, compresa tra la Zona triassica di Rodi–Ogiòra e quella di Pianmez a nord e a nordest, la faglia della Piumogna a est, la Zona triassica del Campolungo a sud e la Zona triassica del P. Meda – Cta. Briolent e il cristallino antico di Sambuco a ovest; la massa omogenea è interrotta unicamente dall'intercalazione del cristallino antico di S. Giorgio.

Nella parte geologica si è già visto come i Calcescisti della regione del Campolungo appartengano alla facies pennidica, a sviluppo litologico relativamente monotono e come alla base della serie «stratigrafica» dei Calcescisti sopra i cristallini antichi del Campo Tencia, di S. Giorgio e di Sambuco affiori un complesso più o meno potente litologicamente differenziato (con marmi, scisti filladici a granato, micascisti bruni, scisti anfibolici, quarziti), che occupa la fascia sud della massa dei Calcecisti: il significato stratigrafico e tettonico di questa «serie di base» non è ancora definibile alla luce delle conoscenze odierne; è possibile, ma non provato, che essa rappresenti una serie più antica di quella monotona, forse del Lias inferiore e medio, analoga a quella dei Calcescisti del margine meridionale del massiccio del Gottardo. La presenza o meno di questa «serie di base» differenziata può forse servire da criterio per definire il grado o meno di «autottonia» dei Calcescisti rispetto al substrato triassico; nel caso della sua validità si avrebbero contatti stratigrafici Trias–Calcescisti nei tre casi seguenti: Trias del Campolungo, Trias di S. Giorgio e Trias del P. Meda – Cta. Briolent, mentre i contatti con i Calcescisti delle due Zone triassiche di Rodi–Ogiòra e di Pianmez sarebbero tettonici; e infatti a livello delle due ultime Zone triassiche troviamo due linee di intenso movimento differenziale tettonico, la Zona milonitica di Ogiòra da una parte, la faglia della Piumogna dall'altra, Queste considerazioni avrebbero quale conseguenza che la massa in apparenza unitaria dei Calcescisti in realtà è formata dall'accumulo di almeno tre complessi in origine appartenenti a diverse unità tettoniche (Campo Tencia, S. Giorgio, Sambuco, eventualmente Prato–Cornone), fusi in un unico complesso dai carreggiamenti contro il massiccio del Gottardo durante l'orogenesi alpina e con livelli di separazione cancellati dall'ultima fase costruttiva della metamorfosi, post-tettonica. Una conferma indiretta di questa affermazione è il fatto che l'area del Campolungo si trova nella regione frontale dei ricoprimenti pennidici, caratterizzata da accumulo tettonico; una conferma diretta si trova invece nello stile

tettonico della Zona triassica del Campolungo e di quella del P. Meda – Cta. Briolent, con intenso ripiegamento dall'alto verso il basso e conseguente accumulo tettonico perfettamente documentato. Anche i Calcescisti sono implicati nei ripiegamenti delle rocce triassiche già descritti, con la differenza importante che i ripiegamenti nei Calcescisti non sono più leggibili come nel Trias, salvo casi rarissimi (ad es. a nordovest della Colla, dove è visibile una sinforma grazie alla presenza di orizzonti litologicamente ben differenziati; cfr. fig. 32), soprattutto per il diverso comportamento meccanico dei Calcescisti rispetto alle dolomie: essi sono infatti molto più incompetenti, per cui localmente essi risultano intensamente pieghettati a livello del cm–dm, a differenza delle dolomie, che formano pieghe dell'ordine delle decine di metri; questa diversa reazione di comportamento meccanico e lo stile tettonico differente che ne risulta sono indicati schematicamente nei profili geologici (tav. IV). Lo stile di pieghettamento dei Calcescisti è il seguente: le pieghette sono molto schiacciate ai fianchi, con cerniere aguzze, per cui risulta una struttura quasi a zig-zag; i piani assiali delle pieghette coincidono con i piani di scistosità; in alcuni casi probabilmente le pieghe sono talmente stirate nel senso della scistosità, che esse risultano laminate, con cerniere cancellate. Comunque la gran parte dei Calcescisti non è pieghettata, ma solo ondulata o con giacitura planare: l'andamento degli strati è visibile nelle tavv. II e IV: esso è concordante con quello già descritto dei relativi complessi di cristallino antico e di Trias.

6. Quadro tettonico sinottico

Riassumendo tutti i dati ricavati nelle unità tettoniche del Campolungo e correlandoli con le regioni limitrofe (Piora e soprattutto la regione a est della culminazione del Ticino) si ricava lo schema seguente, in parte già riportato nella cartina tettonica (fig. 2):

Tabella 50: *Correlazione delle unità tettoniche della regione del Campolungo con quelle della regione di Piora, quelle a est del Ticino e con lo schema dei ricoprimenti relativo.*

Cristallino antico		Adula	Sambuco	Adula
Mesozoico		Soja	S. Giorgio	
Cristallino antico		Scaglia di Soja	S. Giorgio	Lebendun/Soja
Mesozoico		Soja	Campolungo–Pianmez	
Cristallino antico		Simano	Campo Tencia – Gribbio	Simano
Mesozoico	Piora p.p.	Molare	Rodi–Ogiòra	
Cristallino antico	Lucomagno Gottardo	Lucomagno Leventina	Prato–Cornone Leventina	Leventina–Lucomagno
Regione:	Piora	est del Ticino	Campolungo	Ricoprimento

Zusammenfassung[1]

Gegenstand der vorliegenden Arbeit sind die Geologie und die Petrographie der metamorphen Gesteine des Campolungo-Gebietes (Val Leventina/Val Maggia, Kanton Tessin). Das untersuchte Gebiet zeigt einen Querschnitt durch die Stirnpartie einer Gruppe von fünf Altkristallin-Einheiten, die durch Zonen metamorphen Mesozoikums getrennt sind. Mit diesen zusammen gehören sie zu den penninischen Decken des Nordrands der lepontinischen Region.

Im ersten Teil der Arbeit werden kurz die prätriadischen Kernkörper der 5 tektonischen Einheiten beschrieben, von unten nach oben und von Norden nach Süden wie folgt:

- *Leventina-Masse,* mit dem gleichnamigen Gneis und einer zentralen Einlagerung von Paragneisen; die nähere lithologische Untersuchung beschränkte sich hier auf die Kalzit-Marmorlinsen von Piottino und auf die «Quarzit»-Bank in der Dachpartie der Masse.
- *Altkristallin von Prato–Cornone* (Lucomagno-Decke), das ausschliesslich aus Metamorphiten sedimentären Ursprungs besteht und sich nach Osten in die *Mylonitzone von Ogiòra* («Karbon» von PREISWERK 1918) fortsetzt.
- *Altkristallin von Gribbio und des Campo Tencia* (Simano-Decke), in dem Metamorphite sedimentären Ursprungs vorherrschen. Die Gneis- und Schieferserie enthält zusätzlich noch einzelne Amphibolitlagen, und sie schliesst gegen oben mit einem (permischen?) Konglomerat ab.
- *Altkristallin von S. Giorgio* (Lebendun-Zug?), vollständig von Bündnerschiefern umschlossen und aufgebaut aus Metamorphiten psammitischen und psephitischen Ursprungs, die mit Biotit-Hornblendeschiefern wechsellagern und chänopoditische Texturen aufweisen (analog zu denen der Tremola-Serie).
- *Altkristallin des Sambuco* (Adula-Decke), bestehend aus einer Serie von Metamorphiten sedimentären Ursprungs – die gegen die Trias hin abgeschlossen wird durch Graphitschiefer (Karbon?), Konglomeratgneise und Muskowit-Biotit-Quarzite (Perm?) – und aus mächtigen Lagen eines Ortho-Augengneises sowie aus Einschaltungen von Amphiboliten und Hornblendegneisen.

Der zweite Teil der Arbeit enthält die Ergebnisse einer detaillierten Untersuchung der mesozoischen (hauptsächlich triadischen) Gesteine der folgenden fünf mesozoischen Zonen (in Klammern sind die tektonischen Einheiten angegeben, welche die mesozoischen Zonen unterlagern):

- Rodi–Ogiòra (Leventina–Lucomagno)
- Pianmez (Gribbio)
- Campolungo (Campo Tencia)
- S. Giorgio (S.Giorgio)
- P. Meda – Cta. Briolent (Sambuco)

Einem ersten Kapitel über die Geologie der Triaszüge, dem zahlreiche detaillierte Profile beigelegt sind, folgen die Resultate der mikroskopischen, chemischen und röntgenographischen Bearbeitung der deutlich differenzierten triadischen Serie (hauptsächlich der Zone des Campolungo) mit Quarziten, Phlogopit-Dolomitmarmor, weissem und grauem Dolomitmarmor, Bänderdolomitmarmor, Grammatit-Dolomitmarmor, Rauhwacken und Kalzitmarmoren unsicheren Alters. Die schön ausgebildeten Minerale des Campolungo-Dolomits sind schon von GÜBELIN (1939) bearbeitet worden: in der vorliegenden Arbeit ist diese Beschreibung durch einzelne weitere Beobachtungen ergänzt worden. Bei der Trias des Campolungo-Gebietes konnte im groben eine «normale» stratigraphische Serie erkannt werden, die vom Skythien bis zum Carnien reicht.

Die Bündnerschiefer können in zwei Serien gegliedert werden: in eine monotone, mächtige Serie von Karbonat-Glimmerschiefern und in eine sehr differenzierte basale Serie, bestehend aus Marmoren, Granatphylliten, Quarziten, einem braunen Granat-Glimmerschiefer und einem Biotit-Hornblendeschiefer.

Die lithologische Untersuchung der mesozoischen Gesteine ermöglichte eine gute Charakterisierung der alpinen Metamorphose. Die vollständige metamorphe Überarbeitung dieser Gesteine vollzog sich in verschiedenen Phasen, von denen vier sicher registriert werden können:

---

[1] La traduzione in tedesco del riassunto è del Dott. R. Schmid (Istituto di Mineralogia e Petrografia della ETH): a lui vadano i migliori ringraziamenti.

1. eine *kinematische Phase* als Folge der tektonischen Hauptbewegungen unter Bedingungen der höheren Grünschieferfazies,
2. eine *vorwiegend thermische,* posttektonische *Phase* unter mesozonalen Bedingungen (Staurolith–Almandin- und lokal auch Disthen–Almandin–Muskowit-Subfazies der Almandin–Amphibolitfazies),
3. eine *Phase pneumatolytisch-hydrothermaler Faziesbedingungen,* zumindest teilweise jünger als die vorangehende. In ihr sank der Metamorphosegrad von der Almandin–Amphibolitfazies auf die Grünschieferfazies ab, und
4. eine posttektonische *Phase der Diaphtorese.*

Eine Analyse der linearen Strukturelemente weist auf das Vorhandensein zweier Phasen hin: die eine hat E–W-streichende Achsen hervorgebracht und dürfte mit der «kinematischen Phase» übereinstimmen; die andere hat N–S-streichende Linearstrukturen geprägt und fällt vermutlich mit der «vorwiegend thermischen Phase» zusammen. Die Strukturanalyse der einzelnen tektonischen Einheiten beschränkte sich hauptsächlich auf die triadischen Zonen. In der Zone des Campolungo konnte die komplizierte Struktur dank dem Vorhandensein definierter Horizonte entwirrt werden. Sie ist hier charakterisiert durch eine enge Aufeinanderfolge von Antiformen (umgekehrte Synklinalen) und Synformen (umgekehrte Antiklinalen), die lokal, auf dem Niveau der Rauhwacken, verschert sind, woraus sich das Bild eines Scherfalten-Stils ergibt.

Elenco delle opere citate e consultate

SMPM = Schweiz. mineral. u. petrogr. Mitt.
Eclogae = Eclogae geol. Helv.

AMMANN, P. (1963): *Geologie des Pizzo Molare.* – Lavoro Dipl. Ist. geol. ETH, Zurigo (inedito).

– (1965): *Alcune osservazioni riguardanti due affioramenti di scisti grafitici nella regione del Pizzo Molare.* – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. *58,* 67–70.

AMORETTI, C. (1824): *Viaggio da Milano ai tre laghi.* – Milano.

ARNOLD, A. & JÄGER, E. (1965): *Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite.* – Eclogae *58*/1, 369–390.

ARTINI, E. (1920): *Sulla presenza del crisoberillo nella dolomia di Campolungo.* – Atti r. Accad. Lincei, Rend. Cl. Sci. fis. mat. nat. (5), *29,* 77–86.

– (1941*a*): *I minerali.* – Hoepli, Milano.

– (1941*b*): *Le rocce.* – Hoepli, Milano.

BADER, H. (1934): *Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Minerallagerstätten des Binnentals.* – SMPM *14,* 319–441.

BADOUX, H. (1967): *Géologie abrégée de la Suisse.* In: Guide géologique de la Suisse, fasc. *1.* – Wepf, Basel.

BAERTSCHI, P. (1957): *Messung und Deutung relativer Häufigkeitsvariationen von O^{18} e C^{13} in Karbonatgesteinen und Mineralien.* – SMPM *37,* 73–152.

BAILEY, E.H. & STEVENS, R.E. (1960): *Selective Staining of K-Feldspar and Plagioclase on Rock Slabs and thin Sections.* – Amer. Mineralogist *45,* 1020–1025.

BAMBAUER, H.U., BRUNNER, G.O. & LAVES, F. (1962): *Wasserstoff-Gehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit.* – SMPM *42*/1, 221–236.

BARBIER, R. (1951): *La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse.* – Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble *29,* 3–46.

BARTH, T.F.W., CORRENS, C.W. & ESKOLA, P. (1960): *Die Entstehung der Gesteine.* – Springer, Berlin.

BAUMER, A. (1964): *Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal. Geologie der Blenio-Kraftwerke.* – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. *39.*

BAUMER, A., FREY, J.D., JUNG, W. & UHR, A. (1961): *Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez.* – Eclogae *54*/2, 478–491.

BELLEVUE, F. DE (1792): *Sur un marbre élastique du Saint-Gothard.* – Obs. Phys., Hist. nat., Arts *41*/2, 86–91.

BERNOULLI, C. (1811): *Geognostische Übersicht der Schweiz.* – Basel.

BIANCONI, F. (1965): *Resti fossili in rocce mesometamorfiche della regione del Campolungo.* – SMPM *45*/2, 571–596.

BLANC, B. (1965): *Zur Geologie zwischen Madesimo und Chiavenna.* – Diss. ETH, Zürich.

BOLLI, H.M. & NABHOLZ, W.K. (1959): *Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien.* – Eclogae *52*/1, 237–270.

BONNEY, T.G. (1890): *On the Crystalline Schists and their Relation to the Mesozoic Rocks in the Lepontine Alps.* – Quart. J. geol. Soc. London *46,* 187–240.

– (1894): *Mesozoic Rocks and Crystalline Schists in the Lepontine Alps.* – Quart. J. geol. Soc. London *50,* 285–302.

BOSSARD, L. (1925): *Der Bau der Tessinerkulmination.* – Eclogae *19*/2, 504–522.

– (1929*a*): *Zur Petrographie der unterpenninischen Decken im Gebiete der Tessiner Kulmination.* – SMPM *9,* 47–106.

– (1929*b*): *Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination.* – SMPM *9,* 107–159.

– (1936): In NIGGLI et al.

BOWEN, N.L. (1940): *Progressive Metamorphism of siliceous Limestone and Dolomites.* – J. Geol. *48*/3, 225–274.

BRAITSCH, O. (1962): *Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten.* – Springer, Berlin.

BRÜCKNER, W. (1941): *Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite.* – Eclogae *34,* 117–134.

BUCHMANN, H. (1953): *Geologie und Petrographie des oberen Maggia-Tales zwischen Fusio und Broglio im NW-Tessin.* – Diss. Univ. Basel.

BURCKHARDT, C.E. (1942): *Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes.* – SMPM *22,* 99–186.

BURRI, C. (1950): *Das Polarisationsmikroskop.* – Birkhäuser, Basel.

CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen.* – Wepf, Basel.

CAILLEUX, A. (1965): *Petrographische Eigenschaften der Gerölle und Sandkörner als Klimazeugen.* – Geol. Rdsch. *54*/1, 5–15.

CALLEGARI, E., OGNIBEN, G. & QUARENI, S. (1959): *Contributo al metodo rapido per la determinazione del calcio e del magnesio nelle rocce mediante titolazione fotometrica automatica con EDTA.* – Period. Mineral. *28*, 43–63.

CASASOPRA, S. (1939): *Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina.* – SMPM *19*, 449–710.

– (1941): *Sul metamorfismo delle rocce nelle Alpi Ticinesi.* – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. *36*, 36–58.

– (1942): *Appunti di geologia del Ticino.* – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. *37*, 55–87.

– (1947): *Carta tettonica delle Alpi Ticinesi.* In: *Locarno e le sue valli.* – Direz. gen. PTT, Berna.

– (1953): *Quarziti e vene filoniane sul fronte settentrionale dello gneiss-granito Leventina.* – SMPM *33*, 511–512.

CHADWICK, B. (1965): *The Structural and Metamorphic Geology of the Lukmanier Region.* – Diss. Univ. London (inedito).

CHATTERJEE, N.D. (1961): *The alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland and Italy.* – Geol. Rdsch. *51*/1, 1–72.

CINQUE, F. (1939): *Il «Marmo di Crevola» ed i suoi minerali.* – Atti Soc. ital. Sci. nat. *78*, 202–223.

DAL PIAZ, GB. (1955): *Corso di geologia* (voll. 1 e 2). – Cedam, Padova.

DAL VESCO, E. (1953): *Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico.* – SMPM *33*, 173–480.

– (1964): *Die geologischen Verhältnisse im Bereich der Piora-Mulde.* – Eidg. Amt für Strassen- und Flussbau; Eidg. Amt für Verkehr, Bern.

– (in stampa): *Schizzo tettonico delle Alpi Ticinesi.* In: *Locarno e le sue valli.* – Direz. gen. PTT, Berna.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1962): *Rock-forming minerals.* – Longmans, London.

EBEL, J.G. (1804): *Anleitung auf nützlichste Art die Schweiz zu bereisen* (2. Teil). – Zürich.

– (1808): *Über den Bau der Erde im Alpengebirge.* – Zürich.

EGLI, W. (1966): *Geologisch-petrographische Untersuchungen in der NW-Aduladecke und in der Sojaschuppe.* – Diss. ETH, Zürich.

EICHENBERGER, R. (1924): *Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet).* – Eclogae *18*/3, 451–483.

ELLENBERGER, F. (1949): *Sur quelques caractéristiques du métamorphisme alpin dans la Vanoise.* – C.r. Soc. géol. France *1949*/12, 249–250.

– (1958): *Etude géologique du pays de Vanoise.* – Mém. Carte géol. France.

ENGELMANN, T. (1877): *Über den Dolomit des Binnenthales und seine Mineralien, verglichen mit dem von Campo longo.* – Diss., Bern.

FAIRBAIRN, H.W. (1949): *Structural Petrology of deformed rocks.* – Cambridge, Mass.

FREY, J.D. (1967): *Geologie des Greinagebietes.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *131*.

FRITSCH, K. VON (1873): *Das Gotthardgebiet.* – Beitr. geol. Karte Schweiz *15*.

FÜCHTBAUER, H. (1958): *Die petrographische Unterscheidung der Zechsteindolomite im Emsland durch ihren Säurerückstand.* – Erdöl u. Kohle *11*, 689–693.

FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. (1966): *Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite.* – Geol. Rdsch. *55*/1, 29–40.

GANSSER, A. (1937): *Der Nordrand der Tambodecke.* – SMPM *17*, 291–523.

GANSSER, A. & DAL VESCO, E. (1962): *Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose der alpinen Wurzelzone.* – SMPM *42*/1, 153–168.

– (1964): *SE-Gotthardmassiv und Penninikum (Piora–Lukmanier–Bleniotal).* Bericht über die Exkursion B der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft. – Eclogae *57*/2, 619–628.

GERLACH, H. (1883): *Die penninischen Alpen.* – Beitr. geol. Karte Schweiz *27*.

GLAUSER, A. & WENK, E. (1957): *Über Gesetzmässigkeiten im Verlaufe der Migrationskurven der Plagioklase (Fedorow-Methode).* – SMPM *37*/1, 180–197.

GRAESER, S. (1965): *Die Mineralfundstellen im Dolomit des Binnatales.* – SMPM *45*/2, 597–796.

GROSS, G. (1966): *Die vierte grosse Mineralienschau des Schweizer Heimatwerkes.* – Heimatwerk *31*/3, 88–95.

GRUBEMANN, U. (1910): *Die kristallinen Schiefer.* – Bornträger, Berlin.

GRUBEMANN, U. & NIGGLI, P. (1924): *Die Gesteinsmetamorphose.* – Bornträger, Berlin.

GRUNAU, H. (1956): *Probleme der Farbschichtung.* – Eclogae *49*/2, 495–506.

GRÜTTER, O. (1931): *Über einige Ergebnisse der geologischen Untersuchung der Kraftwerkanlage Monte Piottino.* – Eclogae *24*/1, 1–21.

GÜBELIN, E. (1939): *Die Mineralien im Dolomit von Campolungo (Tessin).* – SMPM *19*, 325–442.

GÜNTHERT, A. (1954): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens.* – SMPM *34*/1, 1–159.

GUTZWILLER, E. (1912*a*): *Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin.* – Diss., Zürich.

– (1912*b*): *Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin.* – Cbl. Mineral. Geol. Paläont. *12*, 354–361.

GYR, T. (1967): *Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs.* – Diss. ETH, Zürich.

HARDER, H. (1956): *Untersuchungen an Paragoniten und an natriumhaltigen Muskowiten.* – Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. *5*/3, 227–269.

HARKER, A. (1960): *Metamorphism* (Ristampa). – Methuen, London.

HASLER, P. (1949): *Geologie und Petrographie der Sambuco–Massari-Gebirgsgruppe.* – SMPM *29*, 50–155.

HAÜY (1822): *Traité de Minéralogie* (4 voll., 2ª ed.). – Paris.

HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein.* – Beitr. geol. Karte Schweiz *25*.

– (1900): *Gneissfältelung im alpinen Centralmassiv, ein Beitrag zur Kenntnis der Stauungsmetamorphose.* – Vjschr. natf. Ges. Zürich *45*, 205–226.

HOLST-PELLEKAAN, W. VAN (1913): *Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi.* – Diss., Zürich.

HÜGI, T. (1945): *Gesteinsbildende wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbemethoden.* – SMPM *25*, 114–140.

– (1965): *Disthen- und Sillimanitgehalte einiger Gesteine der Schweizer Alpen.* – Eclogae *58*/1, 391–401.

JAKOB, J. (1935): *Chemische und röntgenographische Untersuchungen an Amphibolen.* – SMPM *15*, 146–152.

JAKOB, J., PARKER, R.L. & BRANDENBERGER, E. (1931): *Über einen neuen Skapolithfund im Tessin.* – SMPM *11*, 267–284.

JAYARAMAN, N. (1940): *Alteration of Tremolite to Talc in the dolomitic marbles of Yellandu Warangal District.* – Proc. ind. Acad. Sci., A, *12*, 65–72.

JENNY, H. (1923): *Geologie der westlichen Adula.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *51*.

JOHNSTON, R.W. (1949): *Clinozoisite from Camaderry Mountain, Co. Wicklow.* – Mineral. Mag. *28*, 505–515.

JOOS, M.G. (1967): *Über die Herkunft der Lebendun-Serie.* – Eclogae *60*/1, 151–155.

JUNG, W. (1963): *Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs.* – Eclogae *56*/2, 653–754.

KELLER, F. (1968): *Mineralparagenesen und Geologie der Campo Tencia–Pizzo Forno-Gebirgsgruppe.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *135*.

KENNGOTT, A. (1866): *Die Minerale der Schweiz.* – Leipzig.

KERR, P.F. (1959): *Optical Mineralogy.* – McGraw-Hill, New York.

KLEMM, G. (1904, 1906, 1907): *Berichte über die Untersuchungen an den sogenannten «Gneisen» und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen.* – Sitzber. k. preuss. Akad. Wiss. *1, 3, 4*

KNOPF, B.E. & INGERSON, E. (1938): *Structural Petrology.* – Mem. geol. Soc. Amer. *6*.

KOENIGSBERGER, J. (1908): *Geologische Beobachtungen am Pizzo Forno (Schweiz, Kanton Tessin) und Beschreibung der Mineralla-gerstätten des Tessinermassivs.* – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd. *26*, 488–564.

KRIGE, J. (1918): *Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung.* – Eclogae *14*/5, 519–654.

KÜNDIG, E. (1926): *Selektive Metamorphose.* – SMPM *6*/2, 294–305.

– (1934): *Neue Gesichtspunkte in den Problemen der Tessiner-Tektonik.* – Eclogae *27*/2, 333–336.

KÜNDIG, E. & DE QUERVAIN, F. (1953): *Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz* (2ª ed.). – Kümmerly & Frey, Bern.

KVALE, A. (1966): *Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten.* – Sonderveröff. schweiz. geotechn. u. schweiz. geol. Komm.

LARDY, C. (1833): *Essai sur la constitution géognostique du St-Gothard.* – Denkschr. allg. schweiz. Ges. Natw. *1*/2.

LAVIZZARI, L. (1845): *Memoria terza sui minerali della Svizzera Italiana.* – Tip. e libr. Elvetica, Capolago.

– (1849): *Istruzione popolare sulle principali rocce del Canton Ticino.* – Lugano.

– (1850): *Escursioni nel Canton Ticino.* – Lugano.

LINCK, G. (1907): *Orthoklas aus dem Dolomit vom Campolungo.* – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. *1*, 21–31.

MECHEL, C. DE (1795): *Itinéraire du St-Gothard.* – Bâle.

METZ, P. & WINKLER, H.G.F. (1966): *Experimentelle Untersuchung aus Tremolit, Calcit und Quarz. Ein Beitrag zur Bestimmung der Faziesgrenze zwischen der Grünschiefer-Fazies und Amphibolit-Fazies bzw. zwischen der Albit–Epidot–Hornfelsfazies und Hornblende–Hornfelsfazies.* – Fortschr. Mineral. *42*/2, 211.

MITTELHOLZER, A.E. (1936): *Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone.* – SMPM *16*, 19–182.

MÜHLETHALER, F. (1922): *Neue Mineralfunde aus dem Dolomit des Campolungo.* – SMPM *2*, 299–306.

NABHOLZ, W.K. (1954): *Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenquerschnitt Aar-Massiv–Seengebirge.* – Geol. Rdsch. *42*/2, 155–171.

NIGGLI, E. (1960): *Mineralzonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen.* – Int. geol. Congr., 21st Sess. Norden *13*, 132–138.

NIGGLI, E. & NIGGLI, C.R. (1965): *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit).* – Eclogae *58*/1, 335–368.

NIGGLI, P. (1948): *Gesteine und Minerallagerstätten.* – Birkhäuser, Basel.

NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. & KÜNDIG, E. (1936): *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *71.*

OBERHOLZER, W. (1955): *Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs.* – SMPM *35,* 320–421.

PARKER, R.L. (1920): *Die Gesteine der Talklagerstätten von Disentis und Surrhein im Bündner Oberland.* – Diss., Zürich.

– (1930): *Bemerkungen über einige Mineralien des Piottinostollens (Tessin).* – SMPM *10,* 363–366.

– (1945): *Mineralienkunde.* – Büchergilde Gutenberg, Zürich.

PETTIJOHN, F.J. & POTTER, P.E. (1964): *Atlas and Glossary of primary sedimentary structures.* – Springer, Berlin.

PINI, E. (1783): *Memoria mineralogica sulla montagna e sui contorni di S. Gottardo.* – Milano.

– (1784): *Über den St. Gotthardberg und seine umliegenden Gegenden.* – Wien.

– (1790): *Di alcuni fossili singolari della Lombardia austriaca e di altre parti dell'Italia.* – Milano.

PREISWERK, H. (1913): *Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel.* – Verh. natf. Ges. Basel *24,* 1–31.

– (1917): *Über neue Skapolithfunde in den Schweizeralpen.* – Verh. natf. Ges. Basel *28*/2, 165–190.

– (1918): *Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen.* – Beitr. geol. Karte Schweiz *26*/II.

– (1919): *Die überkippte Tauchfalte am Campolungopass und ihre früheren Deutungen.* – Vjschr. natf. Ges. Zürich *64,* 1–15.

– (1920): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft im Maggiatale.* – Eclogae *15*/4, 509–522.

– (1921): *Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte.* – Eclogae *16,* 485–496.

– (1926): *Bemerkungen zu L. Bosshard: Der Bau der Tessinerkulmination.* – SMPM *6*/2, 370–375.

– (1932): *Carta tettonica.* In: Carta geol. spec. n°116 (1934).

– (1933): *Historischer Überblick über die geologische Erforschung des Kantons Tessin bis 1920.* – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. *1933.*

– (1936): In NIGGLI et al.

PREISWERK, H. & REINHARD, M. (1934): *Campolungopass.* Escursione n°66 in: Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. *11,* 824–829. – Wepf, Basel.

QUERVAIN, F. DE (1949): *Die nutzbaren Gesteine der Schweiz* (2ª ed.). – Kümmerly & Frey, Bern.

RAMBERG, H. (1952): *The origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks.* – The Univ. of Chicago Press.

REINHARD, M. (1931): *Universaldrehtischmethoden.* – Wepf, Basel.

ROLLE, F. (1881): *Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin.* – Beitr. geol. Karte Schweiz *23.*

SANDER, B. (1930): *Gefügekunde der Gesteine.* – Wien.

SAUSSURE, H.B. DE (1796): *Voyages dans les Alpes.* – Neuchâtel.

SCHMIDT, C. (1894): *Geologische Exkursion durch die centralen Schweizer-Alpen von Rothkreuz bis Lugano* (Livret-guide géol.). – Congr. géol. int. Zurich.

SCHWANDER, H. & WENK, E. (1965): *Monazit als Kern pleochroitischer Höfe in Biotiten der Tessiner Gneisse.* – SMPM *45*/2, 797–806.

– (1967): *Studien mit der Röntgen-Mikrosonde an basischen Plagioklasen alpiner Metamorphite.* – SMPM *47*/1, 225–234.

SCHWARZENBACH, G. (1960): *Die komplexometrische Titration.* – Enke, Stuttgart.

SOMM, A. (1965): *Zur Geologie der westlichen Quattervals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden).* – Ergebn. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark *52.*

STAPFF, F.M. (1875): *Beobachtungen über die Gesteins-, Wasser- und Temperatur-Verhältnisse des Gotthardtunnels.* – Verh. schweiz. natf. Ges. *16,* Jber. 1874/75, 129–156.

– (1881): *Geologische Beobachtungen im Tessintal.* – Z. dtsch. geol. Ges. *33,* 604–616.

STAUB, R. (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *103.*

STEIGER, R.H. (1962): *Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass.* – SMPM *42*/2, 381–578.

STUDER, B. (1844): *Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du Saint-Gothard.* – Mém. Soc. géol. France (2), *1,* 305–335.

– (1872): *Index der Petrographie und Stratigraphie.* – Dalp, Bern.

SUNDIUS, N. (1915): *Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebietes.* – Vitensk. prakt. Unders. Lappland, 159–224.

SUZUKI, J. (1930): *Über einen Skapolith-Amphibolit von Losone bei Ascona.* – SMPM *10,* 133–139.

TADDEI, C. (1930): *Galleria Monte Piottino Faido (Ticino).* – SMPM *10,* 367–372.

– (1937): *Dalle alpi lepontine al Ceneri.* – Bellinzona.

TILLEY, C.E. (1920): *The metamorphism of the Pre-Cambrian Dolomites of Southern Eyre Peninsula, South Australia.* – Geol. Mag. *57,* 449–462, 492–500.

– (1925): *Contact-Metamorphic Assemblages in the System* CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2. – Geol. Mag. *62,* 363–367.

– (1927): *Vesuvianite and Grossular as Products of Regional Metamorphism.* – Geol. Mag. *64,* 372–376.

– (1948): *Earlier stages in the metamorphism of siliceous dolomites.* – Mineral. Mag. *28,* 272–276.

TORONI, A. (1962–1965): *La palude della Bedrina di Dalpe.* – Il nostro paese 49, 50, 52, 54, 56, 57, 58, 59, 60, 62.

TRÖGER, W. E.: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.* Teil 1: *Bestimmungstabellen* (1959); Teil 2: *Textband* (1967). – E. Schweizerbart, Stuttgart.

TROMMSDORFF, V. (1964): *Gefügestudien an Calcitmarmor aus Val Prato.* – SMPM *44*/2, 595–611.

– (1966): *Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon.* – SMPM *46*/2, 431–460.

TROMMSDORFF, V. & WENK, H. R. (1965): *Die Regelung des Dolomites von Crevola (Simplongruppe).* – SMPM *45*/2, 551–569.

TRÜMPY, R. (1955): *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines.* – Bull. Soc. géol. France (6), *5,* 217–231.

– (1958): *Remarks on the pre-orogenic history of the Alps.* – Geol. en Mijnb., NS *20*/10, 340–352.

– (1963): *Sur les racines des nappes helvétiques.* – Livre Paul Fallot (Soc. géol. France) *2,* 419–428.

TURNER, F. J. (1966): *High-Pressure limits of regional Metamorphism as indicated by stability fields of some critical minerals.* – Colloque sur les étages tectoniques, Neuchâtel 1966.

TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1960): *Igneous and Metamorphic Petrology.* – McGraw-Hill, New York.

VAUBERCHEM & STRUVE (1792): *Principes de Minéralogie.* – Paris.

WEBER, W. (1966): *Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco.* – Diss. ETH, Zürich.

WENK, E. (1943): *Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin).* – SMPM *23,* 265–294.

– (1948): *Ostalpines und penninisches Kristallin.* – SMPM *28*/2, 761–771.

– (1953): *Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin.* – Eclogae *46*/1, 9–21.

– (1955): *Eine Strukturkarte der Tessineralpen.* – SMPM *35,* 311–319.

– (1956): *Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera.* – Eclogae *49*/2, 251–265.

– (1958*a*): *Zur Systematik des linearen Parallelgefüges.* – SMPM *38*/2, 492–493.

– (1958*b*): *Über Diskontinuitäten in Plagioklasserien metamorphen Ursprungs.* – SMPM *38*/2, 494–498.

– (1962*a*): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit–Plagioklas.* – SMPM *42*/1, 139–152.

– (1962*b*): *Das reaktivierte Grundgebirge der Zentralalpen.* – Geol. Rdsch. *52,* 754–766.

– (1963): *Zur Definition von Schiefer und Gneiss.* – N. Jb. Mineral., Mh. 1963, 97–107.

WENK, E., SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. & STERN, W. (1963): *Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessineralpen.* – SMPM *43*/2, 435–464.

WENK, E., WENK, H. R. & SCHWANDER, H. (1966): *Monokliner Kalifeldspat aus Silikatmarmor von Cevo (Val Masino) und anderen Fundpunkten der südlichen Zentralalpen.* – SMPM *46*/2, 413–420.

WENK, H. R. (1965): *Gefügestudie an Quarzknauern und -lagen der Tessiner Kulmination.* – SMPM *45*/2, 467–516.

– (1967): *Triklinität der Alkalifeldspäte in lepontinischen Gneissen.* – SMPM *47*/1, 129–146.

WINKLER, H. G. F. (1965, 1967): *Die Genese der metamorphen Gesteine* (1ª e 2ª ed.). – Springer, Berlin.

WRIGHT, H. D. (1960): *An optical Study of Talc–Tremolite Relations.* – J. Amer. ceram. Soc. *43*/1, 42–43.

WUNDERLICH, H. G. (1957): *Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer in der Umrahmung des östlichen Gotthardmassivs.* – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., IIa, *1957*/1, 1–17.

– (1958): *Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens.* – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., IIa, *1958*/7, 115–151.

ZAWADYNSKI, L. (1952): *Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone.* – SMPM *32,* 1–110.

Carte geologiche

CHRIST, P. & NABHOLZ, W. (1955): *Carta geologica generale della Svizzera 1:200000,* foglio 7: *Ticino.* – Comm. geol. svizzera.

FRITSCH, K. VON (1873): *Geognostische Karte des Sanct Gotthard 1:50000.* Geol. Spez.-Karte *6.* – Schweiz. geol. Komm.

PREISWERK, H. (1918): *Geologische Karte des obern Tessin- und Maggia-Gebietes 1:50000.* Beitr. geol. Karte Schweiz *26*/II. Geol. Spez.-Karte *81.* – Schweiz. geol. Komm.

PREISWERK, H., BOSSARD, L., GRÜTTER, O., NIGGLI, P., KÜNDIG, E. & AMBÜHL, E. (1934): *Geologische Karte der Tessineralpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal 1:50000.* Geol. Spez.-Karte *116.* – Schweiz. geol. Komm.

ROLLE, F. (1882): *Geologische Karte der Schweiz 1:100000,* Bl. 19: *Bellinzona–Chiavenna.* – Schweiz. geol. Komm.

STAPFF, F. M. (1885): *Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke km 38–149 (Erstfeld–Castione) 1:25000.*

STAUB, R. (1956): *Tektonische Skizze der Tessiner Alpen und ihrer Nachbarschaften 1:200000.* In: STAUB, R. (1958): Tav. III.

Elenco degli allegati

Tavola I:	Carta geologica della regione del Campolungo.
Tavola II:	Carta strutturale della regione del Campolungo.
Tavola III:	Carta tettonica e profili geologici attraverso la Zona mesozoica del Campolungo.
Tavola IV:	Profili geologici attraverso la regione del Campolungo.

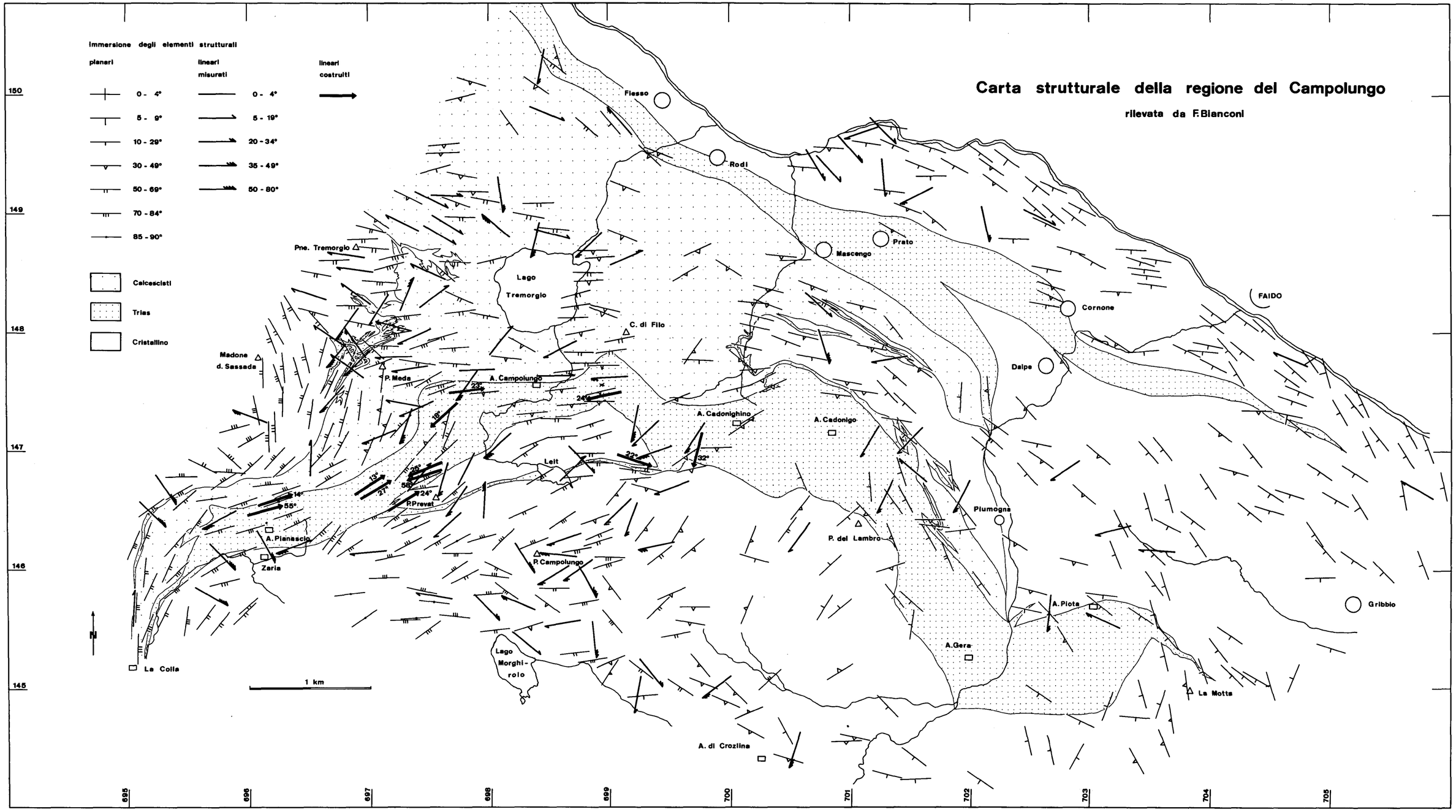
Curriculum vitae

Io, Filippo Maria Bianconi, figlio di Piero Adolfo Bianconi e di sua moglie Cecilia, nata Lombardi, cittadino svizzero (oriundo di Mergoscia, Canton Ticino), sono nato a Muralto il 10 settembre 1938. Dopo le scuole elementari a Minusio ho frequentato il ginnasio e la Scuola Normale Cantonale a Locarno, concludendo questo primo periodo di studi con il conseguimento della Patente di maestro nel 1957. Lo stesso anno superai gli esami di maturità federale (tipo B) e mi iscrissi alla Scuola Politecnica Federale di Zurigo: qui ottenni il diploma di ingegnere geologo nel 1961. La problematica appena abbozzata nel lavoro di diploma fu poi elaborata in questo lavoro di tesi di laurea. La durata degli studi fu notevolmente allungata da un'attività parallela dapprima quale assistente all'Istituto di Geologia della SPF, poi quale geologo in varie opere di ingegneria civile nel Canton Ticino.

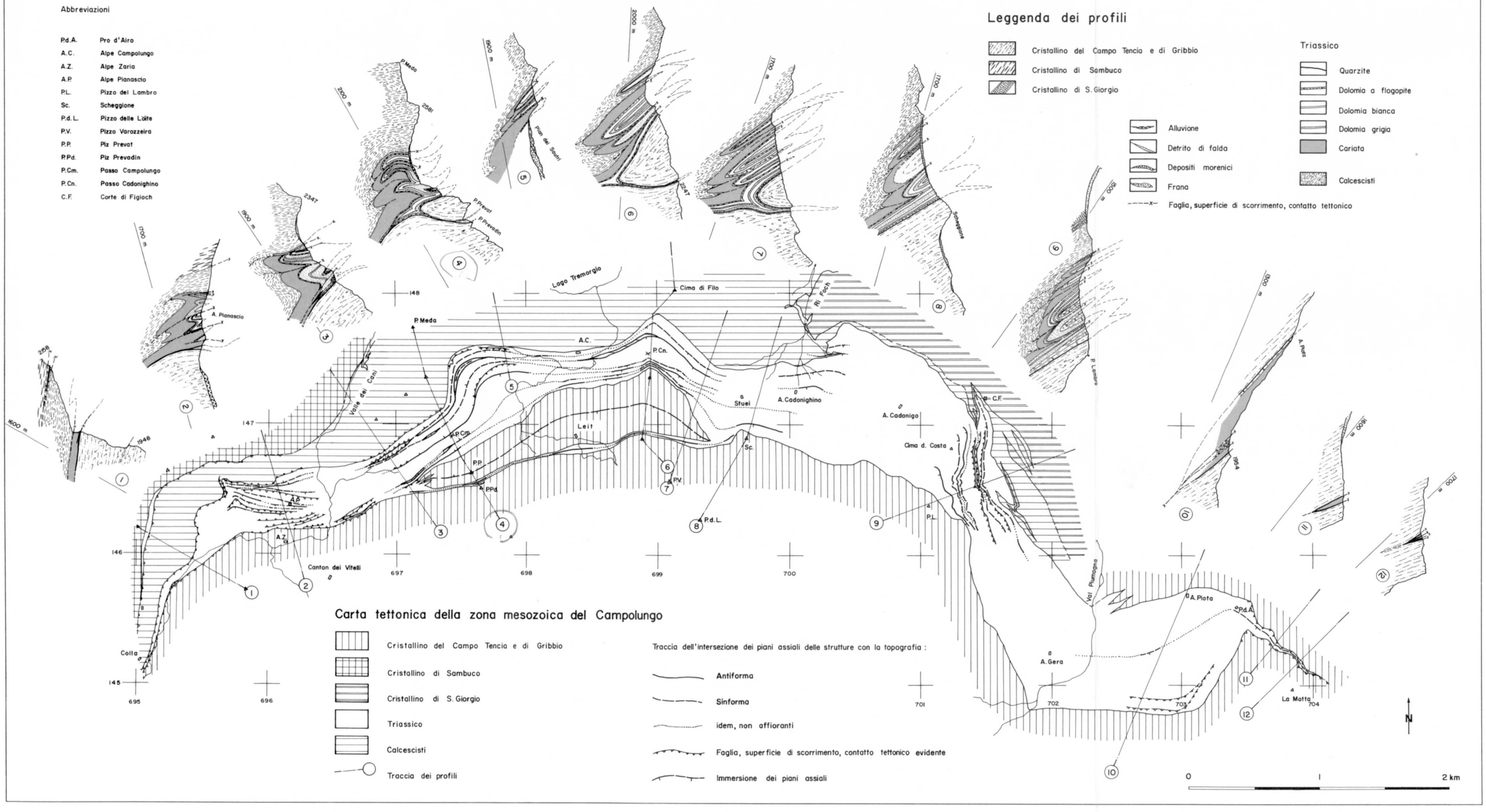
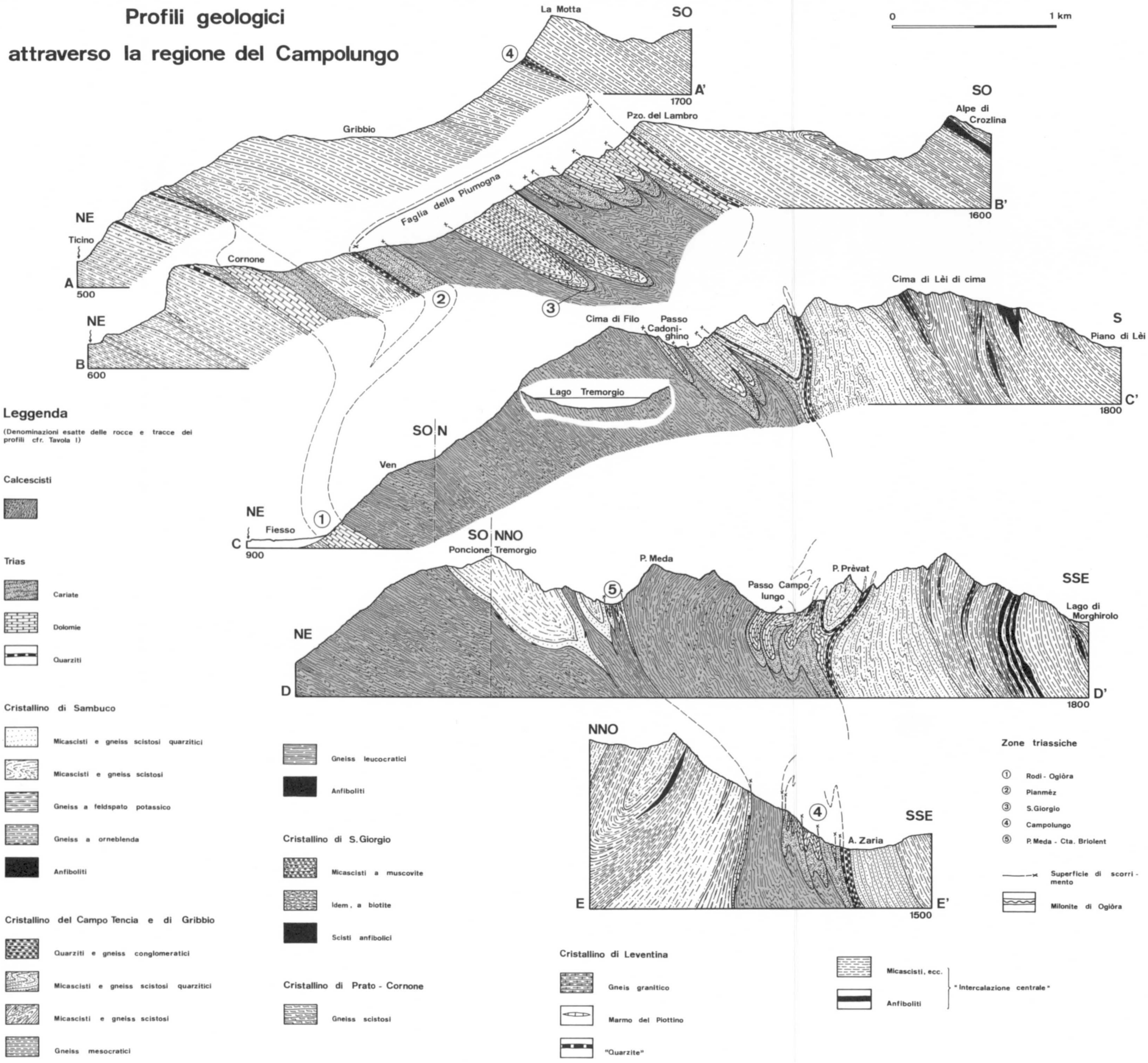
VORLAGE-GROSS-ETH

Vorlage > A3

VORLAGE-GROSS-ETH


Carta strutturale della regione del Campolungo
rilevata da F. Bianconi
Immersione degli elementi strutturali
planari
0 - 4°
5 - 9°
10 - 29°
30 - 49°
50 - 69°
70 - 84°
85 - 90°
lineari misurati
0 - 4°
5 - 19°
20 - 34°
35 - 49°
50 - 80°
lineari costruiti
Calcescisti
Trias
Cristallino
Fiesso
Rodi
Prato
Mascengo
Cornone
FAIDO
Dalpe
Pne. Tremorgio
Lago Tremorgio
C. di Filo
Madone d. Sassada
P. Meda
A. Campolungo
A. Cadonighino
A. Cadonigo
Leit
P. Prevat
A. Pianascio
Zaria
P. Campolungo
P. del Lambro
Plumogna
A. Piota
Gribbio
A. Gera
La Motta
Lago Morghi-rolo
A. di Crozlina
La Colla
1 km
N
150
149
148
147
146
145
695
696
697
698
699
700
701
702
703
704
705

Carta tettonica e profili geologici attraverso la zona mesozoica del Campolungo



Profili geologici attraverso la regione del Campolungo