

DISS. ETH Nr. 13011

Genese der hochdruckmetamorphen ozeanischen Abfolge der Cima Lunga-Einheit (Zentralalpen)

ABHANDLUNG
zur Erlangung des Titels

DOKTOR der NATURWISSENSCHAFTEN
der

EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE ZÜRICH

vorgelegt von
Marcel Alfred Pfiffner
Dipl. Natw. ETH

geboren am 4. Juli 1966
von Mels (SG) und Mels-Weisstannen (SG)

Angenommen auf Antrag von:

Prof. Dr. V. Trommsdorff	ETH Zürich	Referent
PD Dr. N.S. Mancktelow	ETH Zürich	Korreferent
Prof. Dr. B.W. Evans	University of Washington, Seattle	Korreferent

1999

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	iv
Zusammenfassung	v
Abstract	viii
Riassunto	x
1. Einleitung und Problemstellung	1
1.1 Zweck und Hintergrund dieser Arbeit	1
1.2 Geographischer Umriss	2
1.3 Geologisch-tektonischer Überblick	2
1.4 Historischer Überblick	7
1.5 Problemstellung und Vorgehen	8
1.6 Aufbau der Arbeit	9
2. Aufbau und lithologische Einheiten der Cima Lunga-Einheit im Gebiet der Cima di Gagnone	11
2.1 Einleitung	11
2.2 Nebengesteine der basisch-ultrabasischen Linsen	11
2.2.1 Gneise und Glimmerschiefer	13
2.2.2 Karbonatführende Gesteine	14
2.2.3 Biotit-Plagioklas-Amphibolite (z.T. Granat-führend)	16
2.3 Basisch-ultrabasische Linsen und assoziierte Gesteine (Linsengesteine)	16
2.3.1 Metaultrabasische Gesteine	16
2.3.2 Metabasische Gesteine	17
2.3.3 Fein- bis grobkörnige Diopsid-Kalksilikatfelse	19
2.4 Zusammenfassung	19
3. Strukturelle Entwicklung in der nördlichen Cima Lunga-Einheit	21
3.1 Einleitung	21
3.2 Präalpine Strukturen	24
3.2.1 Gneise und Schiefer	24
3.2.2 Basische und ultrabasische Linsen	25
3.2.3 Kalksilikatfelse und Calcitmarmore	27
3.2.4 Zusammenfassung der präalpinen Strukturen	28
3.3 Strukturen der eozänen Hochdruckphase (D_{HP})	30
3.4 Alpine Deformationsphasen D_1 bis D_4	33
3.4.1 Deformationsphase D_1 – Deckenbildung	33
3.4.2 Deformationsphase D_2 – erste Verfaltung des Deckenstapels	40
3.4.3 Deformationsphase D_3 – «Querfaltung»	56
3.4.4 Deformationsphase D_4 – Rückfaltung	61
3.4.5 Spröde Deformation («post- D_4 »)	62
3.5 Diskussion der Strukturgeschichte	63
3.5.1 Korrelation mit Deformationsereignissen in benachbarten Decken	63
3.5.2 Verlauf der Deckengrenze – ein Deckenmodell für die Cima Lunga-Einheit	74
3.6 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	78

4. Gesamtgesteinschemie – Hinweise auf eine reliktsche ozeanische Abfolge	81
4.1 Einleitung	81
4.2 Metaperidotite – teilweise serpentinisierte Mantelrelikte	82
4.2.1 Normative Mineralbestände und deren Variationen	83
4.2.2 Hauptelemente	87
4.2.3 Spurenelemente und deren Variationen	91
4.2.4 Diskussion	101
4.2.5 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	109
4.3 Metabasische Gesteine – ehemalige ozeanische Basalte	110
4.3.1 Magmatische Entwicklung und Differentiation	111
4.3.2 Diskrimination – Magmentyp und tektonische Herkunft	121
4.3.3 Ozeanisch-hydrothermale Alteration: Rodingitisierung	125
4.3.4 Einfluss der alpinen Metamorphose (H ₂ O-Metasomatose)	130
4.3.5 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	131
4.4 Diopsid-Kalksilikatfelse – Hinweise auf Metaophikarbonate	132
4.4.1 Chemische Zusammensetzung der Diopsid-Kalksilikatfelse	132
4.4.2 Spuren sekundärer Alterationsprozesse	136
4.4.3 Diskussion: Mischungsverhältnis, Protolith und Komponenten der Kalksilikatfelse	137
4.4.4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	140
4.5 Exhumation von lithosphärischem Mantel und Bildung einer ozeanischen Abfolge an einem Kontinent–Ozean–Übergang	141
4.5.1 Verbreitung und Charakteristik alpiner Ultramafitvorkommen	141
4.5.2 Evidenzen für frühe magmatische Prozesse in den Metaperidotiten	142
4.5.3 Hinweise auf eine ozeanische Abfolge	143
4.5.4 Paläotektonische Rekonstruktion an einem passiven Kontinentalrand	145
4.5.5 Zusammenfassung	147
5. Petrographie und alpine Metamorphose einer reliktschen ozeanischen Abfolge	149
5.1 Einleitung	149
5.2 Alpine Metamorphose – eine Übersicht	150
5.2.1 Zentralalpen	150
5.2.2 Adula-Decke und Cima Lunga-Einheit	151
5.3 Ultramafische Gesteine	154
5.3.1 Einleitung und Kristallisation-Deformation	154
5.3.2 Mikrostrukturen und Mineralchemie	156
5.3.3 Phasenbeziehungen und p–T-Abschätzungen	171
5.3.4 Die Stabilität von Granat- und Chlorit-Metaperidotit	180
5.3.5 Zusammenfassung – der alpine p–T-Pfad der ultramafischen Gesteine von Cima di Gagnone	183
5.4 Metabasische Gesteine	185
5.4.1 Einleitung und Kristallisation-Deformation	185
5.4.2 Petrographie, Mikrostrukturen und Mineralchemie	187
5.4.3 Diskussion: die metamorphe Entwicklung der Metabasika	192
5.4.4 Alpiner p–T-Pfad für die metabasischen Gesteine	194

5.5 Meta-Ophikarbonate	196
5.5.1 Einleitung	196
5.5.2 Petrographie und Mineralchemie	197
5.5.3 Diskussion der metamorphen Geschichte in Metaophikarbonaten	203
5.5.4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	206
5.6 Nebengesteine: (semi-)pelitische Gneise und Glimmerschiefer – eine Zusammenfassung	207
5.6.1 Einleitung und Kristallisation-Deformation	207
5.6.2 Petrographie, Mikrostrukturen und Mineralchemie	208
5.6.3 Die Metamorphose der (semi-)pelitischen Gneise und Schiefer	211
5.6.4 Diskussion – eine Hochdruckphase in den Nebengesteinen	214
5.6.5 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	216
5.7 Ein p–T–D-Modell für die nördliche Cima Lunga-Einheit	217
6. Synthese – Die tektono-metamorphe Entstehungsgeschichte der nördlichen Cima Lunga-Einheit	221
6.1 Einleitung	221
6.2 Relikte des kretazischen Valais-Ozeans in der Cima Lunga-Einheit	221
6.3 Alpine Orogenese – Bildung des penninischen Deckenstapels	226
6.3.1 Kretazische Orogenese	226
6.3.2 Frühtertiäre Konvergenz und Subduktion – Schliessung des Valais-Beckens	226
6.3.3 Tertiäre Kollision – Hochdruckphase und Deckenbildung	227
6.3.4 Post-kollisionale Deformationen	230
6.4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	232
Literaturverzeichnis	233
Anhang	
Detailkarten	
Lebenslauf	

Vorwort

Auf meine Doktoranden-Zeit in Zürich werde ich stets mit viel Freude zurückblicken können, hatte ich doch das Glück, in einem sehr angenehmen Umfeld an einem sehr vielfältigen Thema arbeiten zu dürfen. Dies verdanke ich zahlreichen Freunden und Kollegen innerhalb wie auch ausserhalb des petrographischen Institutes.

Als erstes möchte ich mich bei meinem Doktorvater Volkmar Trommsdorff bedanken. Er hat mir die Möglichkeit gegeben, in einem Gebiet zu arbeiten, das ihn selber über viele Jahre hinweg beschäftigt hat und ihn auch heute noch immer wieder von neuem begeistert. Dieses mir entgegengebrachte Vertrauen, sein Interesse an meinen Resultaten wie auch die mir gelassenen Freiheiten habe ich sehr geschätzt. Unter seiner Anleitung habe ich viel über Petrographie und Metamorphose gelernt. Schon zu Beginn erklärte sich Neil Mancktelow bereit, mich als Korreferent zu betreuen, und machte mich mit den Techniken und Tücken der Strukturgeologie vertraut. Während zahlreichen angeregten Diskussionen über den strukturellen Aufbau der Alpen hat er sich immer als kritischer, aber geduldiger Zuhörer erwiesen. Für sein Interesse und für seine Feldbesuche sei ihm herzlich gedankt. Ein spezieller Dank geht an Bernard Evans, der sich kurzfristig als Korreferent zur Verfügung gestellt und mit seinen kritischen Fragen und Anmerkungen viel zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat. Dass er den weiten Weg von Seattle nach Zürich auf sich nahm, um persönlich an meiner Doktorprüfung anwesend zu sein, hat mich ganz besonders gefreut.

Die Zusammenarbeit mit den Cima Lunga-Diplomanden Reto Grond, Felix Wahl, Simone Neuenschwander und Lisa Guggenbühl sowohl im Feld wie auch am Institut hat sehr viel Spass gemacht und zu vielfältigen Diskussionen geführt. Von ihren Kartierungen, Analysearbeiten und Resultaten habe ich sehr profitieren können. Ganz besonders verdanke ich ihnen aber unzählige schöne Stunden in der Capanna Efra.

Viele Freunde und Kollegen am Institut haben, jeder auf seine Weise, zur Fertigstellung dieser Arbeit beigetragen. Sven Girsperger möchte ich ganz speziell für die gelungenen Luftaufnahmen danken, ohne die eine Detailkartierung der beiden Aufschlüsse nicht möglich gewesen wäre. Jamie Connolly leistete bereitwillig Hilfe bei den Berechnungen zur Stabilität von Granat-Peridotit mit dem Programm VERTEX. Eric Reusser hat mich in manche Tricks und Tücken der Elektronenmikrosondenanalytik eingeführt und so wesentlich zu den zahlreichen Mineralanalysen in dieser Arbeit beigetragen. Ein besonderes Dankeschön geht weiter an Othmar Müntener für seine fachkundige Beratung bei allem, was mit ultramafischen Gesteinen und deren Chemie zusammenhängt. Von seinem grossen Wissen auf diesem Gebiet profitiere ich noch heute. Viel gelernt habe ich ausserdem vom Wissen der «alten Hasen» Peter Brack, Volker Dietrich, Gretli Bernasconi-Green, Rolf Schmid, Arnold Stahel, Alan Thompson, Peter Ulmer und Peter Nievergelt, bei dem ich mich auch für die anregenden Gespräche während der Zugfahrten von Winterthur nach Zürich über Gott, die Welt und das Leben am IMP bedanken möchte.

Vielfältige wissenschaftliche und persönliche Unterstützung sowie ein angenehmes Arbeitsklima in Zürich verdanke ich folgenden Personen: Mario Aigner-Torres, Helga Boedecker, Alessandra Buob, Thomas Driesner, Herbert Eppel, Rico Giger, Jörg (Kopilot) Hermann, Ralf Kägi, Jürgen Konzett, Barbara Kuhn, Luzi Matile, Jan Malmström, Felix Mattenberger, Andi Meier, Barbara Müller, Katja Petrini, Alessio Plas, Diego Pozzorini, André Puschnig, Felix Ried, Anne-Chantal Risold, Daniela Rubatto, Roger Rütli, Guy Simpson, Peter Spillmann, Barbara Spring, Roland Stalder, Andy Stucki, Caterina Talerico, Daniela Vavrecka-Sidler, Sämi Villiger, Christoph Wahrenberger, Monika Weiss, Res Widler, Timo Widmer und vielen anderen.

Das Team der Schweizerischen Geotechnischen Kommission, namentlich Rainer Kündig, Andi Baumeler, Peter Guntli, Doris Reber, Stefan Schneider, Riodi Vogler und zahlreiche temporäre Mitarbeiter, war für ein gutes Arbeitsumfeld und eine gemütliche, gelegentlich feucht-fröhliche Atmosphäre im Büro E25 besorgt. Dafür sei ihnen an dieser Stelle nochmals recht herzlich gedankt.

Für die sorgfältige und meist sehr schnelle Präparation meiner zahlreichen Dünnschliffe (inkl. Spezialwünsche) danke ich Toni Willi und seinem Team. Bei administrativen Problemen hat mir Claudia Büchel stets kompetent geholfen.

Ein spezieller Dank geht an Othmar Müntener und Monika Weiss für die sorgfältige Durchsicht des Manuskripts, an Jamie Connolly für die Korrektur des englischen Abstracts, und an Caterina Talerico für die Übersetzung der Zusammenfassung ins Italienische.

Diese Arbeit widme ich meinen Eltern, die mir das Studium ermöglicht und mich stets unterstützt haben.

Im August 1999, Marcel Pfiffner

Zusammenfassung

Detaillierte strukturelle, geochemische und petrographische Untersuchungen belegen, dass in der nördlichen Cima Lunga-Einheit (Zentralalpen) Relikte einer ozeanischen Abfolge vorkommen, die während der alpinen Gebirgsbildung subduziert und danach in die mittelpenninischen Gneisdecken integriert worden sind. Die Cima Lunga-Einheit wird tektonisch mit der mittelpenninischen Adula-Decke gleichgesetzt. Im Gebiet der Cima di Gagnone wird sie hauptsächlich durch (semi-)pelitische Gneise und Glimmerschiefer aufgebaut, in welche dünne Bänke von Orthogneisen, Amphiboliten und Metasedimenten (Calcitmarmore, Granat-Knotenschiefer) eingelagert sind. Diese Gneise und Schiefer enthalten zahlreiche metaultrabasische Körper, einschliesslich eines Vorkommens von Granat-Peridotit, die normalerweise eng mit metabasischen Gesteinen, Calcitmarmoren und fein- bis grobkörnigen Diopsid-Kalksilikatfelsen (nachfolgend als «Linsengesteine» bezeichnet) vergesellschaftet sind. Da das untersuchte Gebiet von der mehrphasigen alpinen Deformation und Metamorphose stark überprägt worden ist, sind präalpine strukturelle Beziehungen unter diesen Linsengesteinen selten erhalten geblieben. Die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine gibt jedoch noch immer Informationen über Herkunft und präalpin abgelaufene Prozesse preis.

Die Metaperidotite zeigen oftmals einen teilweise boudinierten, primären Lagenbau aus lherzolithischen und harzburgitisch-dunitischen sowie selten pyroxenitischen Lagen. Sie sind durch eine grosse Variabilität in den normativen Mineralbeständen (Cpx, Opx, Ol, Spi) sowie durch systematische Variationen in Haupt- und Spurenelementen (MgO, Al₂O₃, CaO, TiO₂, Sc, V, Cr, Ni und REE) von fertilen Lherzolithen bis zu Harzburgiten gekennzeichnet. Solche Elementvariationen sind typisch für Residuen aus unterschiedlich starker partieller Aufschmelzung im oberen Erdmantel. Sowohl Elementverhältnisse wie Tb/Yb und Ca/Al als auch die Verteilungsmuster der seltenen Erden Elemente (REE) deuten auf einen Gleichgewichts-Schmelzprozess im Spinell-Stabilitätsfeld hin. Besonders die Harzburgite, aber auch manche Lherzolithe weisen zusätzlich einen massiven Ca-Verlust sowie teilweise positive Sr-Anomalien auf. Diese selektive Ca-Fraktionierung kann mit partiellen Schmelzprozessen nicht erklärt werden und ist einer nachfolgenden ozeanischen Alteration zuzuschreiben. Nach ihren chemischen Charakteristiken stellen die Metaperidotite am ehesten subkontinentalen lithosphärischen Mantel dar, der am Ozeanboden freigelegt und partiell serpentiniert worden ist.

Metabasische Gesteine treten als Eklogite und Amphibolite ausserhalb und als boudiniert Metarodingitgänge innerhalb der ultramafischen Linsen auf, wobei sie den peridotitischen Lagenbau teilweise leicht diskordant durchschlagen. Die Metabasika folgen mehrheitlich einem tholeiitischen Differentiationstrend und zeigen in den meisten Haupt- und Spurenelementen (MgO, TiO₂, Al₂O₃, P₂O₅, Zr, Y, Sc, V, Cr, Ni) typische MORB-Charakteristiken, die mit fraktionierter Kristallisation von Plagioklas, Klinopyroxen und Olivin unter eher tiefen Drücken (< 10 kbar) übereinstimmen (EVANS et al., 1981). Die Rodingitisierung der basischen Gänge innerhalb der Ultramafite geht auf eine ozeanisch-hydrothermale Alteration zurück und hat gleichzeitig mit der Serpentinisierung der benachbarten Peridotite stattgefunden. Sie äussert sich in einem ausgeprägten Na-Verlust und beträchtlicher Ca-Zunahme, wobei ein kontinuierlicher Übergang zwischen Eklogiten und Metarodingiten zu beobachten ist.

Fein- bis grobkörnige Diopsid-reichen Kalksilikatfelse reichen stellenweise keilförmig in die ultramafischen Linsen hinein und lassen trotz alpiner Deformation manchmal noch primäre sedimentäre oder tektonische Kontakte erkennen. Metarodingit-Fragmente weisen

auf einen brekziösen Ursprung dieser Gesteine hin. Beide Kalksilikattypen zeigen erhöhte Cr- (500–1600 ppm) und Ni-Gehalte (300–1600 ppm), aber tiefe TiO₂-, Zr-, Y- und V-Konzentrationen. Sie entsprechen variablen Mischprodukten zwischen koexistierenden Metaperidotiten und Calcitmarmoren und unterscheiden sich chemisch deutlich von metabasischen Gesteinen. Aufgrund ihrer Feldbeziehungen und chemischen Eigenschaften stellen die Kalksilikatfelse ehemalige sedimentär oder tektonisch gebildete Ophikarbonate dar. Diese sind entweder als Bruchfüllungen in ozeanischen Bruchzonen oder als sedimentäre Ablagerungen auf den am Ozeanboden freigelegten, partiell serpentinierten Ultramafititen entstanden.

Die feinkörnigen Kalksilikatfelse sind zusätzlich an Na und Al angereichert und etwas an Ca verarmt, was entweder einer ozeanisch-hydrothermalen Alteration oder einer Vermischung mit terrigen-detritischen Komponenten zuzuschreiben ist. Pseudomorphosen von Diopsid und Albit nach Omphazit belegen, dass diese Na-Anreicherung vor der alpinen Hochdruckmetamorphose stattgefunden hat.

Nach diesen strukturellen und geochemischen Evidenzen sind die Metaperidotite von Cima di Gagnone am Ozeanboden freigelegt und teilweise serpentiniert worden und stellen zusammen mit den Metabasika, Kalksilikatfelsen und Calcitmarmoren eine frühere ozeanische Suite dar. Die Exhumation von subkontinentalem Mantel erfolgt am ehesten bei asymmetrischem Rifting entlang einer tiefreichenden Normalverwerfung. Für die vorliegende ozeanische Abfolge führt dies zu einer paläotektonischen Stellung an einem passiven Kontinentalrand.

In der nördlichen Cima Lunga-Einheit lassen sich als Folge von tertiärer Konvergenz und Kollision vier Deformationsphasen (D₁–D₄) sowie eine vorangehende eozäne (45–40 Ma) Hochdruckphase D_{HP} unterscheiden. Letztere ist hauptsächlich in den basischen und ultrabasischen Linsen und den mit diesen assoziierten Kalksilikatfelsen nachzuweisen, während in den umliegenden Gneisen bis anhin keine Hochdruckrelikte gefunden werden konnten. D_{HP} äussert sich in einer Schieferung und Lineation, in reliktschen Falten sowie in der Boudinage der basischen Gänge und des Lagenbaus in den Metaperidotiten.

Die prograde metamorphe Entwicklung während D_{HP} ist besonders in den basischen und ultrabasischen Gesteinen, aber auch in den Metaophikarbonaten durch Entwässerungsreaktionen geprägt und für die Metaperidotite über das Talk-Stabilitätsfeld verlaufen ($p \leq 22$ kbar bei 720 °C). Die Hochdruckmetamorphose erreicht maximale Bedingungen von 25 ± 5 kbar und 800 ± 50 °C, wobei Granat- und Enstatit-Chlorit-Peridotite nebeneinander stabil gewesen sind. Die Stabilisierung von Granat wird sowohl von der Gesteinszusammensetzung und dem Serpentinisierungsgrad als auch von der Verteilung der H₂O-haltigen Ausgangsminerale Amphibol und Chlorit bestimmt. Pseudomorphosen aus Diopsid und Albit nach Omphazit belegen die Existenz einer Hochdruckphase in den feinkörnigen Metaophikarbonaten. Die Jadeit-Gehalte im Omphazit können bis 26 Mol% betragen haben und ergeben einen Minimaldruck von 15 kbar. Die Paragenese Diopsid–Quarz–Calcit–Skapolith der grobkörnigen Kalksilikatfelse ist bis zu hohen p und T stabil. Ob auch die Nebengesteine unter Hochdruckbedingungen equilibriert sind, ist nach wie vor nicht sicher festzustellen. Aufgrund des weitgehenden Fehlens von Migmatisierung und Hochdruckrelikten wird angenommen, dass ein Teil der Gneise und Schiefer nicht subduziert wurde und zunächst eine unabhängige p – T -Entwicklung aufgewiesen hat.

Die nachfolgenden Deformationsphasen D₁–D₄ und die damit einhergehende amphibolit- bis grünschieferfazielle Regionalmetamorphose lassen sich sowohl in den basischen und ultrabasischen Linsen wie auch in den Nebengesteinen nachweisen. Die retrograde Überprägung

der Linsengesteine ist durch unterschiedliche Hydratation und teilweise Karbonatisierung der Hochdruckparagenesen unter mehrheitlich statischen Bedingungen gekennzeichnet. Um Metaroddingitboudins sowie in Randbereichen von Metaperidotiten und Eklogiten entstehen oft Amphibol-, Chlorit- und Epidot-reiche Reaktionszonen (Blackwalls). Linsen- und Nebengesteine müssen somit prä-, spätestens aber syn-D₁ zusammengebracht worden sein und weisen ab D₁ eine gemeinsame Deformations- und Metamorphosegeschichte auf.

Die erste Phase D₁ ist mit N- bis NW-gerichteter Deckenüberschiebung der Cima Lunga-Einheit auf die Simano-Decke verbunden und entwickelt stark isoklinale Falten im dm- bis m-Bereich, eine Achsenebenenschieferung S₁ und selten eine Streckungslineation L₁ (NNE–SSW). Die basisch-ultrabasischen Linsen dürften während oder direkt vor D₁ im Bereich der Deckengrenze in die Nebengesteine eingeschuppt worden sein. Die zweite Phase D₂ bildet eine Serie flachliegender, isoklinaler Grossfalten, die Hauptschieferung S₂ sowie eine NNW–SSE-, parallel zur Faltenachse verlaufende Streckungslineation L₂. Verschiedene Scherindikatoren (Scherbänder, rotierte Porphyroklasten, asymmetrische Boudinage) ergeben einen Schersinn «Top nach SSE». D₂, vermutlich in Kombination mit D₁, führt zu starker Schieferungsboudinage in den Gneisen sowie zur Boudinage der basischen und ultrabasischen Gesteine in zwei Richtungen (E–W und NNW–SSE). D₂ verfaltet die Deckengrenze und stellt die Folge von gravitativem Kollaps der zuvor verdickten Kruste dar. Beide Deformationsphasen finden bei amphibolitfazieller Metamorphose statt, die ihren Höhepunkt syn- bis leicht post-D₂ mit Drücken um 6–9 kbar und Temperaturen von 600–660 °C erreicht. Die dritte Phase D₃ ist durch offene Falten mit steilen, NW–SE-streichenden und nach SW einfallenden Achsenebenen charakterisiert und läuft ebenfalls unter amphibolitfaziellen Bedingungen ab. D₃-Falten sind disharmonisch und treten bevorzugt in Kontaktzonen zwischen Linsen- und Nebengesteinen auf, wo der Kompetenzkontrast am grössten ist. Eine vierte Phase D₄ führt sehr lokal zu Kleinfältelung in glimmerreichen Gesteinen und zunehmender Bruchtektonik unter retrograden grünschieferfaziellen Bedingungen (< 500 °C, ≤ 5 kbar). D₃ und D₄ stehen mit später Hebung der Zentralalpen und damit einhergehender Rückfaltung und Rücküberschiebung entlang der Insubrischen Linie bei grossräumiger dextraler Transpression zwischen Europa und Adria in Zusammenhang.

Alle vier Deformationsphasen sowie die amphibolitfazielle mesoalpine Regionalmetamorphose sind auch den über- und unterliegenden Decken der Zentralalpen gemeinsam. Die eozäne Hochdruckphase ist dagegen auf die Adula-Cima Lunga-Einheit beschränkt und wird daher als prä-D₁ betrachtet. Die Cima Lunga-Einheit stellt einen nach Westen schliessenden D₂-Faltenstapel dar, welcher möglicherweise eine grossräumige D₁-Deckfalte koaxial überprägt. Dies erklärt, warum die Cima Lunga-Einheit westlich des Val Verzasca nicht mehr erscheint. Die Deckengrenze zur Simano-Decke verläuft entlang eines Horizontes aus Metakarbonaten, basischen und ultrabasischen Linsen.

Nach der Retrodeformation der jüngeren alpinen Strukturen (D₂–D₄) kommen die basisch-ultrabasischen Linsen auf dem Cima Lunga-Basement (südlicher Kontinentalrand von Paläo-Europa) zu liegen. Sie können demnach in Analogie zur Misoixer Zone Resten des Valais-Ozeanbeckens entsprechen, welches sich in der Kreide zwischen Europa und dem Briançonnais geöffnet hat. Der Valais-Ozean hat dementsprechend zumindest teilweise aus ozeanischer Kruste bestanden. Die Suture dieses Ozeanbeckens verläuft somit weiter nördlich als bisher angenommen entlang der Deckengrenze zwischen der Cima Lunga-Einheit und der überliegenden (Maggia-/Tambo-) Decke.

Abstract

Detailed structural, geochemical and petrographic investigations demonstrate that relics of an ocean floor sequence can be found in the northern Cima Lunga unit (Central Alps). During the Alpine orogeny this ophiolitic rock suite was subducted and subsequently integrated into the middle Penninic basement nappes.

The Cima Lunga unit correlates tectonically with the middle Penninic Adula nappe. In the area of Cima di Gagnone, it consists mainly of (semi-)pelitic gneisses and mica schists interlayered with thin bands of orthogneisses, amphibolites and metasedimentary rocks (calcite marbles, calcareous schists). These gneisses and mica schists contain numerous ultramafic bodies, including garnet peridotite, commonly closely associated with mafic rocks, calcite marbles and coarse- to fine-grained calc-silicate rocks. Because the studied region has been affected by the polyphase Alpine deformation and metamorphism, pre-Alpine structures are rarely preserved within the mafic-ultramafic rock association. Bulk chemical data, however, still reveal information about the origin of the different rock types and their pre-Alpine evolution.

The metaperidotites sometimes exhibit a partially boudinaged primary mantle layering consisting of lherzolitic, harzburgitic-dunitic and rare pyroxenitic layers. The ultramafic rocks are characterized by a marked compositional variability ranging from those of fertile lherzolites to harzburgites, as indicated by a large range of normalized mineral compositions (cpx, opx, ol, spi) and by systematic variations of most major and trace elements (MgO, Al₂O₃, CaO, TiO₂, Sc, V, Cr, Ni and REE). These elemental variations are inherited from variable degrees of partial melting of a fertile lherzolite host. Elemental ratios as Tb/Yb and Ca/Al as well as the REE-distribution patterns suggest a batch melting process within the spinel stability field. Additionally most harzburgites and many lherzolites are significantly depleted in Ca and show positive Sr-anomalies. This Ca-fractionation can not be explained by any partial melting process and is attributed to an oceanic alteration event. On the basis of their chemical characteristics, the metaperidotites most likely represent former subcontinental lithospheric mantle rocks exposed at the sea floor, where they were partially serpentinized.

Mafic metamorphic rocks occur as eclogites and amphibolites outside, and as aligned metarodinite and eclogite boudins inside the ultramafic bodies, locally crosscutting the layering in the peridotites at a low angle. The chemical composition of these mafic rocks corresponds to that of tholeiites with typical MORB-characteristics and with well preserved magmatic major and trace element trends (MgO, TiO₂, Al₂O₃, P₂O₅, Zr, Y, Sc, V, Cr, Ni) indicating low-pressure (< 10 kbar) fractionation of plagioclase, clinopyroxene and olivine (EVANS et al., 1981). Rodingitization of the basaltic dykes was contemporaneous with serpentinization of the enclosing ultramafic rocks and is also ascribed to an oceanic hydrothermal alteration event. With respect to their unaltered precursor, the metarodinites are depleted in Na and considerably enriched in Ca. Thus they preserve a complete transition from basaltic (eclogites, amphibolites) to highly calcic rodingitic composition.

Coarse- to fine-grained calc-silicate rocks occur as pockets and wedges in the ultramafic lenses, and as attached masses connecting them. Locally they crosscut the layering in the peridotites and, despite of Alpine deformation, still display pre-Alpine sedimentary or tectonic contacts. Fragmented boudins of metarodinite indicate that the calc-silicate rocks originated from a breccia. Bulk chemical data of both calc-silicate rock types are distinct from those of the mafic rocks. These data are slightly variable, but most fall perfectly on a mixing line between the peridotites and calcite marbles. Characteristics of minor and trace

elements are high Cr- (500–1600 ppm) and Ni- (300–1600 ppm), but low TiO₂-, Zr-, Y- and V-contents with proportions similar to those in the ultramafic rocks. On the basis of field occurrence and chemical characteristics the calc-silicate rocks represent remnants of former ophicarbonates. They formed as either fracture fillings within, or sedimentary deposits on top of ex-subcontinental mantle peridotites exposed on the ocean floor.

The fine-grained calc-silicate rocks are enriched in Na and Al and slightly depleted in Ca. This pattern can be explained either by an oceanic alteration process or by input of detritic components. Pseudomorphs of diopside and albite after omphacite demonstrate that Na-enrichment took place before the Alpine high-pressure metamorphic event.

The structural and geochemical evidence prove that the Cima di Gagnone suite, consisting of partially serpentinized metaperidotites, metabasic rocks, calcite marbles and metaophicarbonates, represents a former oceanic floor association. Subcontinental mantle peridotites may have been exhumed by asymmetric rifting along a deep-reaching low-angle normal fault. This rifting process resulted in a paleotectonic setting at a passive continental margin for the oceanic sequence of Cima di Gagnone.

As the result of Tertiary convergence and continental collision, four phases of late Alpine deformation (D₁–D₄) and a preceding Eocene (45–40 Ma) high-pressure subduction event (D_{HP}) can be distinguished in the northern Cima Lunga unit. The latter is only preserved in the mafic and ultramafic lenses and in the associated calc-silicate rocks. No high-pressure relics have as yet been found in the surrounding gneisses. The high-pressure deformation D_{HP} caused the formation of a weak foliation and rare lineation, isoclinal folding and boudinage of the layering and mafic dykes within the ultramafic rocks.

Particularly in the basic and ultrabasic rocks, but also in the metaophicarbonates, the prograde metamorphic evolution during D_{HP} is characterized by dehydration reactions and crosses the talc stability field in the case of the metaperidotites ($p \leq 22$ kbar at 720 °C). The high-pressure metamorphism reached peak conditions of 25 ± 5 kbar and 800 ± 50 °C, producing simultaneously garnet and enstatite–chlorite peridotites. The stability of garnet is determined by the bulk composition and the degree of serpentinization as well as the distribution of the water-containing starting minerals amphibole and chlorite. In the fine-grained metaophicarbonate rocks, pseudomorphs of diopside and albite after omphacite demonstrate a high-pressure metamorphic event. The former omphacite contained up to 26 mol% jadeite component indicating a minimum pressure of 15 kbar. The paragenesis diopside–quartz–calcite–scapolite of the coarse-grained calc-silicate rocks remained stable up to high pressures and temperatures. If the (semi-)pelitic gneisses and mica schists equilibrated under high-pressure conditions, too, remains obscure. The almost complete absence of migmatization and high-pressure relics however suggests that many of the gneisses were never subducted and had an independent p–T-evolution during Eocene times.

The following Alpine deformation phases D₁ to D₄ and the associated amphibolite to greenschist facies regional metamorphism can be distinguished in both the mafic and ultramafic lenses and the surrounding gneisses. Therefore these two lithological units have been juxtaposed pre- or at least syn-D₁. The retrograde superposition of the high-pressure rocks is characterized by increasing hydration and in part carbonatization of high-pressure mineral parageneses under overall static conditions. Metarodingite boudins, metaperidotites and eclogites are often bordered by hydrous blackwalls rich in amphibole, chlorite and epidote formed during retrogression.

The first deformation phase D₁ can be related to N- to NW-directed nappe stacking of the Cima Lunga unit over the underlying Simano nappe. D₁ is characterized by strong

isoclinal folding, an axial plane foliation S_1 and a stretching lineation L_1 (ca. NNE–SSW). The second phase D_2 refolded earlier structures and produced a series of flat-lying tight to isoclinal megafolds, the main schistosity S_2 and a NNW–SSE-oriented penetrative stretching lineation L_2 . D_2 fold axes seem to be rotated into a position parallel to L_2 . Shear bands, rotated clasts and asymmetric foliation boudinage indicate a top-to-the-SSE sense of shear. D_2 , probably in combination with D_1 , leads to strong boudinage of the mafic and ultramafic lenses in two directions (E–W and NNW–SSE). D_2 is overprinting the nappe boundary and results from gravitational collapse of the previously overthickened crust. The amphibolite facies meso-Alpine regional metamorphism reached its peak syn- to post- D_2 with conditions of 6–9 kbar and 600–660 °C. The third phase D_3 developed more open folds with steep NW–SE-striking axial planes dipping to the SW. It took place under amphibolite facies conditions, too. D_3 folds are disharmonic and occur especially at the border between mafic and ultramafic bodies and the neighbouring gneisses where the competence contrast is greatest. A fourth phase D_4 produced a very local crenulation in mica-rich schists and leads to brittle-ductile faulting and fracturing under retrograde greenschist facies conditions (< 500 °C, ≤ 5 kbar). D_3 and D_4 are related to late uplift of the Central Alps and associated backfolding and backthrusting along the Insubric Line within regional dextral transpression between Europe and Adria.

All four deformation phases as well as the amphibolite facies regional metamorphism are also common to both the over- and underlying nappes of the Central Alps. Eocene high-pressure metamorphism however is unique to the Adula-Cima Lunga nappe system, and therefore considered to be pre- D_1 . The geometry of the Cima Lunga unit largely represents a fold interference pattern as the result of the two almost coaxial deformation phases D_1 and D_2 . D_2 produced a large fold structure closing to the west. This geometry explains why the Cima Lunga unit does not appear west of Val Verzasca. The nappe boundary between the northern Cima Lunga unit and the underlying Simano nappe is best defined by a horizon of ultramafic, mafic and carbonatic rocks.

After retrodeformation of the late-Alpine structures (D_2 to D_4) the mafic-ultramafic rock suite seems to be located in a position above the Cima Lunga basement representing in analogy to the Adula nappe the southernmost continental margin of paleo-Europe. Like the Misox Zone this ophiolitic association may correspond to remnants of the Valais ocean basin that has been opened between Europe and the Briançonnais microplate during Cretaceous times. The floor of the Valais ocean therefore was at least partially composed of incomplete oceanic crust. Consequently, the suture of the Valais basin can be followed further north than previously suggested along the nappe boundary between the Cima Lunga unit and the overlying (Maggia-?/Tambo-) nappe.

Riassunto

Studi dettagliati di geologia strutturale, geochimica e petrografia dimostrano che nell'unità nord di Cima Lunga (Alpi Centrali) sono preservati relitti di una sequenza oceanica. Durante l'orogenesi Alpina questa suite di rocce ofiolitiche è stata subdotta e successivamente integrata nelle falde di basamento medio Pennidiche.

L'unità Cima Lunga correla tettonicamente con la falda medio Pennidica Adula. Nell'area di Cima di Gagnone, l'unità è costituita principalmente da gneiss (semi-)pelitici e scisti micacei, intercalati a sottili bande di ortogneiss, anfiboliti e rocce metasedimentarie (marmi calcitici, scisti calcarei). Questi gneiss e mica-scisti contengono numerosi corpi

ultramafici, comprendendo peridotiti a granato, normalmente associate a rocce mafiche, marmi a calcite e rocce calcosilicatiche a grana da grossa a fine. Poiché l'area studiata è stata interessata da una intensa deformazione Alpina polifasica e da metamorfismo il rinvenimento all'interno dell'associazione di rocce mafiche e ultramafiche di strutture pre-Alpine è raro. Tuttavia, le analisi chimiche di roccia totale forniscono ancora informazioni sull'origine delle differenti rocce e sulla loro evoluzione pre-Alpina.

Le metaperidotiti, localmente, esibiscono un layering di mantello primario parzialmente boudinato. Il layering è formato da strati lherzolitici, harzburgite-dunitici e da rari livelli pirossenitici. Le rocce ultramafiche sono caratterizzate da una marcata variabilità composizionale comprendente termini lherzolitici fino ad harzburgitici, come dimostrato dal vasto spettro composizionale dei minerali normativi (cpx, opx, ol, spi) e dalle sistematiche variazioni della maggior parte degli elementi maggiori e in tracce (MgO, Al₂O₃, CaO, TiO₂, Sc, V, Cr, Ni e REE). Tali variazioni di elementi sono state indotte da gradi differenti di fusione parziale di una lherzolite fertile. I rapporti tra elementi come Tb/Yb e Ca/Al, così come i «pattern» di distribuzione dei REE suggeriscono un processo di fusione d'equilibrio tipo «batch» che si è esplicato nel campo di stabilità dello spinello. Inoltre, la maggior parte delle harzburgiti e molte lherzoliti mostrano un significativo impoverimento in Ca ed hanno anomalie positive in Sr. L'impoverimento in Ca non può essere spiegato con nessun processo di fusione parziale ed è attribuito ad un evento di alterazione oceanica. Sulla base delle caratteristiche chimiche, le metaperidotiti, verosimilmente, rappresentano rocce di mantello litosferico subcontinentale esposte sul fondo oceanico, dove sono state parzialmente serpentinite.

All'esterno dei corpi ultrafemici si rinvengono rocce mafiche metamorfosate in eclogiti ed anfiboliti, mentre all'interno dei corpi ultrafemici le stesse sono presenti sottoforma di metarodingiti alineate e boudins eclogitici, localmente queste litologie tagliano con un basso angolo il layering delle peridotiti. La composizione chimica delle rocce mafiche corrisponde con quella di tholeiiti con tipiche caratteristiche MORB. Esse conservano dei «trend» magmatici sia negli elementi maggiori sia in quelli in traccia (MgO, TiO₂, Al₂O₃, P₂O₅, Zr, Y, Sc, V, Cr, Ni) indicanti il frazionamento a pressione bassa (< 10 kbar; EVANS et al., 1981) di plagioclasio, cpx e olivina. Contemporaneamente alla serpentinite delle rocce ultramafiche incassanti, si è verificata la rodingitizzazione dei dicchi basaltici ed è anch'essa attribuita ad un evento oceanico di alterazione idrotermale. Rispetto al proprio precursore inalterato, le metarodingiti sono impoverite in Na e considerevolmente arricchite in Ca. Di conseguenza, esse conservano una transizione composizionale completa da basalti (eclogiti, anfiboliti) fino a rodingiti altamente calciche.

Rocce calcosilicatiche con grana grossa fino a fine ricorrono all'interno di tasche e cunei nelle lenti ultramafiche e sotto forma di materiale interconnettivo delle lenti stesse. Localmente, tagliano il layering delle peridotiti, e nonostante la deformazione Alpina, mantengono ancora contatti tettonici oppure sedimentari pre-Alpini. La frammentazione dei boudins metarodingitici indica che le rocce calcosilicatiche si sono formate da una breccia. Infatti, il chimismo totale di entrambi i tipi di rocce calcosilicatiche sono distinti da quello delle rocce mafiche. Questi dati sono leggermente variabili ma la maggior parte di essi cadono perfettamente lungo una linea di mixing tra peridotiti e marmi a calcite. Le caratteristiche degli elementi minori e in tracce mostrano alti contenuti in Cr (500–1600 ppm) e Ni (300–1600 ppm), ma bassi contenuti in TiO₂, Zr, Y e V, in proporzioni simili a quelle delle rocce ultramafiche. Sulla base di rinvenimenti di campagna e delle caratteristiche chimiche le rocce calcosilicatiche rappresentano resti di vecchie rocce oficarbonatiche. Tali rocce si sono formate come riempimenti di fratture o depositi

sedimentari al di sopra di peridotiti di mantello ex-subcontinentale esposto sul fondo oceanico.

Le rocce calcosilicatiche a grana fine sono arricchite in Na e Al e lievemente impoverite in Ca. Questo comportamento può essere spiegato attraverso un'alterazione oceanica oppure con un apporto di componenti detritiche. Il riconoscimento di pseudomorfo di diopside ed albite secondo onfacite dimostra che l'arricchimento in Na è avvenuto prima dell'evento metamorfico di alta pressione Alpino.

Le evidenze strutturali e geochemiche dimostrano che la suite di rocce di Cima di Gagnone, costituita da metaperidotiti parzialmente serpentizzate, rocce metabasiche, marmi calcitici e metaoficarbonati, rappresenta una vecchia associazione di fondo oceanico. Si suppone che le peridotiti possano essere state esumate per rifting asimmetrico, lungo una faglia normale profonda a basso angolo. Questo processo di rifting si è verificato in un ambiente paleotettonico di margine continentale passivo.

Per effetto della convergenza e collisione continentale Terziaria nell'unità nord di Cima di Gagnone, possono essere distinte quattro fasi deformative tardo Alpine (D_1 – D_4) ed un precedente evento di subduzione ad alta pressione Eocenico (45–40 Ma, D_{HP}). L'evento di alta pressione è preservato solo nelle lenti mafiche e ultramafiche e nelle associate rocce calcosilicatiche. Nessuna evidenza di alta pressione è stata, a tutt'oggi, trovata negli gneiss incassanti. La deformazione di alta pressione D_{HP} ha determinato la formazione di una debole foliazione ed una rara lineazione, pieghe isoclinali e un boudinage del layering primario e dei dicchi mafici nelle rocce ultramafiche.

Soprattutto nelle rocce basiche e in quelle ultrabasiche, ma anche nei metaoficarbonati, l'evoluzione metamorfica prograd durante D_{HP} è caratterizzata da reazioni di deidratazione e nel caso delle metaperidotiti, attraversa il campo di stabilità del talco ($p \leq 22$ kbar ad 720 °C). Il metamorfismo di alta pressione ha raggiunto condizione massime di 25 ± 5 kbar e 800 ± 50 °C, producendo, contemporaneamente sia peridotiti a granato che ad enstatite–clorite. La stabilità del granato è condizionata dalla composizione della roccia totale, dal grado di serpentizzazione e dalla distribuzione dei minerali primari contenenti acqua come l'anfibolo e la clorite. Nelle rocce metaoficarbonatiche a grana fine, le pseudomorfo di diopside ed albite secondo onfacite confermano l'evento metamorfico di alta pressione. L'onfacite precedente conteneva fino a 26 mol% di componente giaditica indicante una pressione minima di 15 kbar. La paragenesi diopside–quarzo–calcite–scapolite delle rocce calcosilicatiche a grana grossa resta stabile fino ad alte pressioni e temperature. Resta oscuro, invece, se gli gneiss (semi-)pelitici e gli scisti micacei abbiano mai visto condizioni di alta pressione. Tuttavia la quasi assenza di migmatizzazione e di relitti di alta pressione suggeriscono che la maggior parte degli gneiss non sono stati mai subdotti ed hanno seguito, durante l'Eocene un'evoluzione in p e T indipendente.

Le successive deformazioni Alpine, da D_1 a D_4 e l'associato metamorfismo regionale in facies anfibolitica e scisti verdi, si riconoscono in entrambi le lenti mafiche e ultramafiche ed anche nelle rocce incassanti. Segue che queste due unità litologiche sono state giustapposte pre o almeno sin- D_1 . Il cammino retrogrado delle rocce di alta pressione è caratterizzato da una crescente idratazione e in parte carbonatizzazione, in condizioni statiche, dei minerali appartenenti alla paragenesi di alta pressione. I boudins di metarodingiti, metaperidotiti ed eclogiti sono spesso circondati da un bordo di blackwall idrato ricco in anfibolo, clorite ed epidoto formatosi durante la retrocessione.

La prima fase deformativa D_1 è determinata dall'impilamento in direzione N–NW dell'unità Cima Lunga al di sopra della falda Simano. D_1 è caratterizzata da un marcato

sviluppo di pieghe isoclinali, da una foliazione di piano assiale S_1 e da una lineazione di elongazione L_1 (ca. NNE–SSW). La seconda fase D_2 ripiega strutture precedenti e produce una serie di grandi pieghe da chiuse a isoclinali con una giacitura orizzontale, una scistosità principale S_2 ed una pervasiva lineazione di elongazione L_2 orientata in direzione NNW–SSE. Gli assi di piega D_2 sembrano essere ruotati parallelamente a L_2 . Bande di taglio (shear bands), clasti ruotati ed un boudinage asimmetrico della foliazione indicano un senso di taglio verso SSE. D_2 , probabilmente in combinazione con D_1 , porta ad un marcato boudinage delle lenti mafiche ed ultramafiche, in due direzioni (E–W e NNW–SSE). D_2 interessa anche i limiti delle falde e risulta essere determinata dal collasso gravitativo della crosta precedentemente inspessita. Il metamorfismo regionale meso-Alpino in facies anfibolitica ha raggiunto il proprio picco metamorfico (6–9 kbar e 600–660 °C) in un tempo da sin a post D_2 . La terza fase D_3 ha sviluppato delle pieghe più aperte con piani assiali ripidi in direzione NW–SE ed immergenti verso SW. Anche questa fase deformativa si è verificata in facies anfibolitica. Le pieghe D_3 sono disarmoniche e si rinvengono soprattutto lungo i bordi tra i corpi mafici e ultramafici e gli adiacenti gneiss, dove il contrasto di competenza litologica è maggiore. La quarta fase, invece, ha portato allo sviluppo locale, di una crenulazione negli scisti micacei, ed ha determinato nella facies degli scisti verdi (< 500 °C, ≤ 5 kbar) la formazione di faglie in regime fragile–duttile e di fratture. D_3 e D_4 sono in relazione al sollevamento delle Alpi Centrali ed associate al retropiegamento e retro-sovrascorrimento lungo la Linea Insubrica, all'interno della transpressione destrale regionale tra Europa ed Adria.

Le quattro fasi deformative, appena descritte, e il metamorfismo regionale in facies anfibolitica sono comuni a tutte le falde delle Alpi Centrali sia a quelle tettonicamente sovrastanti l'unità di Cima Lunga sia a quelle sottostanti. Il metamorfismo Eocenico di alta pressione, tuttavia è una caratteristica solo della falda Adula-Cima Lunga, per cui è considerato pre- D_1 . La geometria dell'unità Cima Lunga disegna un motivo di interferenza di piega dovuto a due fasi deformative pressoché coassiali D_1 e D_2 . D_2 produce una grande struttura di piega che si chiude verso ovest. Questa geometria spiega, infatti perché l'unità di Cima Lunga non compare ad ovest della Valle Verzasca. Il limite di falde tra la parte nord dell'unità Cima Lunga e la falda sottostante Simano è definito da un orizzonte di rocce ultramafiche, mafiche e carbonatiche.

Dopo aver eseguito una retrodeformazione delle strutture tardo-Alpine (D_2 a D_4), la serie di rocce mafiche-ultramafiche sembrano posizionarsi al di sopra del basamento di Cima Lunga rappresentando così, in analogia con la falda Adula, il margine continentale sud paleo-Europeo. Similmente alla zona di Misocco quest'associazione ofiolitica potrebbe corrispondere a dei brandelli del bacino oceanico Vallesano che durante il Cretacico si è aperto tra Europa e la microplacca Briançonnais. Per cui il fondo dell'oceano Vallesano era composto, almeno in parte, da crosta oceanica incompleta. Di conseguenza la zona di sutura del bacino Vallesano può essere seguita più verso Nord lungo il limite di falda tra l'unità Cima Lunga e la sovrastante falda (Maggia (?)/Tambo).

Kapitel 1

Einleitung und Problemstellung

1.1 Zweck und Hintergrund dieser Arbeit

Detaillierte Untersuchungen an rezenten Ozeanbecken (z.B. «deep sea drilling program») und Kontinentalrändern (z.B. Rotes Meer, VOGGENREITER et al., 1988; Galizien, BOILLOT et al., 1995a/b) haben einige grundlegende Informationen über die Geometrie, den Aufbau und die Entwicklung der ozeanischen Kruste preisgegeben. Fossile ozeanische Abfolgen (sogenannte «Ophiolithe»), die heute in orogenen Zonen integriert sind, sind zwar besser zugänglich, oftmals aber auch relativ stark deformiert und nur noch unvollständig erhalten. Dennoch spielen sie eine zentrale Rolle für das Verständnis der Entstehungsgeschichte und des strukturellen Aufbaus von Gebirgszügen, da sie die Suture ehemaliger Ozeanbecken wiedergeben und so von verschiedenen Kontinenten stammende tektonische Einheiten voneinander trennen. Weiter enthalten sie häufig noch Spuren von Prozessen, die während der Ozeanbildung abgelaufen sind. In diesen Ophiolithen vorkommende Peridotitkörper sind meist sehr heterogen zusammengesetzt und geben die Natur des oberen Erdmantels allgemein besser und vollständiger als Mantelxenolithe wieder (z.B. MENZIES & DUPUY, 1991).

Im Alpenraum finden sich auf verschiedenen strukturellen Niveaus Reste von mindestens zwei Ozeanbecken der alpinen Tethys (TRÜMPY, 1960, 1980). Diese Ophiolithrelikte stammen einerseits vom internen gelegenen, jurassischen Piemont-Liguria-Ozean im Süden und andererseits vom externen gelegenen, kretazischen Valais-Trog nördlich davon (z.B. DERCOURT et al., 1986; STAMPFLI, 1993; SCHMID et al., 1997). Zwischen diesen beiden Becken existierte in der Kreide ein Bereich ausgedünnter kontinentaler Lithosphäre, der Briançonnais-Mikrokontinent.

Schiefe Konvergenz zwischen Europa und Adria während der Kreide und dem Tertiär führte zu Subduktion und nachfolgender Kontinentkollision, wobei sukzessive externere, d.h. ozeanische und europäische Lithosphäre unter die internere adriatische Platte geschoben wurde (TROMMSDORFF, 1990; SCHMID et al., 1996, 1997). Die ozeanische Kruste der alpinen Tethys wurde dabei weitgehend versenkt. Mit der Subduktion einhergehende Hochdruckmetamorphose trat in mehreren Stadien während der oberen Kreide und dem Tertiär auf und progradierte von den internen zu den externen Bereichen und von Osten nach Westen. Eklogitfaziale Gesteine kommen heute konzentriert in zwei bestimmten tektonischen Positionen vor (HEINRICH, 1983; FROITZHEIM et al., 1996): einerseits in den Westalpen entlang der penninisch-ostalpin/südalpinen Grenzzone (z.B. Zermatt-Saas- und Combin-Zone: BEARTH, 1967, 1974; GANGUIN, 1988; WIDMER, 1996), und andererseits praktisch ausschliesslich innerhalb der tiefpenninischen Adula-Cima Lunga-Einheit (EVANS & TROMMSDORFF, 1978; EVANS et al., 1979; HEINRICH, 1986; LÖW, 1987; MEYRE & PUSCHNIG, 1993; PARTZSCH, 1996; MEYRE et al., 1997).

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der präalpinen (im Sinne von prä-kollisional) und alpinen Entwicklung einer Reihe von hochdruckmetamorphen basisch-ultrabasischen Linsen und deren Umgebung in der nördlichen Cima Lunga-Einheit. Anhand detaillierter struktureller und geochemischer Untersuchungen wird gezeigt, dass diese Gesteinssuite und damit assoziierte Metasedimente, wie bereits vermutet (z.B. EVANS et al., 1979, 1981; TROMMSDORFF, 1990), eine reliktsche ozeanische Abfolge darstellen. Die ultrabasischen Gesteine entsprechen ehemaligem subkontinentalem lithosphärischem Mantel, welcher am ehesten an einem passiven Kontinentalrand exhumiert und am Ozeanboden partiell serpentiniert worden ist. Die genaue strukturelle Bearbeitung dieser ozeanischen Suite sowie deren Nebengesteine zeigt weiter, dass diese beiden lithologischen Einheiten ab der Deckenüberschiebung eine gemeinsame Deformations- und Metamorphosegeschichte aufweisen, die sich problemlos in die tektono-metamorphe Entstehungsgeschichte der Alpen integrieren lässt. Die ozeanische Abfolge in der Cima Lunga-Einheit stellt somit ein Hochdruckäquivalent zu anderen ophiolithischen Assoziationen im Alpenraum dar.

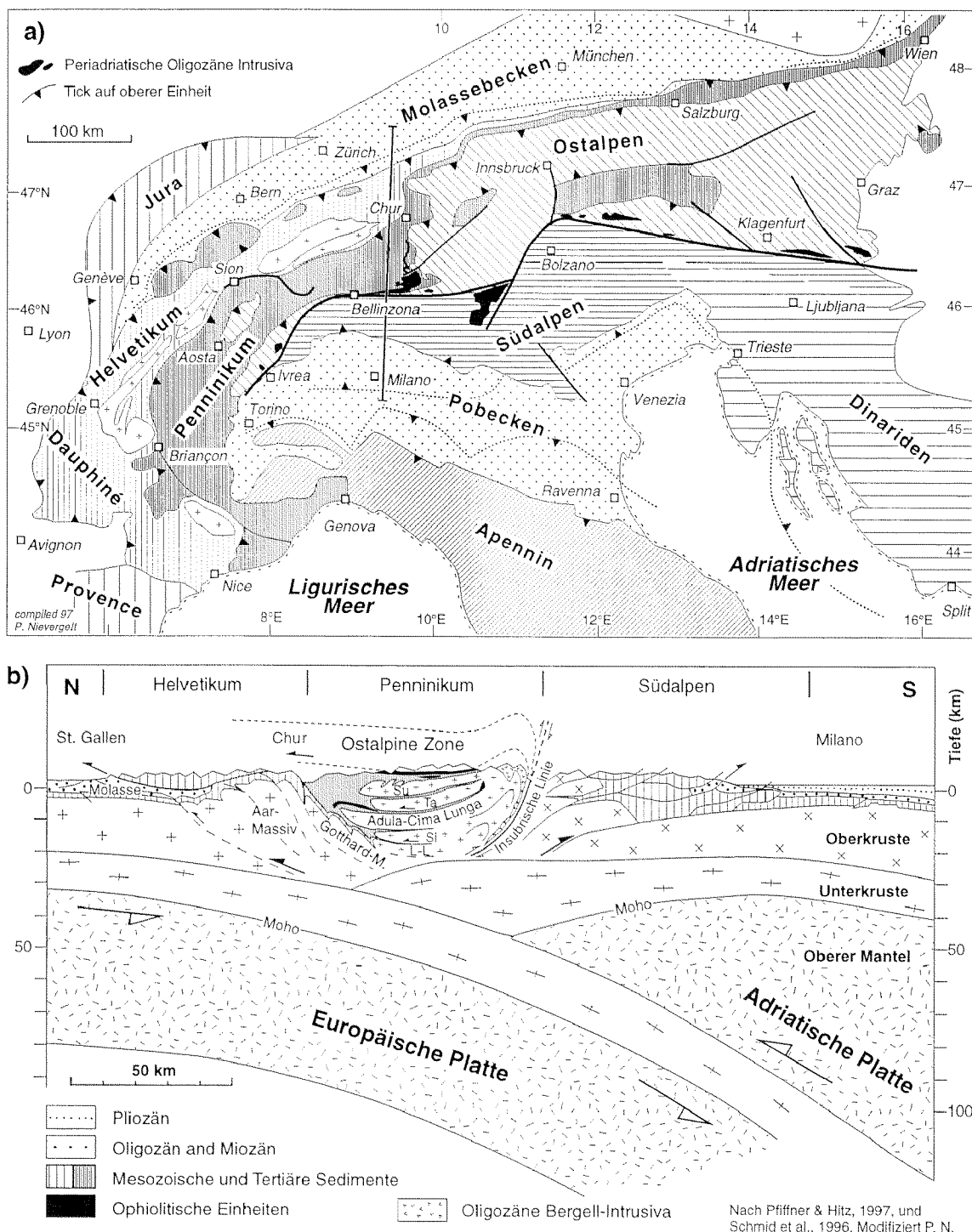
1.2 Geographischer Umriss

Das bearbeitete Gebiet liegt im Kanton Tessin nordwestlich von Bellinzona zwischen dem Val Verzasca und der Leventina (Fig. 1.1, 1.2) und stimmt weitgehend mit dem von GROND (1994) und WAHL (1994) kartierten Terrain überein. Es erstreckt sich vom Pizzo del Motto (2373 m u.M.) im Süden bis zur Cima d'Efra (2577 m ü.M.) im Norden; die Cima di Gagnone (2518 m ü.M.) bildet in etwa das Zentrum des Gebietes (siehe Fig. 2.1). Die beiden im Detail kartierten Aufschlüsse befinden sich rund 600 m südlich der Cima di Gagnone (Mg 163 auf 2400 m ü.M., Koord. 708'350/131'100) respektive ca. 200 m nördlich derselben (Mg 31 auf 2260 m ü.M., Koord. 708'350/131'850) (Fig. 2.1).

1.3 Geologisch-tektonischer Überblick

Grosstektonischer Aufbau der Alpen und Paläogeographie

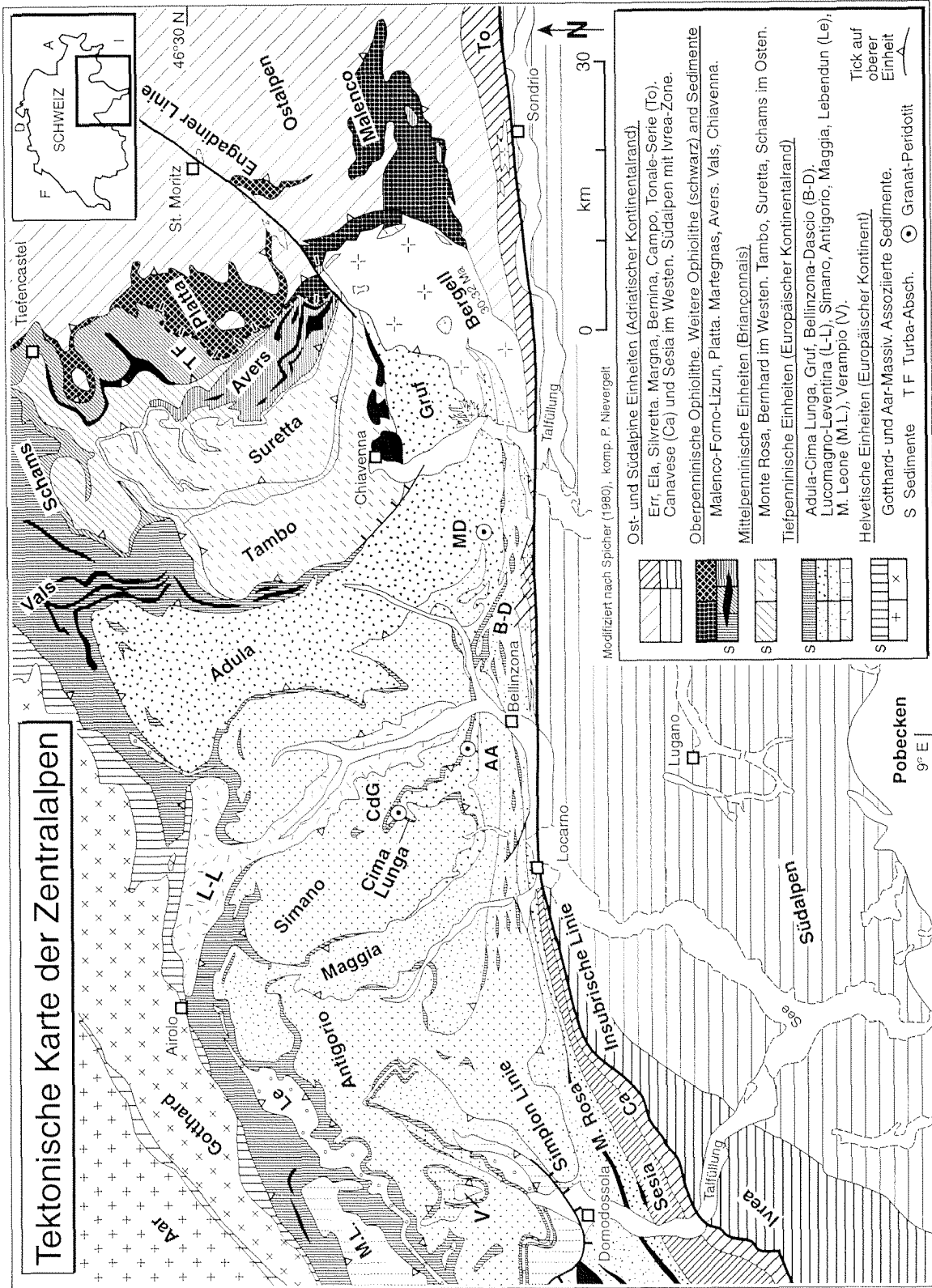
Nach ihrer paläogeographischen Lage unterscheidet man im Alpenraum von intern nach extern die folgenden grosstektonischen Einheiten (1.1a; TRÜMPY, 1960, 1980; STAMPELI, 1993; FROITZHEIM et al., 1996; SCHMID et al., 1990, 1997): eine süd- und ostalpine Zone bestehend aus kontinentalem Basement und mesozoischen und tertiären Sedimenten des adriatischen Kontinentalrandes; der penninische Bereich, welcher den Piemont-Liguria-Ozean, den Briançonnais-Mikrokontinent, das Valais-Becken und den angrenzenden südlichen Kontinentalrand von Europa umfasst; die externen Massive (Aar und Gotthard) mit kristallinem Basement des europäischen Kontinents (subpenninisch nach MILNES, 1974b); und die helvetische Zone bestehend aus mesozoischen und tertiären Schelfsedimenten vom südlichen europäischen Kontinentalrand. Diese Abfolge von paläogeographischen Einheiten wurde während der Subduktion und Kontinent-Kontinent-Kollision in der oberen Kreide und im Tertiär zusammengeschoben und übereinandergestapelt, mit den internen, ostalpinen Decken zuoberst, einem Stapel penninischer Decken in der Mitte und den helvetischen Einheiten als tektonisch tiefste und nördlichste Elemente (Fig. 1.1b, 1.2).



Figur 1.1: a) Vereinfachte Übersichtskarte über die großtektonischen Einheiten des alpinen Gebirgsgürtels und benachbarter Zonen (Apennin, Dinariden), von Nizza bis Wien. Bellinzona liegt etwas westlich der Mitte des Kartenausschnittes. Ebenfalls eingezeichnet ist die Spur des Lithosphärenprofils in Figur 1.1b. b) Schematisches tektonisches Lithosphärenprofil durch die Zentralalpen. Die Adula-Cima Lunga-Einheit befindet sich zwischen der Simano- und der Tambo-Decke inmitten des penninischen Deckenstapels. Abkürzungen: Si: Simano; Ta: Tambo; Su: Suretta; L-L: Leventina-Lucomagno.

Die Zentralalpen

Die Zentralalpen werden durch eine Serie von übereinanderliegenden Decken aus dem penninischen Bereich aufgebaut (Fig. 1.1b, 1.2). Dieser penninische Deckenstapel lässt



Figur 1.2: Tektonische Karte der Zentralalpen, modifiziert nach SPICHER (1980). Das untersuchte Gebiet um die Cima di Gagnone (CdG) findet sich nordwestlich von Bellinzona am Nordende der tiefpenininschen Cima Lunga-Einheit, welche eine tektonisch äquivalente Stellung zur Adula-Decke einnimmt. Die beiden weiteren Vorkommen von Granat-Peridotit neben Cima di Gagnone (AA: Alpe Arami; MD: Monte Duria) sind ebenfalls eingetragen.

sich strukturell in einen tieferen (unteres Penninikum) und einen höheren (mittleres und oberes Penninikum) Teil trennen (MILNES, 1974b), paläogeographisch nördlich respektive südlich des Valais-Beckens gelegen (TRÜMPY, 1960). Die unterpenninischen Einheiten umfassen die Simplon-Decken (Antigorio, Lebendun, Monte Leone, ev. Maggia) im Westen und den Adula-Cima Lunga-Komplex weiter östlich. Noch tiefer liegende Decken schliessen das Gotthard-Massiv, die Leventina-Lucomagno- und die Simano-Decke ein. Diese Deckeneinheiten sind durch intensive alpine Deformation und relativ hohe Metamorphosebedingungen charakterisiert (z.B. TROMMSDORFF, 1980; vgl. GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). Die mittelpenninischen Decken (Monte Rosa, Bernhard, Brig-Sion-Courmayeur-Zone, ev. Maggia im Westen; Tambo, Suretta und Schams im Osten) enthalten grössere Basementreste mit geringerer alpinmetamorpher Überprägung. Die tektonisch höchsten Einheiten der Zentralalpen stellen die oberpenninischen Sedimente (v.a. Bündnerschiefer) und Ophiolithzonen des Vals, des Avers, der Platta sowie der Malenco-Forno-Lizun-Einheit dar.

Der zentralalpine Deckenbau zeichnet sich durch eine domartige Struktur mit zwei Kulminationen aus, in welchen die tiefsten penninischen Einheiten zutage treten («Leontinischer» Gneisdom: WENK, 1956; MILNES, 1974b) (Fig. 1.2): die Simplon- oder Toce-Kulmination mit dem Verampio-Fenster (V) im Westen und der Tessiner-Dom mit dem Leventina-Lucomagno-Gneis (L-L) im Osten (PREISWERK, 1921). Diese beiden Domstrukturen werden durch die NNW–SSE-streichende, eine Synform (BÄCHLIN et al., 1974) bildende Maggia-Querzone voneinander getrennt (NIGGLI et al., 1936; WENK, 1955; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). Im Norden und Süden sind die Zentralalpen von parallel zum Alpenbogen laufenden Steilzonen begrenzt (MILNES, 1974b; SCHMID et al., 1987, 1989; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996), die infolge von syn- bis postkollisionaler Rückfaltung entstanden sind. Die Insubrische Linie – eigentlich eine Mylonitzone (z.B. FUMASOLI, 1974; HEITZMANN, 1987) – trennt den penninischen Bereich der Zentralalpen von den Südalpen (Fig. 1.2). Die kalkalkalinen Bergeller Granitoide intrudierten im Oligozän (32–28 Ma, VON BLANKENBURG, 1992) die südliche Steilzone und angrenzende Einheiten im Norden, wobei besonders in höheren Bereichen mehrere Deckengrenzen abgeschnitten werden (TROMMSDORFF & NIEVERGELT, 1983; PUSCHNIG, 1998). Späte dextrale Blattverschiebungen entlang der steil nordfallenden Insubrischen Mylonitzone versetzten die Südalpen bis zu 50 km gegenüber den Zentralalpen (FUMASOLI, 1974; FISCH, 1989).

Ein Grossteil des penninischen Deckenstapels wurde während der relativ raschen Hebung der Zentralalpen von der Oligozänen, grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metamorphose überlagert («leontinische Metamorphose»). Als direkte Folge dieses Hebungprozesses entstand der charakteristische Metamorphosegürtel der Zentralalpen (z.B. NIGGLI, 1960, 1970; WENK, 1962, 1970; TROMMSDORFF, 1966; TROMMSDORFF & EVANS, 1974), dessen Isograden die Deckengrenzen durchschneiden.

Die (Adula-) Cima Lunga-Einheit

Das Gebiet um die Cima di Gagnone befindet sich im nördlichsten Teil der Cima Lunga-Einheit, welche sich von Nord nach Süd über eine Distanz von 15 km erstreckt und im Norden eine Mächtigkeit von rund 500 m aufweist (Fig. 1.2). Die Cima Lunga-Einheit liegt westlich der Tessiner Kulmination auf der Simano-Decke und nimmt eine tektonisch äquivalente Stellung zur weiter östlich gelegenen Adula-Decke ein, ist räumlich aber durch die Leventina von dieser getrennt (Fig. 1.2). Paläogeographisch ist der Adula-Cima Lunga-

Komplex als Teil des früheren europäischen Kontinentalrandes betrachtet worden (TRÜMPY, 1980; SCHMID et al., 1990, 1996). Die tieferliegenden Simano- und Leventina-Decken entsprechen somit externerem Basement von Europa, und die überliegenden Tambo- und Suretta-Decken stammen aus interner gelegenen Bereichen (Briançonnais).

Struktur und Aufbau der Adula-Decke und der Cima Lunga-Einheit sind von mehreren Autoren zum Teil ausführlich diskutiert worden (z.B. DAL VESCO, 1953; MÖCKEL, 1969; HEINRICH, 1983; LÖW, 1987; GROND et al., 1995; PARTZSCH, 1996). Sie unterscheiden sich besonders in den höheren Bereichen teilweise von jenen in benachbarten Deckeinheiten, was schon von JENNY et al. (1923), KÜNDIG (1926) und NIGGLI et al. (1936) anhand von hervorragenden Detailkartierungen erkannt worden ist.

Wie die anderen Decken der Zentralalpen besteht auch die Adula-Cima Lunga-Einheit hauptsächlich aus einem kristallinen kontinentalen Basement mit pelitischen, mafischen und granitoiden Gesteinen. Dieses Basement ist in den mittleren und nördlichen Teilen der Adula-Decke durch mesozoische Metasedimente (Quarzite, Dolomite und Bündnerschiefer) des Valais-Troges von den über- und unterliegenden Decken getrennt (LÖW, 1987). Im Süden der Adula-Decke und in der Cima Lunga-Einheit treten solche Deckentrenner nur noch sporadisch auf, so dass deren Begrenzung zunehmend mehrdeutig wird. Wo im Gebiet der Cima di Gagnone nach NIGGLI et al. (1936) und HEINRICH (1978) die Deckengrenze zur Simano-Decke gezogen wird, fehlen Metakarbonate gänzlich. Sie kommen jedoch lagenweise topographisch höher gelegen wiederholt vor (GROND et al., 1995).

Der obere Teil der Adula-Decke und die Cima Lunga-Einheit weisen im Unterschied zu benachbarten zentralalpiner Decken eine interne tektonische Verschiebung von Basementpaketen und karbonatischen Metasedimenten auf (z.B. JENNY et al., 1923; HEINRICH, 1983), die möglicherweise auch mesozoischen Alters sind (MITTELHOLZER, 1936; DAL VESCO, 1953). Diese Metakarbonate sind in der nördlichen Adula-Decke oftmals direkt mit eklogitfaziellen basischen und in der südlichen Adula und der Cima Lunga-Einheit zunehmend auch ultramafischen Gesteinen assoziiert, darunter einige Vorkommen von Granat-Peridotit. Zumindest ein Teil der Ultramafika dürfte ein Serpentinistadium durchlaufen haben (EVANS & TROMMSDORFF, 1978, 1983). Die begleitenden Metabasika weisen typische Charakteristiken von MOR-Basalten mit gut erhaltenen magmatischen Fraktionierungstrends auf (TROMMSDORFF et al., 1975; EVANS et al., 1981), und einige Metakarbonate können früheren Ophikarbonaten entsprechen (PFIFFNER & TROMMSDORFF, 1997).

In den basischen und ultrabasischen Gesteinen der Adula-Cima Lunga-Einheit lassen sich teilweise Relikte einer eozänen (40–45 Ma; BECKER, 1993; GEBAUER, 1996) Hochdruckmetamorphose nachweisen (EVANS & TROMMSDORFF, 1978; HEINRICH, 1983, 1986; LÖW, 1987), wobei die Metamorphosealter in der Adula-Decke noch immer umstritten sind (vgl. z.B. HUNZIKER et al., 1989; SANTINI, 1992; Diskussion in PARTZSCH, 1996). Diese Hochdruckphase ist auf südgerichtete Subduktion zurückgeführt worden, da Druck und Temperatur sukzessive von Norden (450–550 °C, 10–15 kbar) nach Süden (750–800 °C, 20–25 kbar) zunehmen (HEINRICH, 1986). Sie konnte bisher jedoch weder in den Nebengesteinen der Basika und Ultrabasika noch in den über- oder unterliegenden Decken der Zentralalpen nachgewiesen werden. Die oligozäne amphibolitfazielle Metamorphose ist dagegen allen zentralalpiner Einheiten gemeinsam (z.B. TROMMSDORFF, 1980; FREY et al., 1980) und überprägt das Hochdruckereignis in der Adula-Cima Lunga-Decke (HEINRICH, 1982).

1.4 Historischer Überblick

Der Alpenraum ist seit mehr als einem Jahrhundert Gegenstand von unzähligen geologischen Studien. Schon früh erkannte man (GERLACH, 1869), dass in der penninischen Zone prätriadische Basementpakete und ihre mesozoischen Sedimentbedeckungen als Resultat der alpinen Orogenese in komplexer Weise miteinander verfaltet worden sind (SCHMIDT, 1894; SCHARDT, 1906). Grosse, N-schliessende Antiklinalen mit Basementkernen und Hüllen aus mesozoischen karbonatischen Sedimentgesteinen wurden als Decken definiert und nach Typlokalitäten benannt (SCHMIDT & PREISWERK, 1908; ARGAND, 1911; STAUB, 1924; HEIM, 1919–1922). Mitte der 20er-Jahre war dieses Deckengebäude mehr oder weniger akzeptiert, und die folgenden Arbeiten zwischen den beiden Weltkriegen konzentrierten sich auf die Erfassung der Stratigraphie, lokalen Geologie und Petrographie, deren Resultate bei NIGGLI et al. (1936) zusammengefasst sind. Gleichzeitig erstellten PREISWERK et al. (1934) eine Karte des Gebietes zwischen Maggia- und Blenioal im Massstab 1:50'000.

Die detaillierten strukturellen und petrographischen Analysen der letzten Jahrzehnte verfeinerten das Bild über den Aufbau und die tektono-metamorphe Entwicklung der Zentralalpen (v.a. Untersuchungen im Rahmen zahlreicher Diplomarbeiten und Dissertationen, Review in GRUJIC & MANCKTELOW, 1996) und enthüllten die mehrphasige Natur der alpinen Deformations- und Metamorphosegeschichte, wobei das Konzept von «Faltungen-» respektive «Deformationsphasen» entwickelt wurde (z.B. MILNES, 1974a/b; MILNES et al., 1981; HUBER et al., 1980; SIMPSON, 1982; GRUJIC, 1992). Im Lichte der modernen Plattentektonik wurde vermehrt auch versucht, die paläogeographische Lage der verschiedenen tektonischen Einheiten zu rekonstruieren und die Kinematik bei der Entstehung der Alpen zu verstehen (z.B. TRÜMPY, 1960, 1980; MILNES & PFIFFNER, 1980; PFIFFNER et al., 1990; STAMPFLI, 1993; SCHMID et al., 1990, 1996, 1997).

Der Cima Lunga-«Lappen» wurde ursprünglich als das «höchste antiklinale Bauelement» westlich der Leventina angesehen (vgl. NIGGLI et al., 1936, S. 30) und mit verschiedensten zentralalpinen Decken korreliert. Die Lithologien und der Aufbau der Cima Lunga-Einheit sind erstmals von DAL VESCO (1953) eingehend beschrieben worden. Weitere Arbeiten haben sich neben der regionalen Geologie (NIGGLI et al., 1936; WENK, 1943, 1953, 1955) vor allem mit der Petrographie und der Metamorphose der basischen und ultrabasischen Gesteine auseinandergesetzt (z.B. TROMMSDORFF & EVANS, 1969; EVANS & TROMMSDORFF, 1974, 1978, 1983; EVANS et al., 1979, 1981; HEINRICH, 1982, 1983, 1986; PFEIFFER, 1979, 1981, 1987). Neben dem klassischen Granat-Peridotit- und Eklogit-Vorkommen von Alpe Arami (GRUBENMANN, 1908; MÖCKEL, 1969; ERNST, 1977, 1978, 1981) konnten EVANS & TROMMSDORFF (1978) und HEINRICH (1983, 1986) dabei in basischen und ultrabasischen Linsen der nördlichen Cima Lunga-Einheit weitere Relikte einer Hochdruckmetamorphose finden, darunter ein zusätzliches Vorkommen von Granat-Peridotit. Zeitgleich wurde das Gebiet um die Cima di Gagnone im Rahmen von Diplomarbeiten erstmals genau kartiert (HEINRICH, 1978; STÄUBLE, 1978; SCHLÄPFER, 1979; ZINGG, 1979). TROMMSDORFF (1990) interpretierte die Cima Lunga-Einheit als «lithosphärisches Mélange», das während der Subduktion durch Verschuppung von kontinentalem mit ozeanischem Krustenmaterial sowie Gesteinen aus dem oberen Mantel entstanden ist. Abgesehen von WENK (1955) wurde das Gebiet erst in jüngster Zeit auch struktureologisch detaillierter erfasst und neu kartiert (GROND, 1994; WAHL, 1994; GUGGENBÜHL, 1994; NEUENSCHWANDER, 1996). Erste Resultate sind in GROND et al. (1995) publiziert worden.

1.5 Problemstellung und Vorgehen

Ziel dieser Untersuchung ist es, die präalpine und alpine strukturelle und metamorphe Entwicklungsgeschichte der basisch-ultrabasischen Gesteinssuite und der mit dieser assoziierten Metasedimente im Vergleich zu den sie umgebenden (semi-)pelitischen Gneisen und Schiefen aufzuzeigen. Weiter soll die Herkunft dieser Suite festgestellt werden. Daraus ergeben sich die folgenden speziellen Fragestellungen:

- Inwiefern weisen die basischen und ultrabasischen Linsen und die Nebengesteine der Cima Lunga-Einheit eine gemeinsame Deformationsgeschichte auf?
- Wie ist die Cima Lunga-Einheit strukturell aufgebaut? Wo verläuft die Deckengrenze zur unterliegenden Simano-Decke und wie ist sie definiert?
- Wie äussert sich die prograde Hochdruckmetamorphose in den verschiedenen, am Aufbau der basisch-ultrabasischen Linsen beteiligten Gesteine? Zeigen die umliegenden Gneise und Schiefer ebenfalls Anzeichen einer Hochdruckmetamorphose? Wie manifestiert sich die (retrograde) amphibolitfaziale Überprägung in den verschiedenen lithologischen Einheiten?
- Weshalb stellen die basischen und ultrabasischen Gesteine und die mit diesen assoziierten Metakarbonate Relikte einer ozeanischen Abfolge dar? Welche Bedeutung kommt den Metakarbonaten zu und wie sind sie entstanden?
- In welcher Weise haben ozeanische Prozesse wie Serpentinisierung respektive Rodingitierung die chemische Zusammensetzung der Metaultrabasika und Metabasika beeinflusst, und wie lassen sie sich von früheren magmatischen Prozessen unterscheiden?
- In welcher paläotektonischen Situation könnte sich diese ozeanische Abfolge gebildet haben?
- Stellen die Metaperidotite Restite nach partiellen Schmelzprozessen im oberen Erdmantel dar? Unter welchen Bedingungen und in welcher tektonischen Provinz hat die Fraktionierung und die Differentiation der Metabasika stattgefunden?

Zur Lösung dieser Fragestellungen wurde das Gebiet um die Cima di Gagnone einer detaillierten Feldstudie unterzogen. Der strukturelle Aufbau und die Deformationsgeschichte der nördlichen Cima Lunga-Einheit konnten teilweise in Zusammenarbeit mit Reto Grond und Felix Wahl anhand von genauen Feldarbeiten ermittelt werden. Daraus resultierte eine geologische und strukturelle Kartierung im Massstab 1:5000 (vereinfacht in Fig. 2.1; publ. in GROND et al., 1995). Die strukturell-petrographische Detailkartierung von zwei basisch-ultrabasischen Körpern sowie deren unmittelbarer Umgebung (Tafeln 1 und 3) gab weiter Aufschluss über die Beziehungen unter den Linsengesteinen einerseits sowie zwischen Linsen- und Nebengesteinen andererseits.

Petrographische und mikrostrukturelle Gefügeuntersuchungen an zahlreichen, oft orientierten Proben erfolgten auf herkömmliche Weise am Polarisationsmikroskop und dienten der Ermittlung von Kristallisations-Deformations-Beziehungen. Die Mineralzusammensetzungen wurden mittels Elektronenmikrosonde (EMS)-Analysen an ausgewählten Proben mit möglichst verschiedenen Mineralgenerationen und gut erhaltenen Gleichgewichtsgefügen gemessen.

Die Gesamtgesteinschemie von Ultramafititen, Metabasika und Kalksilikatfelsen wurde mit Röntgenfluoreszenz (XRF)-Analytik für die Haupt- und mehrere Spurenelemente bestimmt. An einigen ultrabasischen Gesteinen wurden zusätzlich ICP-MS (Plasmamassen-

spektrometrie)-Analysen für weitere Spurenelemente – insbesondere die Seltenen Erden Elemente (REE) – durchgeführt.

1.6 Aufbau der Arbeit

Diese Arbeit ist in sechs verschiedene Kapitel gegliedert, wobei sich deren drei (Kapitel 3–5) mit den einzelnen zentralen Themenbereichen befassen. Die wichtigsten Resultate sind jeweils am Ende jedes Kapitels zusammengefasst.

In Kapitel 2 werden die verschiedenen Gesteine, welche die Cima Lunga-Einheit aufbauen, sowie deren Auftreten im Feld anhand einer Übersichtskarte charakterisiert.

In Kapitel 3 sind die präalpinen und alpinen Strukturelemente der nördlichen Cima Lunga-Einheit ausführlich beschrieben – mit Schwerpunkt auf dem Vergleich von Strukturen in den basisch-ultrabasischen Linsen und den Nebengesteinen – und mit den entsprechenden in anderen Einheiten der Zentralalpen korreliert. Zudem wird anhand eines Strukturmodells der Verlauf der Deckengrenze zwischen Cima Lunga-Einheit und Simano-Decke neu definiert.

Die chemischen Zusammensetzung der Metaperidotite, Metabasika und Kalksilikatfelse ist Gegenstand von Kapitel 4 und gibt neben den spärlichen strukturellen Hinweisen weitere Anhaltspunkte auf eine reliktsche ozeanische Abfolge und die darin abgelaufenen magmatischen Prozesse preis. Die frühere Stellung dieser Ophiolithreste wird anhand eines paläotektonischen Modells diskutiert.

Die metamorphe Entwicklung der basischen und ultrabasischen Linsen und der Nebengesteine bildet das Thema von Kapitel 5, unter besonderer Berücksichtigung der Hochdruckphase und der nachfolgenden amphibolitfaziellen Überprägung. Die Petrographie, Mineralogie und Mineralchemie der Gesteine sind im Detail beschrieben. Der Metamorphoseverlauf in Linsen- und Nebengesteine wird anhand eines p - T - D -Pfades diskutiert.

Abschliessend werden in Kapitel 6 die Resultate aus den vorangehenden Kapiteln anhand eines tektono-metamorphen Entwicklungsmodells (nach STAMPFLI, 1993; SCHMID et al., 1996, 1997) für den penninischen Raum in allgemeinen und die Adula-Cima Lunga-Einheit im speziellen diskutiert.

Seite Leer /
Blank leaf

Kapitel 2

Aufbau und lithologische Einheiten der Cima Lunga-Einheit im Gebiet der Cima di Gagnone

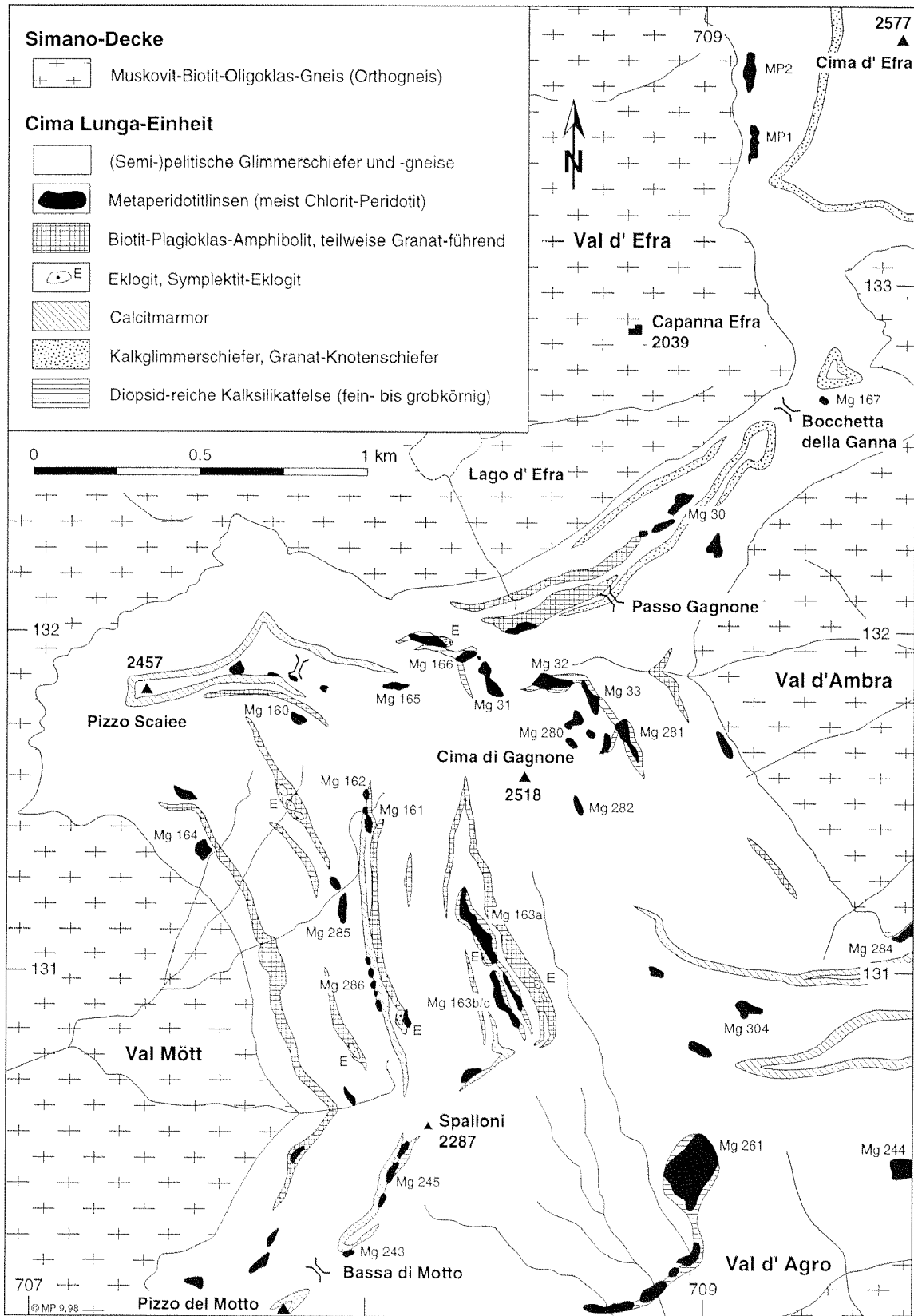
2.1 Einleitung

Zum besseren Verständnis der nachfolgenden Ausführungen sollen in diesem Kapitel zunächst die Petrographie und die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen Gesteinstypen, welche die nördliche Cima Lunga-Einheit und die unterliegende Simano-Decke aufbauen, anhand einer Übersichtskarte (Fig. 2.1) sowie zweier Detailkartierungen und zugehöriger strukturell-petrographischer Detailprofile (Tafeln 1–4) vorgestellt werden. Die makroskopische Beschreibung der Lithologien wird dabei in zwei Kategorien unterteilt: basische und ultrabasische Linsen und mit diesen vergesellschaftete Gesteine einerseits und umliegende Gneise und Schiefer, Amphibolite, Marmore und Kalksilikate (Nebengesteine) andererseits.

Aus der vereinfachten geologischen Übersichtskarte über das Gebiet um die Cima di Gagnone (Fig. 2.1) ist die Verteilung der verschiedenen Gesteinstypen recht gut ersichtlich. Die Nummerierung einiger ultramafischer Linsen beruht auf den Arbeiten von EVANS & TROMMSDORFF (1978, 1983), EVANS et al. (1979, 1981) sowie auf der Referenzsammlung ultramafischer Gesteine über den ganzen Alpenraum von V. TROMMSDORFF (unpubl.). Sie wird in allen Kapiteln dieser Arbeit konsequent beibehalten, was stets einen direkten Vergleich mit jenen Publikationen erlaubt. Neuere makroskopische Beschreibungen der verschiedenen kartierten Gesteinstypen geben unter anderem GROND (1994), WAHL (1994) und NEUENSCHWANDER (1996).

2.2 Nebengesteine der basisch-ultrabasischen Linsen

Darunter fallen alle Gesteine, die nicht unmittelbar mit den basischen und ultrabasischen Linsen assoziiert sind, wie beispielsweise alle Gneis- und Glimmerschieferarten, zahlreiche Biotit- und Plagioklas-führende Amphibolite, die Mehrheit der Calcitmarmore sowie einige Kalksilikatfelse (Fig. 2.1). Der Verascagneis, der im untersuchten Gebiet die unterliegende Simano-Decke mehrheitlich repräsentiert, soll hier ebenfalls erwähnt werden.



Figur 2.1: Vereinfachte geologische Übersichtskarte der nördlichen Cima Lunga-Einheit im Gebiet der Cima di Gagnone, basierend auf der detaillierten Kartierung im Massstab 1:5000 von GROND (1994) und WAHL (1994) (publiziert in GROND et al., 1995). Die Nummerierung der ultrabasischen Körper (mit Ausnahme von MP1 und 2) beruht auf der Referenzsammlung ultramafischer Gesteine von V. TROMMSDORFF (unpubl.; vgl. auch EVANS & TROMMSDORFF, 1978; EVANS et al., 1979, 1981).

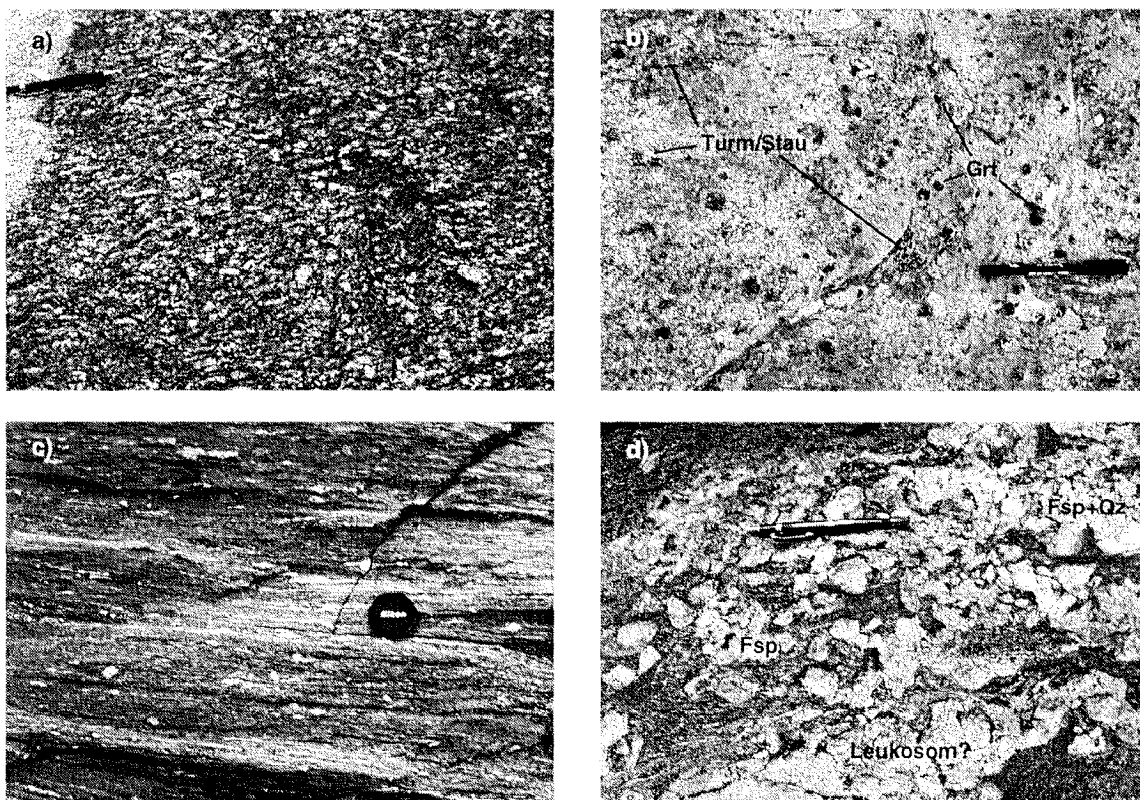
2.2.1 Gneise und Glimmerschiefer

Verzascagneis, teilweise augig (Orthogneis, Simano-Decke):

Dieser leukokrate, granitoide Zweiglimmergneis der Simano-Decke stellt die topographisch tiefste lithologische Einheit dar und ist über grössere Mächtigkeiten äusserst homogen aufgebaut. Er setzt sich hauptsächlich aus Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz, Biotit und Muskowit zusammen und weist oft bis cm-grosse, meist stark gestreckte Alkalifeldspat-Augen auf (Fig. 2.2a), die von der Schieferung umflossen werden. Seltener treten auch Quarz-reiche Bänder, Adern und Knauern sowie boudinierte cm- bis dm-dicke Amphibolitlagen auf. Lokal vorkommende, dioritische bis tonalitische Xenolithe zeugen von einer ehemals magmatischen Herkunft dieser Lithologie. Der Verzascagneis lässt sich leicht in dm-dicke, ebene Platten spalten und wurde deshalb oft als Baustein für Berghütten wie zum Beispiel die Capanna Efra verwendet.

Meta-(semi-)pelitische Gneise und Glimmerschiefer (Paragneise, Cima Lunga-Einheit):

Die glimmerreichen, hell- bis rostbraun anwitternden Gneise und Schiefer dominieren innerhalb der Cima Lunga-Einheit (Fig. 2.1) und zeichnen sich durch eine grosse mineralogische



Figur 2.2: Makroskopische Erscheinungsformen der verschiedenen Gneise und Glimmerschiefer: a) Unterschiedlich stark orientierte und gestreckte Alkalifeldspat-Augen sind typisch für den Verzasca-Augengneis (Orthogneis) der Simano-Decke (Koord. 708'800/132'750; Bleistiftlänge: 14 cm). b) Grosse, runde Granate (Grt) und längliche Turmalin- und/oder Staurolithkristalle (Turm/Stau) in (semi-)pelitischem Glimmerschiefer; deutlich aus der Matrix herauswitternd (Koord. 708'820/132'350). c) Helle, Quarz-Feldspat-reiche Augen und Fläsern in leicht gebändertem Zweiglimmergneis (Koord. 708'370/131'940; Durchmesser des Objektivdeckels: 5 cm). d) Seltene, eventuell migmatitisierte Zone innerhalb der (semi-)pelitischen Gneise und Schiefer. Teilweise idioblastische Feldspäte (Fsp) und Quarz (Qz) überwachsen die Hauptschieferung und formen gelegentlich leukosomähnliche Bereiche (Koord. 708'650/132'020).

Vielfalt aus. Sie sind oft fein gebändert und ziemlich sicher sedimentären Ursprungs (HEINRICH, 1983). Parallel zur Schieferung lassen sie sich in cm-dicke Platten spalten. Makroskopisch erkennt man Quarz, Feldspäte, Biotit, Muskowit sowie zonenweise Granat, Disthen, Staurolith, schwarzen Turmalin und gelegentlich etwas Amphibol. Grosse, rotbraune Granate bis zu 1 cm Durchmesser sind auf bestimmte, maximal 2–3 m mächtige Lagen beschränkt und meist stark aus der umgebenden Matrix hervorgewittert (Fig. 2.2b). Häufig finden sich auch grosse, von der Schieferung umflossene Hellglimmerkristalle, die einen Durchmesser von bis zu 10 cm erreichen können. Granat- und Disthen-arme Zweiglimmerschiefer weisen verbreitet gestreckte, Quarz-Feldspat-reiche Augen und Flasern auf, die vor der Schieferung entstanden sind und dem Gestein ein oft fleckiges bis gesprenkeltes Aussehen verleihen (Fig. 2.2c).

Die metamorphen (semi-)pelitischen Glimmerschiefer enthalten zahlreiche, oftmals stark boudinierte Quarzitlagen und Quarzknauern, vielfach mit grossen Disthenkristallen, die zum Teil Andalusitüberwachungen aufweisen (KLEIN, 1976; HEINRICH, 1978; KERRICH, 1988; GROND et al., 1995). Besonders in topographisch tieferen Bereichen der Cima Lunga kommen vermehrt auch eher dünne, Amphibol-haltige Bänder vor, die allenfalls früheren mergeligen Schichten entsprechen. Äusserst selten lassen sich eher diffuse, pegmatoide Zonen und Knauern bestehend aus grossen, mehr oder weniger idioblastischen Feldspäten und Quarz beobachten, welche die Hauptschieferung im Glimmerschiefer überwachsen (Fig. 2.2d). Diese Zonen könnten auf eine eher späte, lokale Migmatitisierung der Gneise und Schiefer zurückzuführen sein, wie sie im Gebiet von Alpe Arami weiter verbreitet ist.

Leukokrate Quarz-Feldspatgneise (ev. Orthogneise, Cima Lunga-Einheit):

In den (semi-)pelitischen Glimmerschiefern finden sich mehrere, sich wiederholende Bänder leukokrater, Quarz-Feldspat-reicher Gneise eingelagert, welche eine grosse Ähnlichkeit zum Verzascagneis aufweisen. Auch sie sind über grössere Distanzen recht homogen aufgebaut und enthalten nur selten Quarzknauern oder Amphibolitboudins. Biotit tritt eher untergeordnet auf und Granat ist praktisch nie vorhanden. Alkalifeldspat-Augen kommen nur gelegentlich vor und sind deutlich kleiner als im Verzascagneis. Die Mächtigkeit dieser Gneislagen variiert relativ stark zwischen wenigen und maximal 20 m. Wie der Verzascagneis können auch die leukokraten Gneisbänder der Cima Lunga-Einheit magmatischer Herkunft sein, entsprechen möglicherweise aber auch ehemaligen Sandsteinen oder Grauwacken.

2.2.2 Karbonatführende Gesteine

Karbonathaltige Gesteine machen lediglich einen geringen Anteil der Nebengesteine aus (Fig. 2.1). Sie treten einerseits als Granat-Knotenschiefer- (Kalkglimmerschiefer) oder Calcitmarmorlagen und andererseits als boudinierte Kalksilikatfelse mehrheitlich in den (semi-)pelitischen Glimmerschiefern und nur selten in den leukokraten Gneisen auf. Sowohl die Granat-Knotenschiefer wie auch die Calcitmarmore lassen sich oftmals über grosse Distanzen verfolgen (Fig. 2.1).

Granat-Knotenschiefer (Kalkglimmerschiefer):

Granat-Knotenschiefer kommen ausschliesslich im Norden des kartierten Gebietes als meist dünne, stark zurückwitternde Bänder im Glimmerschiefer vor (Fig. 2.1), die süd-

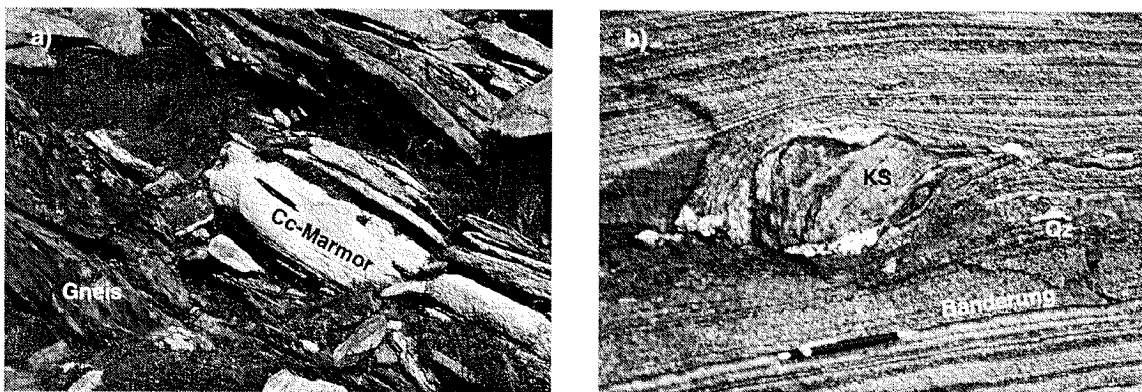
westlich der Cima d'Efra bis 10 m Mächtigkeit erreichen können. Sie stellen allgemein eher dunkle, rostbraun anwitternde Gesteine dar, die unterschiedlich stark geschiefert bis feinlaminiert sind. Als charakteristisches Merkmal enthalten sie bis cm-grosse, schwarze, meist rotierte Granat-Porphyrklasten. Die dunkle Färbung der Granate geht allenfalls auf unzählige, submikroskopisch kleine Graphiteinschlüsse zurück. Neben Granat sind Biotit, Hellglimmer, Feldspat, Quarz, Calcit und teilweise auch Disthen, Zoisit und Skapolith erkennbar (WAHL, 1994). Quarz, Feldspat und Calcit konzentrieren sich häufig in feinen Äderchen oder Bändchen, grössere Quarzknuern treten dagegen nur selten auf. Nach ihrer Mineralogie und ihrem Aussehen könnten die Granat-Knotenschiefer hochmetamorphene Bündnerschiefern entsprechen.

Calcitmarmore:

Die eher grobkörnigen, gelblichen Calcitmarmore treten einerseits als oft stark zurückwitternde Lagen in den Glimmerschiefern (Fig. 2.3a) und andererseits mehr oder weniger isoliert zusammen mit ultrabasischen Linsen auf. Sie sind normalerweise lediglich einige dm bis wenige m dick, können in Scharnierbereichen von grossräumigen Isoklinalfalten aber Mächtigkeiten bis zu 20 m erreichen (z.B. im Val d'Ambra, Fig. 2.1). Die charakteristische Bänderung im cm-Bereich geht auf variable Gehalte an Epidot, Phlogopit, Aktinolith, Diopsid, Quarz und Feldspat in der Calcitmatrix zurück (Fig. 2.3b). Die unterschiedliche Resistenz dieser Minerale gegenüber Verwitterung führt zu der üblicherweise rauhen Oberfläche dieser Gesteine. Innerhalb der Calcitmarmore finden sich gelegentlich boudinierte Kalksilikatlagen und vereinzelt Aktinolithboudins mit manchmal rotierter Internstruktur (Fig. 2.3b). Recht oft beobachtet man auch metasomatisch gebildete, cm- bis dm-grosse Quarzschmitzen. Als Protolith käme am ehesten ein unreiner, Quarz-führender Kalkstein mit allfälliger primärer Stoffbänderung in Frage.

Kalksilikatfelse:

Kalksilikatfelse lassen sich sowohl in Glimmerschiefern wie auch in Calcitmarmoren als meist dünne Boudinschnüre oder isolierte kissenförmige Körper mit Durchmessern zwischen wenigen cm und maximal 2 m beobachten. Grössere, oft Diopsid-reiche Kalksilikate



Figur 2.3: Feldaspekte der teilweise mit ultrabasischen Linsen assoziierten Calcitmarmore: a) Relativ dünne, etwas zurückwitternde Lage von konkordant verlaufendem, fast reinem Calcitmarmor im Zweiglimmergneis (wenige m unterhalb der Linse Mg 163b, Koord. 708°390/130°880). b) Aktinolith-reiches Kalksilikatboudin (KS) mit rotierter Internstruktur in feingebändertem Calcitmarmor. Randlich zum Boudin sowie in dessen Verlängerung finden sich einige metasomatisch entstandene Quarzschmitzen (Koord. 708°720/131°660). Länge des Bleistifts: 14 cm.

sind vorwiegend an die basischen und ultrabasischen Linsen gebunden und werden mit diesen zusammen besprochen (siehe Kapitel 2.3.3). Hier handelt es sich um meist feinkörnige, rötlich-grüne Gesteine von grosser mineralogischer Vielfalt (WAHL, 1994; NEUENSCHWANDER, 1996). Besonders einige Kalksilikatboudins in Calcitmarmoren enthalten teilweise Grossular und Diopsid, jene in Glimmerschiefern sind mehrheitlich Aktinolith-reich.

2.2.3 Biotit-Plagioklas-Amphibolite (z.T. Granat-führend)

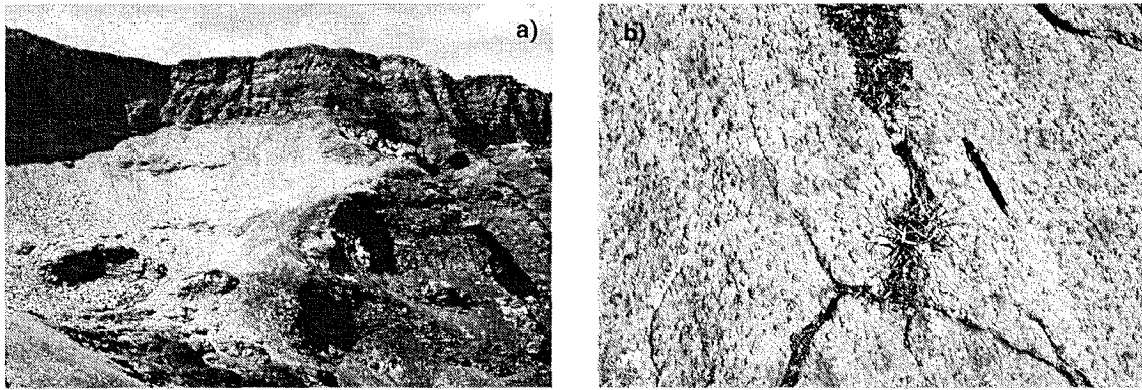
Diese relativ hellen Amphibolite kommen in allen Niveaubereichen der Cima Lunga-Einheit vor und lassen sich als bis zu 5 m breite, schieferungsparallel verlaufende Lagen in den (semi-)pelitischen Glimmerschiefern über oft grosse Distanzen verfolgen (v.a. im Val Mött, Fig. 2.1). Sie bestehen aus dunkelgrünem bis schwarzem Amphibol, Biotit, reichlich Plagioklas und etwas Quarz und sind stellenweise Granat-haltig. Der Übergang zum benachbarten Glimmerschiefer ist meist fliessend. Innerhalb dieser Plagioklas-Amphibolite finden sich gelegentlich isolierte Eklogit-, Symplektit-Eklogit- und/oder Amphibolit-Boudins (Fig. 2.1; HEINRICH, 1978, 1983).

2.3 Basisch-ultrabasische Linsen und assoziierte Gesteine (Linsengesteine)

Linsenförmige, basisch-ultrabasische Gesteinssuiten finden sich relativ regelmässig über das untersuchte Gebiet verteilt, wie in der Adula-Decke (HEINRICH, 1983) mehrheitlich innerhalb der (semi-)pelitischen Gneisen und Glimmerschiefern eingeschlossen. Sie sind oftmals mit fein- bis grobkörnigen, Diopsid-reichen Kalksilikatfelsen und zum Teil auch Calcitmarmoren assoziiert (Fig. 2.1). Die ultramafischen Linsen lassen sich innerhalb der Cima Lunga-Einheit als kontinuierlicher Markerhorizont von Cima di Gagnone im Norden bis nach Alpe Arami im Süden verfolgen. Die Feldbeziehungen unter diesen Linsengesteinen einerseits und zu den Nebengesteinen andererseits sind aus den strukturell-petrographischen Detailkarten der Aufschlüsse Mg 163 und Mg 31 sowie den zugehörigen Detailprofilen deutlich ersichtlich (siehe Tafeln 1–4). Die beiden Detailkartierungen sind zusammen mit genauen Aufschlussbeschreibungen in PEIFFNER & TROMMSDORFF (1998) publiziert.

2.3.1 Metaultrabasische Gesteine

Ultrabasische Gesteine finden sich als massive, grobblockige, rotbraun anwitternde Metaperidotitkörper mit stark variablen Dimensionen im m- bis 100-m-Bereich (Fig. 2.1), die üblicherweise markant aus den umgebenden Gneisen und Schieferen herausragen (Fig. 2.4a). Sie treten einerseits als isolierte Linsen, andererseits aber auch in langen, zusammenhängenden Boudinschnüren auf, die mehrheitlich konkordant zur Schieferung im Glimmerschiefer verlaufen. Einige Metaperidotite sind recht massig und intern nur schwach deformiert. Die meisten weisen jedoch gut entwickelte planare und gelegentlich auch lineare Strukturen aus orientiert gewachsenem Chlorit, Enstatit, Amphibol und Magnetitbändchen auf. Subparallel zur Schieferung beobachtet man stellenweise einen Lagenbau im cm- bis



Figur 2.4: Feldaspekte und makroskopisches Aussehen der Metaperidotite: a) Die massiven, grobblockigen Metaperidotitkörper ragen meist markant aus den unliegenden Gneisen und Schiefern hervor und sind daher im Gelände auch aus der Ferne gut auszumachen (Talkessel nördlich der Cima di Gagnone mit den Linsen Mg 31 (links), Mg 166 (Mitte) und Mg 165 (oben)). b) Äusserst rauhe Oberfläche von Enstatit-Chlorit-Peridotit, hervorgerufen durch leicht orientierte, verwitterungsresistentere Enstatitprismen (Mg 163b, Koord. 708°390/130°940; Länge des Bleistifts: 14 cm).

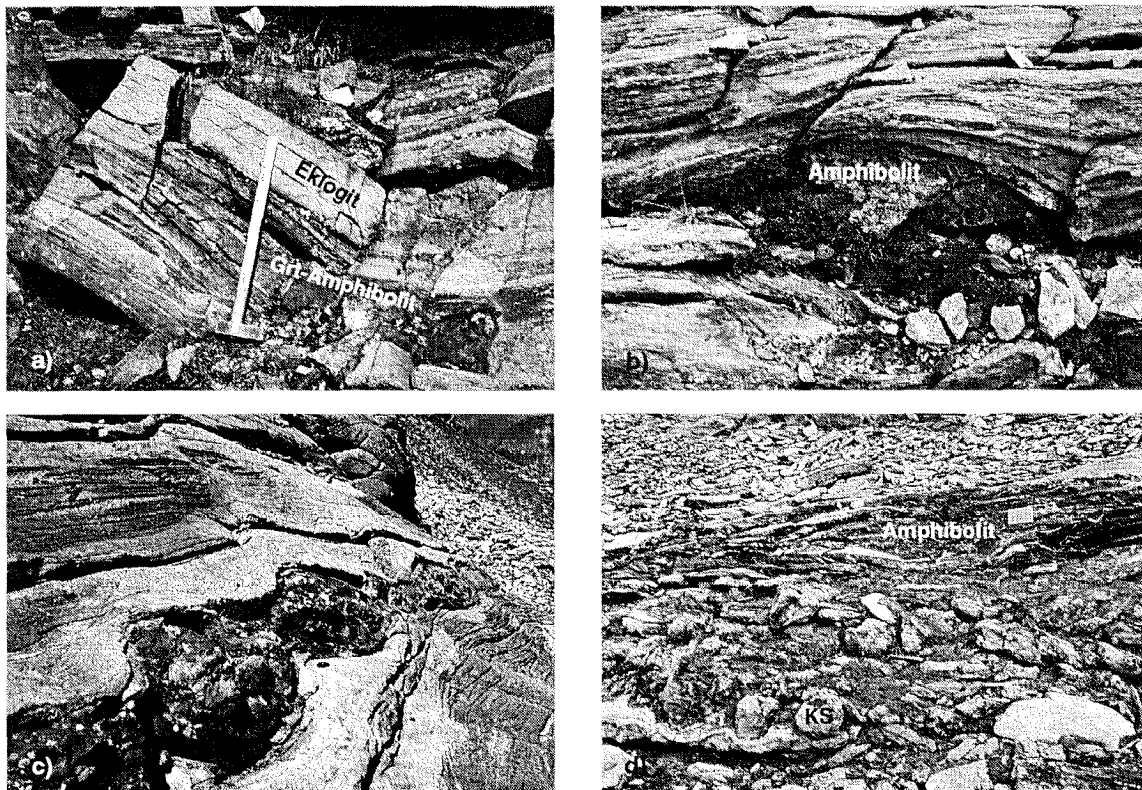
dm-Bereich, bestehend aus teilweise boudinierten dunitisch-harzburgitischen und untergeordnet pyroxenitischen Bändern (vgl. Fig. 3.2, Kapitel 3.2). Die Oberfläche der ultramafischen Gesteine ist allgemein sehr rauh, hervorgerufen durch verwitterungsresistentere Minerale wie Enstatit, Magnetit oder Amphibol (Fig. 2.4b).

Bei den Metaperidotiten handelt es sich mehrheitlich um unterschiedlich stark Amphibol-führende Enstatit-Chlorit- und Talk-Chlorit-Peridotite. Daneben ist aber zumindest ein Vorkommen von Granat-Peridotit bekannt (Mg 160, Fig. 2.1; EVANS & TROMMSDORFF, 1978; HEINRICH, 1978). Unregelmässige Adern und Knauern aus Olivin, Tremolit, Chlorit, Ilmenit und Magnetit, ehemals Olivin-Diopsid-Chlorit-Magnetit \pm Titanoklinohumit-Venen, sind in allen Ultramafititen relativ weit verbreitet (vgl. Fig. 3.9, Kapitel 3.3). Verschiedene Generationen von Venen bestehend aus Talk, Enstatit und Magnesit, Anthophyllit und Magnesit oder Chlorit belegen eine späte metasomatische Alteration in den Metaperidotiten infolge von Fluidinfiltration (PFEIFER, 1979, 1981, 1987; Kapitel 5.3). Dabei werden Enstatit und Olivin durch Talk und gelegentlich auch Magnesit ersetzt. Wo die Vertalkung stark ausgefallen ist, sind die ultramafischen Gesteine in der Vergangenheit zur Fabrikation von Specksteintöpfen abgebaut worden.

2.3.2 Metabasische Gesteine

Eklogite, Symplektit-Eklogite und (Granat-) Amphibolite:

Diese Gesteinstypen können sowohl als bis zu 3 m mächtige Lagen randlich zu ultramafischen Linsen (z.B. Mg 163; Fig. 2.5a, Tafel 1) wie auch als hauptsächlich isolierte Boudins mit Durchmessern von wenigen dm bis zu mehreren m in den Nebengesteinen, mehrheitlich innerhalb der Biotit-Plagioklas-Amphibolitbänke, vorkommen (Fig. 2.5b). Eigentliche Eklogite sind dabei nur noch in Kernzonen von Amphibolitlagen und -boudins erhalten (HEINRICH, 1983). Diese äusserst zähen, blassgrünen Gesteine sind teilweise leicht gebändert und meist nur schwach geschiefert. Sie bestehen vorwiegend aus rötlichem Granat und Omphazit, wenig Zoisit und lagenweise etwas Hellglimmer.



Figur 2.5: Feldbeziehungen und Auftreten von metabasischen Gesteinen und Diopsid-reichen Kalksilikatfelseln: a) Metermächtige, leicht geschieferte Eklogit-Lage randlich der Ultramafit-Linse Mg 163, retrograd parallel zur Schieferung zu dunklerem Granat-Amphibolit umgewandelt (Koord. 708°350/131°050; Länge des Hammers: 60 cm). b) Isoliertes Amphibolit-Boudin in flaserigem Zweiglimmergneis, von der Hauptschieferung S_2 umflossen (Gneise oberhalb Mg 163a, Koord. 708°330/131°200; Länge des Bleistifts: 14 cm). c) Stark boudinierter Metaroddingitgang mit schwarzer Blackwall, mehr oder weniger parallel zur Schieferung im anliegenden Chlorit-Peridotit verlaufend. Die Schieferung biegt in die Boudinhäule ein (Linse Mg 31, Koord. 708°370/131°830; Breite des Ganges: rund 50 cm). d) Stellenweise schwach boudinierte Diopsid-reiche Kalksilikatfelslage im Kontaktbereich zwischen ultramafischer Linse Mg 163a (unten links) und Nebengesteinen. Im Hintergrund ein rund 50 cm mächtiges Amphibolitband (ev. Ex-Eklogit) (Linse Mg 163a, Koord. 708°300/131°240).

Die meisten Eklogite sind retrograd zu ähnlich aussehenden, graugrünen Symplektit-Eklogiten oder dunkelgrünen bis schwarzen (Granat-) Amphiboliten umgewandelt worden (Fig. 2.5a; HEINRICH, 1978, 1982). Granat ist gelegentlich als rötlichbraune Punkte in der schwarzen Amphibolmatrix erhalten oder als helle Pseudomorphosen zumindest noch erkennbar. Viele Amphibolite sind kaum gebändert und meist auch nur schwach geschiefert.

Metaroddingite:

Metaroddingite treten ausschliesslich innerhalb der ultrabasischen Körper als meist stark boudinierte, maximal m-dicke Gänge auf (Fig. 2.5c, Tafeln 1 und 3), welche mehrheitlich parallel zum Lagenbau und zur Schieferung im Metaperidotit orientiert sind. Sie stellen rosafarbene, feinkörnige, stellenweise feingebänderte Grossular-Diopsid-reiche Gesteine dar, welche unregelmässig von mm- bis cm-breiten Adern aus Grossular, selten Diopsid und sekundärem Amphibol durchzogen sind. Erkennbare Metaroddingitboudins können lediglich 1–2 cm gross sein, ihre Dimensionen betragen jedoch normalerweise zwischen wenigen dm und einigen m. Zum benachbarten Metaperidotit hin sind sie üblicherweise von dunklen, mehrfach zonierten Blackwalls aus Amphibol, Epidot, Chlorit und Titanit

umgeben (vgl. Fig 5.16, Kapitel 5.4; EVANS et al., 1979), entstanden während späten metamatischen Alterationsprozessen aus Metaroddingit.

2.3.3 Fein- bis grobkörnige Diopsid-Kalksilikatfelse

Zahlreiche, vor allem grössere Metaperidotitkörper sind unmittelbar mit fein- bis äusserst grobkörnigen Diopsid-reichen Kalksilikatfelsen vergesellschaftet. Diese Kalksilikatfelse kommen einerseits als dm- bis einige m-mächtige Bänder im Kontaktbereich zu den Nebengesteinen vor (Fig. 2.5d) und verbinden mancherorts auch als maximal m-dicke Lagen einzelne Peridotitkörper miteinander (z.B. Mg 163, Mg 32–33 oder Mg 261; Fig. 2.1, Tafel 1). Andererseits bilden sie gelegentlich Taschen oder Keile innerhalb der Metaperidotite selber (z.B. Mg 163a, Tafel 1; Mg 32, Fig. 3.5). Ausserdem enthalten sie stellenweise Metaroddingit-Fragmente und selten meist dünne, unzusammenhängende Calcitmarmorlagen und -schmitzen. In Extremfällen, besonders in Faltenscharnieren, kann man gar eine Wechsellagerung zwischen Kalksilikatfelsen und Calcitmarmoren, oft mit eingeschalteten Gneisen und Ultramafititen, beobachten (z.B. Val d' Ambra; NEUENSCHWANDER, 1996).

Die gelb- bis graugrün anwitternden grobkörnigen Kalksilikatfelse sind allgemein sehr massig und zeichnen sich durch bis 10 cm lange, grüne Diopsidstengel aus (Fig. 5.22a). Daneben enthalten sie grosse Kristalle von Calcit, durchscheinendem Quarz, Feldspat, Amphibol und zum Teil Skapolith. Das Gestein ist sehr verwitterungsanfällig und weist oftmals eine grosse Porosität auf. Die feinkörnigen Kalksilikatfelse sind höchstens schwach geschiefert und zeigen eine recht homogene, hellgrüne Grundmasse, die flammenartig von dunkelgrünen bis schwarzen Amphibol-Flasern und -Bändchen durchsetzt ist, was dem Gestein ein gebändertes Aussehen verleiht (vgl. Fig. 5.25a). Gelegentlich finden sich quer zur Bänderung respektive Flaserung verlaufende späte Risse, die vielfach mit Albit und Quarz aufgefüllt sind.

2.4 Zusammenfassung

Detaillierte Feld- und Kartierungsarbeiten (Fig. 2.1, Tafeln 1 und 3) haben gezeigt, dass die Cima Lunga-Einheit im Gebiet um die Cima di Gagnone lithologisch sehr vielfältig aufgebaut ist. Sie besteht grösstenteils aus sehr heterogenen (semi-)pelitischen Gneisen und Glimmerschiefern, in welche regelmässig bis mehrere m mächtige Bänke leukokrater Quarz-Feldspatgneise eingelagert sind. In den Glimmerschiefern treten oftmals über grössere Distanzen verfolgbare, geringmächtige Lagen von Biotit-Plagioklas-Amphiboliten mit stellenweise isolierten Eklogit- und/oder Amphibolitboudins, Calcitmarmoren und besonders in nördlichen Regionen (z.B. Val d'Efra) Granat-Knotenschiefern auf, welche allenfalls hochmetamorphen Bündnerschiefern gleichkommen. Weiter verteilen sich eine ganze Reihe von ultramafischen Körpern – sowohl isoliert als auch in Boudinschnüren – regelmässig über das gesamte kartierte Gebiet, wobei sie sich bevorzugt innerhalb der Glimmerschiefer befinden. Diese Metaperidotite sind normalerweise mit metabasischen Gesteinen – Eklogiten und (Granat-) Amphiboliten ausserhalb und boudinierten Metaroddingitgängen innerhalb der Ultramafitite, fein- bis grobkörnigen Diopsid-Kalksilikatfelsen und gelegentlich Calcitmarmoren vergesellschaftet.

Seite Leer /
Blank leaf

Kapitel 3

Strukturelle Entwicklung in der nördlichen Cima Lunga-Einheit

3.1 Einleitung

Erste genauere Gefüge- und Strukturuntersuchungen in der Region des Verascatales wurden Mitte dieses Jahrhunderts von WENK (1943, 1955) und seinen Mitarbeitern durchgeführt. Aus diesen Arbeiten entstandene Kartierungen geben den regionalen Verlauf der planaren und linearen Strukturen zwar gut wieder (vgl. z.B. Tafel I, WENK, 1955), lassen jedoch keine Unterscheidung aufeinanderfolgender Deformationen zu, obschon die Möglichkeit einer mehrphasigen Verformungsgeschichte am Rande erwähnt wird. Ende der siebziger Jahre wurde die Region um die Cima di Gagnone im Rahmen einer Serie von Diplomarbeiten strukturgeologisch detaillierter erfasst und kartiert (HEINRICH, 1978; STÄUBLE, 1978; SCHLÄPFER, 1979; ZINGG, 1979). HEINRICH (1978) unterschied dabei zwischen Strukturen, welche nur in den basischen und ultrabasischen Linsen auftreten, und solchen, die der Hauptdeformation in den Gneisen und Schiefen entsprechen. SCHLÄPFER (1979) beschrieb zudem eine Serie flachliegender Isoklinalfalten, welche die nördliche Cima Lunga-Einheit aufbaut.

Eine genauere Analyse der Strukturelemente, die in der nördlichen Cima Lunga-Einheit anzutreffen sind, fehlt jedoch im Unterschied zu anderen Regionen der Zentralalpen bis in die heutige Zeit hinein. Aus diesem Grund drängte sich eine strukturelle Neubearbeitung dieses Gebietes auf. Erste Resultate sowie eine detaillierte Kartierung finden sich bei GROND (1994), WAHL (1994), NEUENSCHWANDER (1996) und GROND et al. (1995).

Dieses Kapitel befasst sich mit den verschiedenen prä- und frühalpinen sowie vier alpinen Deformationsphasen, welche sich um die Cima di Gagnone voneinander unterscheiden lassen. Zumindest die vier alpinen Deformationen können sowohl in den basischen und ultrabasischen Linsen als auch in den umgebenden Gneisen festgestellt werden. Ein Grossteil der prä- und frühalpinen Strukturen sind dagegen auf eine der beiden lithologischen Einheiten beschränkt, meist auf die kompetenteren Linsengesteine. Vorkommen und Intensität der Strukturen hängen stark von den rheologischen Eigenschaften der verschiedenen Gesteine ab. So können alte Strukturen besonders in jenen Lithologien erhalten geblieben sein, welche vor der starken alpinen Überprägung geschützt waren und sich während dieser kompetent verhalten haben. In den Tabellen 3.1 und 3.2 sind Vorkommen, Unterscheidungsmerkmale und durchschnittliche Orientierungen der verschiedenen Strukturelemente zusammengefasst, die aus den einzelnen Deformationsphasen hervorgegangen sind.

Tabelle 3.1: Vorkommen der verschiedenen Strukturelemente einzelner Deformationsphasen in den verschiedenen Einheiten der nördlichen Cima Lunga-Einheit und der unterliegenden Simano-Decke. Die Deformationsphasen sind mit *D* und jeweiligem Index bezeichnet. Unsichere Strukturelemente sind kursiv gedruckt.

Lithologien	Cima Lunga-Einheit		Simano-Decke
	Nebengesteine (Gneise und Schiefer, Calcit-Marmore)	Basische und ultrabasische Linsen	vorwiegend Verzasca-Augengneise
Präalpin (prä-D _{HP} /D ₁)	<i>Stoffbänderung, sedimentäre Wechsellagerung</i>	Lagenbau in Ultrabasika, Basische Gänge, Bruchzonen mit Sedimentfüllungen (Ophibrekzien)	reliktische magmatische Strukturen wie Xenolithe und Alkalifeldspat-Einsprenglinge
D _{HP} (Hochdruckphase)		Schieferung S _{HP} Lineation L _{HP} (selten) Falten (sehr selten, relik.) Boudinage, Zerrklüfte	
D ₁	Schieferung S ₁ Lineation L ₁ Falten Boudinage	Schieferung S ₁ (besonders in Randzonen von Linsen) Falten <i>Boudinage, Adern</i>	Schieferung S ₁ Lineation L ₁ Falten <i>Boudinage</i>
D ₂	Schieferung S ₂ Lineation L ₂ Falten Boudinage, Boudin Klüfte	Schieferung S ₂ Lineation L ₂ Falten Boudinage, Adern	Schieferung S ₂ Lineation L ₂ Falten Boudinage
D ₃	Schieferung S ₃ (selten) Falten, offene Wellung	Falten Adern, Venen	<i>Falten</i>
D ₄	<i>Kinkfalten, Krenulation</i>		
post-D ₄	Brüche, Adern, Klüfte	Brüche, Klüfte	Brüche, Klüfte

In einem ersten Teil werden die verschiedenen Strukturelemente der einzelnen Deformationsphasen makro- und mikroskopisch im Detail beschrieben, wobei sich anhand der beobachteten Überprägungen auch ihre relative zeitliche Abfolge erstellen lässt. Weiter sollen Strukturen innerhalb der basischen und ultrabasischen Linsen mit denjenigen in den umliegenden Gneisen und Schiefen verglichen und, wo immer möglich, korreliert werden. Auf diese Weise lässt sich feststellen, ab welchem relativen Zeitpunkt Linsen- und Nebengesteine gemeinsam verformt worden sind. Aus den Feldbeobachtungen lassen sich zudem die Beziehungen zwischen den Deformationsphasen und dem metamorphen Mineralwachstum ableiten (vgl. Kristallisations-Deformations-Tabellen in Kapitel 5).

In einem zweiten Teil wird die beschriebene Deformationsabfolge in einen größeren Zusammenhang gestellt und mit früheren strukturellen Arbeiten in benachbarten Regionen der Zentralalpen – insbesondere in der zur Cima Lunga-Einheit tektonisch äquivalenten Adula-Decke – verglichen.

Tabelle 3.2: Unterscheidungsmerkmale und durchschnittliche Orientierung der verschiedenen Strukturelemente einzelner Deformationsphasen. Strukturen, die unsicher sind oder nicht eindeutig einer Deformationsphase zugeordnet werden können, sind kursiv gedruckt.

Faltung		Schieferung, planare Strukturen	Lineation, Schersinn	Boudinage
prä-D _{HP}		<i>Atg-Schieferung; Zerrklüfte (Ol-Di- Chl-Mgt-Venen)</i>		<i>Boudinage basi- scher Gänge in Serpentiniten</i>
D _{HP}	reliktisch erhaltene Isoklinalfalten im Granat-Peridotit Mg 160	Schieferung S _{HP} , z.T. Hauptschieferung in Kernzonen von Linsen; <i>Zerrklüfte (Ol-Diop- Chl-Mgt-Venen)</i>	Lineation L _{HP} (v.a. in Eklogiten und Metarodingiten)	Boudinage der basischen Gänge (Metarodingite) und des Lagen- baus in Ultra- mafititen
D ₁	Isoklinale Falten mit FA ₁ ~ N/S	Achsebenen- schieferung S ₁ , in D ₂ -Scharnieren z.T. dominierend	Minerallineation L ₁ , L ₁ ~ NW/SE bis NNE/SSW; <i>Schersinn «Top nach NW bis N»</i>	<i>Boudinage infolge N/S-Streckung</i>
D ₂	Enge bis isoklinale Falten mit FA ₂ = 158/08, FAE ₂ = 135/08	Penetrative, flach- liegende Achsebenen- schieferung S ₂ = 158/05 (Gneise) und 169/05 (Linsen); Hauptschie- ferung in Nebengesteinen	Minerallineation L ₂ = 159/06; Schersinn «Top nach SE bis SSE»; Intersektionslineation S ₁ /S ₂ , S _{HP} /S ₂ und Bänderung/S ₂	<i>Boudinage infolge starker NW/SE- Streckung; Schieferungs- boudinage</i>
D ₃	Offene Falten mit steil nach SW einfallender FAE ₃ = 242/65 und FA ₃ = 164/12	lokale Achsebenen- schieferung S ₃ , nur mikroskopisch erkennbar (selten)		
D ₄	<i>Krenulation von S₂ in Phylliten, Kinks</i>			
post-D ₄		steile Brüche, Klüfte	Rutschharnische auf Bruchflächen, Hebung des nördl. Blockes	

3.2 Präalpine Strukturen

Hierzu zählen alle Strukturen und Gefügeelemente, die je nach Lithologie, in welcher sie auftreten, sowohl vor der eozänen (40–45 Ma; BECKER, 1993) Subduktion und Hochdruck-metamorphose als auch vor der ersten alpinen Deformationsphase D_1 entstanden und von diesen überprägt worden sind. Sie können primär magmatischen, sedimentären oder tektonischen Ursprungs sein. Im allgemeinen sind präalpine Strukturen der oft starken alpinen Überprägung wegen nur noch reliktsch erhalten.

3.2.1 Gneise und Schiefer

Die pelitischen und semipelitischen Gneise und Schiefer, welche die nördliche Cima Lunga-Einheit zu einem grossen Teil aufbauen, weisen mancherorts eine ausgeprägte hell-dunkel Bänderung zwischen Quarz-Feldspat-reichen und glimmerreichen Lagen im cm- bis dm-, seltener auch im m-Bereich auf (Fig. 3.1). Darin enthalten sind zum Teil alpin boudinierte Plagioklas-Amphibolite mit Mächtigkeiten von einigen Zentimetern bis hin zu mehreren Metern. Letztere schliessen stellenweise linsenförmige Körper mit reliktschen Symplektit-eklogiten und Granatamphiboliten ein.

Diese Bändergneise verdanken ihr Erscheinungsbild möglicherweise einer ursprünglich sedimentären Wechsellagerung zwischen sandigen und tonigen Schichten. Sie können jedoch auch aus einer präalpinen, eventuell herzynischen, Faltungs- und Metamorphosephase hervorgegangen sein. Das Sedimentationsalter dieser Bändergneise ist nicht bekannt, kann aber herzynisch oder älter sein, da sie Zirkone mit alten Kernen (297 Ma, GEBAUER, 1994) und jungen, alpinmetamorphen Anwachsrandern (25–35 Ma, GEBAUER, 1996) aufweisen.



Figur 3.1: Semipelitische Gneise mit deutlicher Bänderung zwischen hellen Qz-Fsp-reichen und dunkleren Bi-reichen Lagen. Darin enthalten finden sich boudinierte Plag-Amphibolit-Bänke. Gneise östlich der Ultramafitit-Linse Mg 163a; Koord. 708°325/131°220 (Bleistiftlänge: 14 cm).

Die eingelagerten amphibolitischen Bänder stellen möglicherweise ehemalige mergelige Sedimentschichten dar, welche sich zusammen mit den Protolithen der Gneise in einem präherzynischen oder mesozoischen Meeresbecken ablagerten. Einige könnten jedoch auch magmatischen Ursprungs sein oder später tektonisch in die semipelitischen Schiefer eingeschuppt worden sein, besonders wenn es sich um Amphibolitlagen mit sporadisch vorkommenden, linsenförmigen Eklogitrelikten oder um isolierte Amphibolitboudins handelt (vgl. Kapitel 3.2.2).

Mikroskopisch lassen sich kaum Hinweise auf präalpine Deformationen finden. Einzig gelegentlich auftretende Quarz- und Feldspat-Augen beziehungsweise -aggregate sowie grössere Granatklasten mit rotiertem Interngefüge könnten Relikte einer präalpinen Kristallisations-Deformationsgeschichte darstellen, sofern die Internstrukturen nicht alpin entstanden sind. Aufgrund der doch sehr starken alpinen Überprägung und Metamorphose erscheint dies jedoch eher unwahrscheinlich.

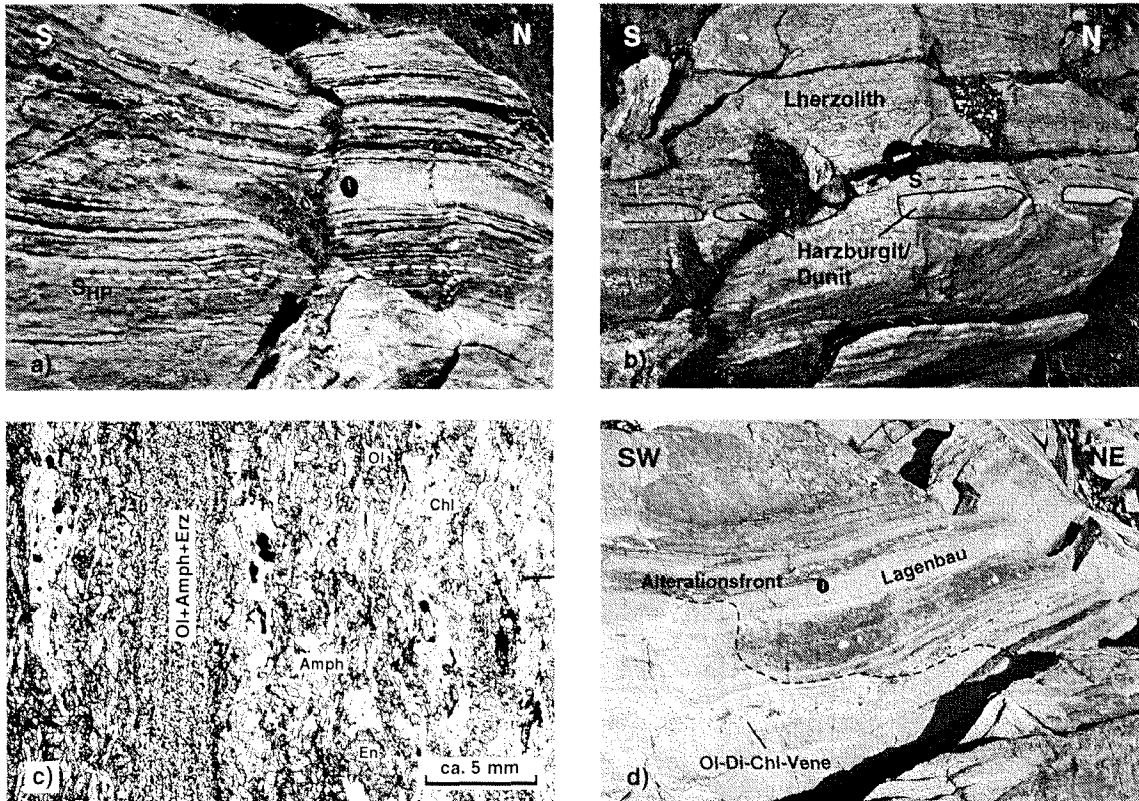
Der Verzasca-Granitgneis der unterliegenden Simano-Decke stellt eine variszische magmatische Intrusion dar (TROUSCHEK, 1983). Er weist zum Teil noch alte magmatische Strukturen wie beispielsweise elongierte basische Xenolithe oder grosse Kalifeldspat-Einsprenglinge auf. Ansonsten bildet er eine grosse, relativ homogene Masse, die nur selten präalpine magmatische Strukturen zu erkennen gibt.

3.2.2 Basische und ultrabasische Linsen

Die zahlreichen ultramafischen Linsen, welche in der nördlichen Cima Lunga-Einheit auftreten, weisen einen grossräumigen, diffusen Lagenbau von teils lherzolitischer (z.B. Mg 31, Mg 32, Mg 160), teils harzburgitischer (z.B. Mg 163, Mg 30 u.a.) Zusammensetzung auf, welcher sich im Feld kaum verfolgen und lediglich chemisch feststellen lässt (vgl. Kapitel 4.2). Innerhalb der einzelnen Linsen dominiert jeweils einer der beiden Peridotittypen, wobei im allgemeinen der harzburgitische weiter verbreitet ist. Die Frage nach der Entstehung dieser stofflichen Wechsellagerung, die schon bei EVANS & TROMMSDORFF (1978) erwähnt ist, kann mit strukturellen Mitteln nicht beantwortet werden.

Daneben lassen sich innerhalb einzelner ultramafischer Körper auch deutlich erkennbare harzburgitische bis dunitische und seltener auch pyroxenitische Bänder mit Mächtigkeiten zwischen einigen cm bis zu mehreren dm beobachten (Fig. 3.2a und b; EVANS & TROMMSDORFF, 1978). Ehemals pyroxenitische Lagen bestehen heute vorwiegend aus Amphibolen und weisen besonders am Kontakt zum benachbarten Peridotit teilweise einen hohen Erzgehalt auf (Fig. 3.2c). Selten finden sich zudem ähnlich aussehende Chromit- oder Magnetit-Bänder unbekanntes Alters und Ursprungs.

Der Lagenbau verläuft meist subparallel zur alpinen Hochdruckschieferung im Ultramafitit und ist teilweise boudiniert worden (Fig. 3.2a und b, Fig. 3.3). Die Schieferung fliesst in die Boudinhäse hinein (Fig. 3.2b) und ist somit nach dem Lagenbau, vor oder während der Boudinage entstanden. Sie könnte schon im Laufe einer ozeanischen Metamorphose und Serpentinisierung vorgegeben und während der alpinen Überprägung lediglich vom Chlorit-Olivin-Gefüge des Peridotites übernommen worden sein (vgl. Kapitel 3.3). In diesem Falle wäre die Schieferung in den Peridotiten zumindest teilweise als präalpin zu betrachten.



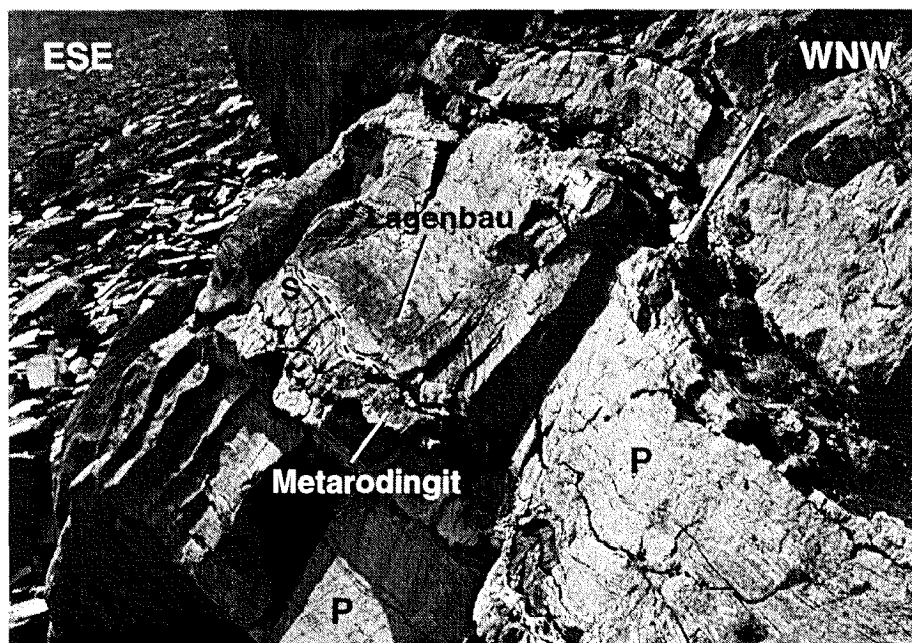
Figur 3.2: a) Stofflicher Lagenbau im dm-Bereich, subparallel zur jüngeren Schieferung im Peridotit verlaufend. Linse Mg 163a, Koord. 708°360/131°060. b) Boudinierte harzburgitische bis dunitische Lage in lherzolitischem Gestein. Die Schieferung im Lherzolith verläuft parallel zum Lagenbau und fließt in die Boudinhäule. Linse Mg 31, südlicher Aufschluss; Koord. 708°390/131°830. c) Dünne, max. 4–5 mm dicke Lage bestehend aus Erz, Amphibol und Olivin in En-Tc-Amph-Chl-Ol-Peridotit. Diese Lage könnte einem ehemaligen pyroxenitischen Band entsprechen. DS 31.49, Linse Mg 31, Koord. 708°390/131°840. d) Stofflicher Lagenbau in Chl-Peridotit, von alpiner amphibolitfazieller Alteration (Tc-Bildung bei H₂O-Zufuhr) überlagert. Linse Mg 163b, Koord. 708°450/130°850. Durchmesser des Objektivdeckels: 5 cm.

Ähnlich aussehende, schieferungsparallele Lagenstrukturen könnten auch metasomatisch während der alpinen Metamorphose entstehen, indem fluide Phasen parallel zur ehemaligen Stoffbänderung oder zur bestehenden Schieferung eindringen und zu einer lagen- oder schieferungsparallelen Alteration des Gesteins führen (PFEIFER, 1978, 1979, 1981). In Figur 3.2d überprägt jedoch die alpine amphibolitfazielle Alteration, erkennbar an der starken Vertalkung des Peridotites (H₂O-Zufuhr), sowohl den Lagenbau als auch eine Olivin-Diopsid-Chlorit-Magnetit-Vene (vgl. Kapitel 3.3, Fig. 3.9). Somit dürfte es sich bei der Stoffbänderung im Peridotit zumindest teilweise um primäre Lagenstrukturen des oberen Erdmantels handeln.

Zahlreiche meist boudinierte Metarodinitgänge durchschlagen die Peridotite teilweise leicht diskordant zum Lagenbau und verlaufen mehrheitlich konkordant, seltener jedoch auch leicht diskordant zur alpinen Schieferung (Fig. 3.3; siehe auch EVANS et al., 1979). Sie stellen ehemalige Basaltgänge dar, die nahe der Ozeanoberfläche in die teilweise denudierten peridotitischen Gesteine intrudierten und während der Serpentinisierung der umgebenden Ultrabasika rodingitisiert wurden (vgl. Kapitel 4 sowie TROMMSDORFF et al., 1975; EVANS et al., 1979, 1981; TROMMSDORFF, 1990; PEIFFNER, 1996). Der Zeitpunkt der

Boudinage ist nicht genau bekannt. Sie muss jedoch vor der alpinen amphibolitfaziellen Metamorphose stattgefunden haben, da die dabei entstandenen Reaktionssäume (sog. «Blackwalls») die Boudins statisch überprägen (siehe auch Kapitel 3.3; PFIFFNER, 1996).

Daneben zeigen die basischen Gesteine, zu welchen neben Metarodingiten auch Eklogite und Amphibolite gehören, ausser einer gelegentlichen schwachen Bänderung kaum magmatische oder sonstige präalpine Strukturen. Allenfalls handelt es sich bei den in Metarodingiten teilweise vorkommenden Grossular- und Grossular-Epidot-Adern um frühere metasomatische Bildungen, die entlang von Klüften und kleinen Brüchen während der Rodingitisierung oder der nachfolgenden Subduktion entstanden sind. Auf alle Fälle sind diese Adern älter als die alpine Metamorphoseüberprägung, da sie von der Blackwallbildung überwachsen werden.



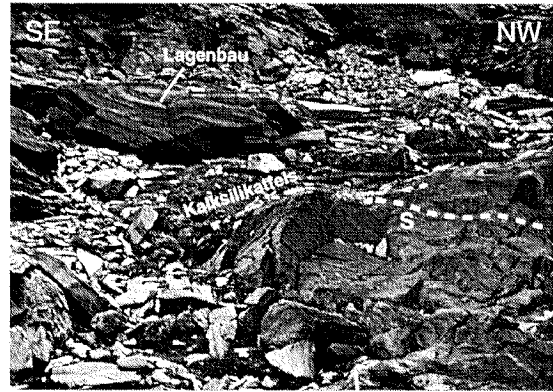
Figur 3.3: Ein schwach boudinierter Metarodingit-Gang durchschlägt einerseits den ebenfalls boudinierten dunitisch-harzburgitischen Lagenbau und verläuft andererseits leicht diskordant zur jüngeren Schieferung im Peridotit. Linse Mg 31, südlicher Aufschluss; Koord. 708°390/131°830 (Länge des Hammers: ca. 60 cm).

3.2.3 Kalksilikاتفelse und Calcitmarmore

In den Kalksilikاتفelsen, die zusammen mit den ultrabasischen Linsen auftreten und meist sehr reich an Diopsid sind, lassen sich aufgrund ihres oftmals grobkörnigen Gefüges und der starken alpinen Überprägung keine präalpinen Strukturen mehr finden. Einzig einige Bruchstücke von Metarodingiten, die in diesen groben Kalksilikaten eingebettet sind, weisen auf einen brekziösen Ursprung dieser Lithologie hin (Fig. 3.4). Stellenweise reichen solche Diopsid-Kalksilikاتفelse keilförmig in den Ultramafit hinein (z.B. Mg 163a, Mg 32; PFIFFNER, 1996; NEUENSCHWANDER, 1996). Dabei schneiden sie einerseits den alpin verfalteten peridotitischen Lagenbau ab, während andererseits die alpine Schieferung den Kontakt zwischen Peridotit und Kalksilikatkeil überquert (Fig. 3.5). Diese Beziehungen weisen



Figur 3.4: Ein ca. 40 mal 15 cm grosses Bruchstück eines Metarodingit-Boudins in grobkörnigem Diopsid-Kalksilikatfels weist auf einen brekziösen Ursprung dieser Lithologie hin. Fallblock unterhalb Linse Mg 163a, Koord. 708'300/131'300 (Durchmesser des Objektivdeckels: 5 cm).



Figur 3.5: Grobkörniger Diopsid-Kalksilikatfels, keilförmig in den Peridotit hineinreichend. Der Kalksilikatfels schneidet dabei den peridotitischen Lagenbau ab, während die alpine Schieferung S diskordant über den Kontakt zwischen den beiden Lithologien verläuft. Diese Beziehungen weisen auf einen präalpinen tektonischen oder sedimentären Kontakt hin. Linse Mg 32, Koord. 708'570/131'870.

auf mehr oder weniger gut erhaltene, präalpine tektonische oder sedimentäre Kontakte hin. Die Kalksilikate können demnach ehemalige Sedimente (Ophibrekzien) darstellen, die entweder auf die am Ozeanboden freigelegten Ultramafitite oder als Bruchfüllungen in ozeanischen Bruchzonen abgelagert worden sind (siehe auch Kapitel 4.4).

Da der Kalksilikatkeil in Figur 3.5 im Gegensatz zum benachbarten Ultramafitit weder durch D_2 noch durch D_3 verfaltet zu sein scheint, muss er sich während dieser Deformationsphasen gegenüber dem angrenzenden Chlorit-Peridotit extrem kompetent verhalten haben. Innerhalb von Serpentiniten sind Ophikarbonate jedoch sehr duktil (vgl. z.B. Malenco-Gebiet; POZZORINI, 1996). Die Rekristallisation der Ophibrekzien zu diopsidreichen Kalksilikatfelsen ist demnach vor den Deformationsphasen D_2 und D_3 abgelaufen, am ehesten während der eklogitfaziellen Überprägung zusammen mit den umgebenden ultrabasischen Gesteinen.

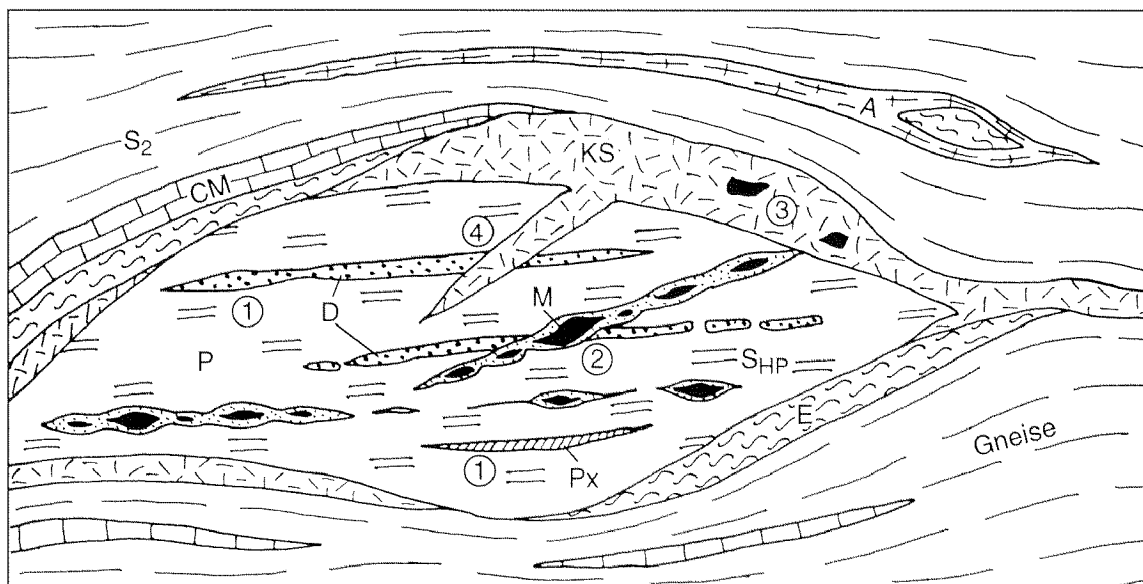
Die sporadisch innerhalb der Gneise, oft in unmittelbarer Umgebung der Ultramafitite vorkommenden Calcitmarmore, welchen in verschiedenen Einheiten der Zentralalpen teilweise mesozoisches Alter zugesprochen wird (z.B. JENNY et al., 1923, MITTELHOLZER, 1936, DAL VESCO, 1953, BIANCONI, 1965, PROBST, 1980), sind meist kaum dicker als wenige dm. Wo immer sie mächtiger werden, weisen sie ebenfalls eine stoffliche Bänderung im cm-Bereich auf (NEUENSCHWANDER, 1996). Wie in den Gneisen und Schiefen lässt sich auch diese am ehesten auf sedimentäre Wechsellagerungen zurückführen.

3.2.4 Zusammenfassung der präalpinen Strukturen

Präalpine Strukturelemente sind im untersuchten Gebiet nur selten gut erhalten geblieben. In den Gneisen und Schiefen sowie den Calcitmarmoren äussern sie sich lediglich in einer stofflichen Bänderung, die allenfalls einer sedimentären Wechsellagerung oder einer herzynischen Deformation und Metamorphose zugeschrieben werden könnte. Deutlicher

treten sie dagegen in den basischen und ultrabasischen Linsen und mit diesen assoziierten Gesteinen in Erscheinung. In Figur 3.6 sind die wichtigsten präalpin entstandenen Beziehungen zwischen den ultrabasischen und basischen Gesteinen, den Kalksilikatfelsen und den Calcitmarmoren dargestellt. Zusammenfassend gehören hierzu die folgenden Strukturelemente:

- 1) primärer Lagenbau zwischen lherzolitischen und harzburgitisch-dunitischen (D) sowie selten pyroxenitischen (Px) Bändern in den Ultramafititen (P);
- 2) später boudinierte basische Gänge (M), welche die Peridotite teilweise leicht diskordant zum Lagenbau durchschlagen;
- 3) Bruchstücke von basischen Gesteinen in grobkörnigen Diopsid-Kalksilikatfelsen (KS), auf sedimentären/brekziösen Ursprung dieser Lithologien hinweisend;
- 4) keilförmig in die Peridotite hineinreichende Diopsid-Kalksilikatfelse (KS), den Lagenbau abschneidend und diskordant zur alpinen Schieferung verlaufend, entweder auf die freigelegten Ultrabasika oder als Bruchfüllungen in ozeanischen Bruchzonen abgelagerte Sedimente darstellend.



Figur 3.6: Schematische Darstellung der wichtigsten präalpinen Strukturelemente, welche innerhalb der ultrabasischen Linsen und den mit diesen koexistierenden basischen Gesteinen, Kalksilikatfelsen und Calcitmarmoren beobachtet werden können. Die Nummern 1 bis 4 entsprechen der Aufzählung im Text. Abkürzungen: P = Peridotit; D = Harzburgit/Dunit; Px = Pyroxenit; E = Eklogit; A = Amphibolit; M = Metarodingang, boudiniert; CM = Calcitmarmor; KS = Kalksilikatfels.

3.3 Strukturen der eozänen Hochdruckphase (D_{HP})

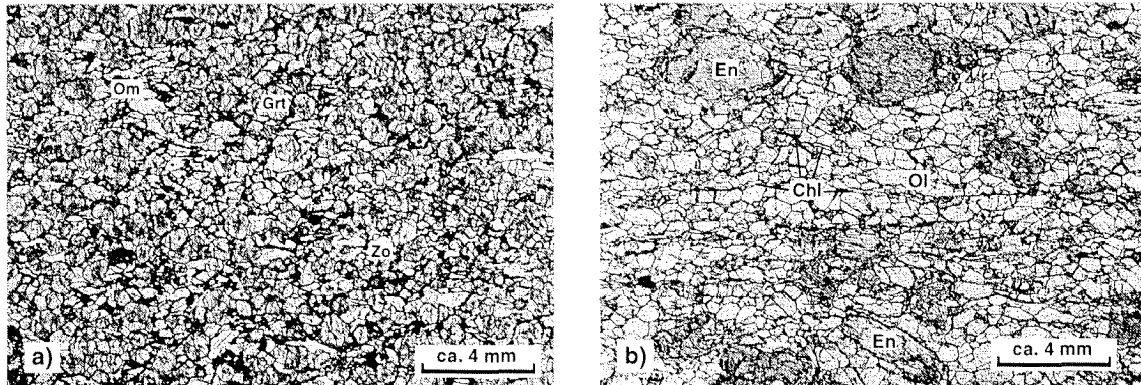
Zu dieser Phase gehören alle Strukturelemente, die sich infolge der Konvergenz zwischen Adria und Europa und der damit einhergehenden Subduktion und Hochdruckmetamorphose entwickelt haben. In der Adula-Decke, die tektonisch mit dem Cima Lunga-Lappen gleichgestellt wird (z.B. TROMMSDORFF, 1990, und Referenzen darin), zeichnet sich diese Phase («Sorreda»-Phase; LÖW, 1987) durch eine Verschuppung des Basements mit mesozoischen Sedimenten der Misoxerzone sowie durch Schieferungs- und Faltenbildung unter Hochdruckbedingungen in basischen Linsen aus (D_1 und D_{2a} («Trescolmen»-Phase); MEYRE & PUSCHNIG, 1993; PARTZSCH, 1996). In allen anderen Lithologien der Adula-Decke fehlt sie oder lässt sich höchstens reliktsch aufzeigen (BAUMGARTNER & LÖW, 1983). Die unterliegende Simano-Decke lässt keine schlüssigen Hinweise auf ein druckbetontes Ereignis erkennen (IROUSCHEK, 1983). In der überliegenden Tambo-Decke sind lediglich Hinweise auf erhöhte Druckbedingungen während der Deckenbildung beschrieben worden (< 13 kbar; BAUDIN & MARQUER, 1993; BAUDIN et al., 1993). Somit scheint das Auftreten von Strukturen der eozänen Hochdruckphase (40–45 Ma, BECKER, 1993) auf die Adula-Cima Lunga-Einheit beschränkt zu sein.

Die (semi-)pelitischen und leukokraten Gneise und Schiefer sowie die Calcitmarmore der nördlichen Cima Lunga-Einheit weisen keine Relikte von Strukturen mehr auf, die mit Sicherheit der Hochdruckphase D_{HP} zugeordnet werden könnten (vgl. auch GROND, 1994; WAHL, 1994). Falls sie einmal vorhanden waren, sind sie durch die starke alpine Überprägung ausgelöscht worden. In den basischen und ultrabasischen Linsen hingegen treten noch einige strukturelle Hinweise auf ein Hochdruckereignis auf. Dazu gehören die Ausbildung einer Schieferung und teilweise einer Lineation, Faltung unter Hochdruckbedingungen, die Boudinage der basischen Gänge und des Lagenbaus im Ultramafitit sowie die Entstehung boudinierter Olivin-Tremolit-Chlorit-Magnetit-Adern. Nachfolgend wird kurz auf diese Strukturelemente eingegangen.

In Kernzonen von Eklogitlinsen sind oftmals eine Schieferung S_{HP} und seltener auch eine schwache Lineation L_{HP} erhalten, welche durch eine bevorzugte Ausrichtung eklogitfazieller Minerale wie Omphazit, Zoisit und Amphibol geprägt sind (Fig. 3.7a; HEINRICH, 1978). S_{HP} verläuft dabei subparallel zur älteren Stoffbänderung. Einige Metarodingitboudins zeigen zwar eine Lineation, hervorgerufen durch die Einregelung grosser Zoisitleisten, aber praktisch nie eine Schieferung.

Am deutlichsten treten Hochdruckschieferung S_{HP} und -lineation L_{HP} in den verschiedenen ultramafischen Linsen auf. Im Granatperidotit Mg 160 werden sie durch eine Ausrichtung von poikiloblastischem Granat, Klinopyroxen, Orthopyroxen und die Elongation von Olivin (Fig. 3.8; HEINRICH, 1978, EVANS & TROMMSDORFF, 1978), in den weiter verbreiteten Chlorit-Peridotiten besonders durch die planare Orientierung von Chlorit und untergeordnet durch Enstatit hervorgerufen (Fig. 3.7b). Die Ultramafitite sind retrograd zwar teilweise rekristallisiert (besonders Olivin), ohne dass jedoch eine nennenswerte Veränderung der zuvor angelegten eklogitfaziellen Strukturelemente eingetreten ist. Die Schieferung S_{HP} verläuft einerseits meist parallel zum älteren Lagenbau im Peridotit (vgl. Fig. 3.2a und b) und entspricht womöglich einer früheren Antigorit-Schieferung, die von den Hochdruckmineralien übernommen wurde. Darauf weisen gelegentlich auftretende Ma-

gnetit-Schieferungen in Olivin- und Enstatitblasten hin (vgl. Fig. 5.4, Kapitel 5.3). Andererseits liegt sie besonders bei grösseren Körpern subparallel zur jüngeren Schieferung S_1 in den umliegenden Gneisen (z.B. Mg 163, vgl. Fig. 3.10). Dies kann eventuell auf passive Rotation der Linsen während der Deformationsphase D_1 in eine dem herrschenden Spannungsfeld entsprechende, günstigere Lage zurückgeführt werden. Die Lineation L_{HP} im Granatperidotit Mg 160 verläuft dagegen deutlich diskordant zur jüngeren Lineation (L_1 und L_2) in den Gneisen und Schiefern (Fig. 10 in HEINRICH, 1978).

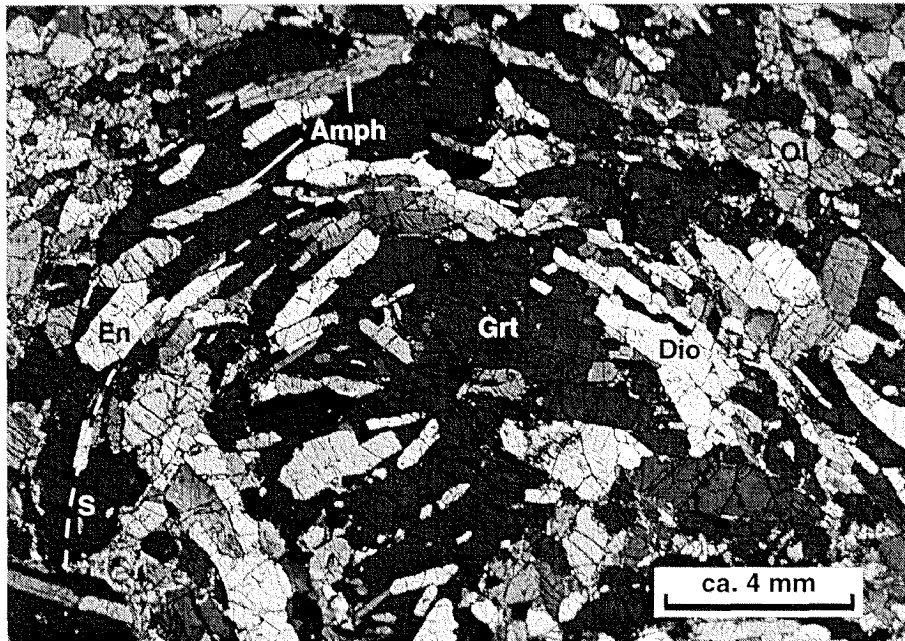


Figur 3.7: Dünnschliffaufnahmen, die das Auftreten der Schieferung S_{HP} und der Lineation L_{HP} der Hochdruckphase in verschiedenen Lithologien illustrieren. a) S_{HP} in einem Eklogit, geprägt durch eine Einregelung von Om, Zo und Amph (DS III.121). b) S_{HP} in Chl-Peridotit, hervorgerufen durch die planare Orientierung von Chlorit und untergeordnet durch Plättung von Ol und auch En. Grosse En-Körner werden teilweise vom Gefüge leicht umflossen (DS VI.8).

Faltenstrukturen, die entweder vor oder während der Hochdruckphase D_{HP} entstanden sind, lassen sich nur sehr selten beobachten. Figur 3.8 stellt ein schönes Beispiel im mikroskopischen Bereich aus dem Granatperidotit Mg 160 dar. Hierbei wird eine ältere, von Enstatit und Amphibol nachgezeichnete Schieferung verfaltet. Klinopyroxen, neuer Enstatit und besonders poikiloblastischer Granat überwachsen diese Falte. Das Faltungsereignis muss somit vor (oder während) dem Druckhöhepunkt abgelaufen sein, bevor Granat stabil wurde und auszukristallisieren begann.

In den meisten ultramafischen Linsen treten zahlreiche Adern und Knauern auf, die aus knolligem Olivin mit bis zu 10 cm Durchmesser, Tremolit, Erz und Chloritnestern bestehen (Fig. 3.9a). Sie liegen parallel zur Schieferung S_{HP} im umgebenden Peridotit und sind meist boudiniert. Teilweise enthalten sie Relikte von Diopsid in Tremolit und Pseudomorphosen aus feinstverteiltem Ilmenit in Olivinkörnern nach Titanoklinohumit (z.B. Mg 160, EVANS & TROMMSDORFF, 1978, Fig. 3). Wie der Lagenbau im Peridotit werden auch sie von der alpinen amphibolitfazialen Alteration überprägt (siehe Fig. 3.2d).

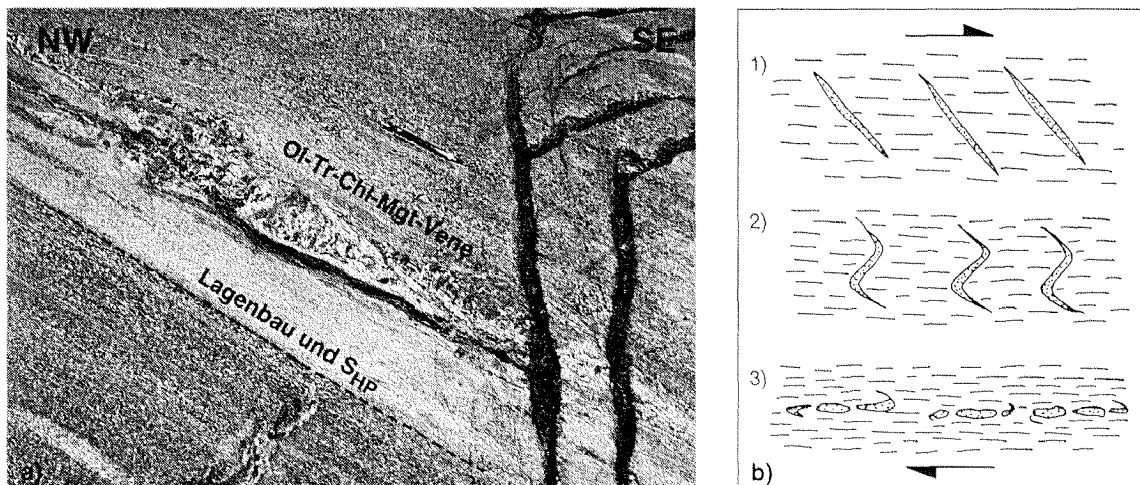
Sie stellen ehemalige, teilweise Titanoklinohumit-haltige Olivin-Diopsid-Chlorit-Magnetit-Venen dar, die sich in Zerrklüften während prograder Entwicklung von serpentinisierten Ultramafititen gebildet haben (in Analogie zu anderen Ultramafititvorkommen im Alpenraum: z.B. ERRO-Tobbio, SCAMBELLURI et al., 1995; Malenco, TROMMSDORFF & EVANS, 1980). Wie im Modell in Figur 3.9b oben (Nr. 1) gezeigt, öffneten sich die Venen während beginnender Konvergenz diskordant zur sich gleichzeitig entwickelnden Antigorit-Schieferung im umliegenden Serpentin. Mit fortschreitender Deformation und Subduktion



Figur 3.8: Dünnschliffphoto einer mikroskopisch kleinen Falte im Granatperidotit, eine ältere, von pargasitischem Amphibol und Pyroxen abgebildete Schieferung verformend. Die Falte wird von poikiloblastischem Granat und Pyroxenen überwachsen. DS Mg 160-96-2, Linse Mg 160.

rotierten sie zusehends in eine schieferungsparallele Position und wurden boudiniert (Fig. 3.9b, Nr. 2 und 3). Mit zunehmender Metamorphose wandelte sich der Antigorit-Serpentinit zu einem Olivin-Talk- und schliesslich zu einem Enstatit-Chlorit-Peridotit um, wobei die Orientierung der Schieferung unverändert blieb und die Streckung der Venen fort dauern konnte.

Auch die Boudinagen der Rodingitgänge und des Lagenbaus (Fig. 3.2b und 3.3) in den Peridotitlinsen erfolgte am ehesten im Zuge dieser Deformationsphase. Erstere kann ent-



Figur 3.9: a) Schwach boudinierte Ol-Tr-Chl-Mgt-Ader, subparallel zur Schieferung S_{HP} und dem Lagenbau im Chlorit-Peridotit verlaufend. Linse Mg 163b. Koord. 708'400/130'900. b) Schematische Skizze zur Entstehung dieser Adern (vgl. auch RAMSAY & HUBER, 1983; SCAMBELLURI et al., 1995): während einsetzender Subduktion und damit einhergehender Deformation und prograder Metamorphose öffnen sich die Venen zunächst schief zur sich gleichzeitig ausbildenden Atg-Schieferung im umliegenden Ultramafit (Nr. 1). Mit fortschreitender Deformation rotieren sie zusehends in eine schieferungsparallele Position und werden boudiniert (Nr. 2 und 3).

weder während einsetzender Konvergenz zwischen Adria und Europa innerhalb der teilweise serpentinierten ultramafischen Gesteine (analog zur Erro-Tobbio-Einheit; SCAMBELLURI et al., 1995) oder im Laufe der Subduktion unter Hochdruckbedingungen im rekristallisierten Chlorit-Peridotit stattgefunden haben (PFIFFNER, 1996). Einsetzende Boudinage der Rodingite während dem Serpentin-Stadium ist wahrscheinlich, da der Kompetenzkontrast zwischen Serpentin und Rodingit grösser als zwischen Chlorit-Peridotit und Rodingit ist. Die Eklogit- und Metarodingit-Boudins innerhalb der Linse Mg 160 müssen auf alle Fälle vor dem Granatperidotit-Stadium entstanden sein, solange sie sich noch kompetenter als der umgebende Ultramafitit verhalten haben. Die alpinen amphibolitfaziellen Blackwalls überprägen die einzelnen Metarodingit-Boudins statisch von aussen nach innen, was eine synkinematische Boudinage bezüglich der jüngeren alpinen Deformationsphasen D_1 beziehungsweise D_2 ausschliesst.

Der dunitische bis harzburgitische Lagenbau (z.B. Mg 31, Fig. 3.2b) wurde am ehesten noch während dem Serpentin-Stadium, allenfalls prograd bei einsetzender Subduktion, boudiniert, solange sich die Olivin-reiche Lage als ganzes kompetenter als der umgebende, zumindest teilweise serpentinierte Peridotit verhielt. Aufgrund der rechteckigen Boudinform in Figur 3.2b und Figur 3.3 muss der Kompetenzkontrast relativ gross gewesen sein. Der inkompetentere Serpentin floss dabei in die Boudinhäse, wodurch auch die Schieferung S_{HP} hineingebogen worden ist. Fischmundstrukturen sind dabei nicht gebildet worden, da sich der Serpentin zu duktil verhalten hat.

3.4 Alpine Deformationsphasen D_1 bis D_4

Die oligozänen bis miozänen Deformationsphasen D_1 bis D_4 erfassen sowohl die basischen und ultrabasischen Linsen als auch die umliegenden Gneise der nördlichen Cima Lunga-Einheit. Sie überprägen die älteren prä- und frühalpiner Strukturen, insbesondere auch jene der eozänen Hochdruckphase. Demnach müssen Linsengesteine und Gneise prä- oder spätestens syn- D_1 zusammengebracht worden sein und weisen ab D_1 eine gemeinsame Deformationsgeschichte auf. Die Deformationsphasen D_1 bis D_4 lassen sich im übrigen auch in der überliegenden Tambo- (MARQUER, 1991; BAUDIN et al., 1993) sowie der unterliegenden Simano-Decke nachweisen (GROND et al., 1995; PFIFFNER et al., 1995; siehe Diskussion unter Kapitel 3.5).

Im folgenden werden diese Deformationsphasen und ihre Strukturelemente einzeln behandelt, wobei teilweise Beobachtungen und Daten aus GROND (1994), WAHL (1994) und NEUENSCHWANDER (1996) miteinbezogen sind.

3.4.1 Deformationsphase D_1 – Deckenbildung

Strukturen sowie Geometrie und Kinematik der ersten mesoalpiner Deformationsphase D_1 sind im untersuchten Gebiet nur an wenigen Stellen zu beobachten und lassen sich nicht auskartieren, da sie durch die nachfolgende Deformationsphase D_2 fast vollständig ausgelöscht wurden. Dies stimmt mit Beobachtungen aus früheren Arbeiten wie beispielsweise SIMPSON (1981, 1982), GRUJIC & MANCKTELOW (1996) oder HUBER & MARQUER (1996)

in benachbarten Regionen der Zentralalpen überein. Regional bildet D_1 grossräumige flachliegende Isoklinalfalten mit Kernen aus prätriadischem Basement (herzynische granitische Intrusiva und metamorphe Gesteine) umgeben von oftmals stark gestreckten metamorphen mesozoischen Sedimenten (Dolomitmarmore und Quarzite der Trias (BIANCONI, 1965), Bündnerschiefer des Jura und der Kreide). Diese erste Phase scheint daher mit der Entstehung des Deckenstapels und einer Wiederholung von Basement und Sedimentbedeckung einherzugehen (AYRTON & RAMSAY, 1974; MILNES, 1974a, 1974b; HUBER et al., 1980; BAUDIN et al., 1993; SCHREURS, 1993; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996 und andere). Die überkippten Schenkel dieser Deckenstrukturen sind manchmal durch diskrete Überschiebungshorizonte eliminiert worden (GRUJIC & MANCKTELOW, 1996).

Da Strukturen der ersten und zweiten Deformationsphasen in der nördlichen Cima Lunga-Einheit normalerweise subparallel zueinander verlaufen, kann die erste Deformationsphase D_1 sowohl in den (semi-)pelitischen Gneisen als auch in den Linsengesteinen besonders dort erkannt werden, wo sie von der jüngeren Phase D_2 überprägt wird. D_1 selbst überlagert ältere Strukturen wie den Lagenbau und die Hochdruckschieferung in den ultrabasischen Linsen (vgl. Fig. 3.15a) ebenso wie die Bänderung in den Gneisen. Sie entwickelt stark isoklinale Falten, eine achsenebenenparallele Schieferung S_1 , eine Lineation L_1 und eventuell Boudinstrukturen.

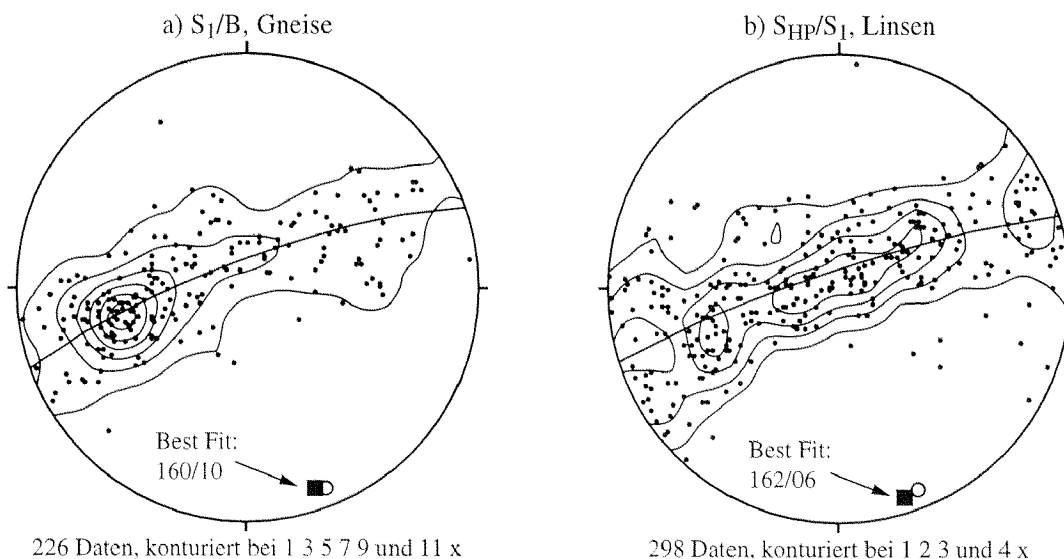
a) Schieferung S_1

Die Achsenebenenschieferung S_1 ist vor allem in den Gneisen und Schiefen und nur untergeordnet in den Peridotiten nachweisbar. In den Gneisen verläuft sie subparallel zur Bänderung und kann ausschliesslich im Scharnierbereich von Falten der zweiten Deformationsphase mit Sicherheit von der jüngeren Schieferung S_2 unterschieden werden. In Scharnieren grösserer D_2 -Falten kann die Schieferung S_2 sogar nur schwach ausgebildet oder ganz abwesend sein, und S_1 tritt als dominante planare Struktur auf (GRUJIC, 1992; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). In Schenkelbereichen von D_2 -Falten dagegen zeigen S_1 und S_2 gleiche Orientierung und sind nicht voneinander trennbar. Mikroskopisch ist S_1 zudem anhand ausgerichteter Einschlüsse in rotierten Granat-Porphyrklasten erkennbar, welche zugleich von S_2 umflossen werden (Abb. 3.8 in GROND, 1994; GROND et al., 1995).

In den basischen und ultrabasischen Linsen ist S_1 eher selten vorhanden und verläuft subparallel zur älteren Hochdruckschieferung. Aus den Messungen in Figur 3.10 ist weiter ersichtlich, dass sowohl S_1 als auch S_{HP} in den Peridotiten oft gleiche Orientierung wie S_1 in den Nebengesteinen aufweisen. Demnach scheint die Hochdruckschieferung S_{HP} syndeformativ während D_1 in eine zu S_1 parallele Lage einrotiert worden zu sein (vgl. dazu auch PARTZSCH et al., in prep.; PARTZSCH, 1996).

Die Schieferung S_1 zeichnet sich in den Gneisen und Schiefen durch syntektonisches Wachstum von Granat, Hellglimmer, Biotit, Disthen, Staurolith, Quarz, Plagioklas und z.T. Alkalifeldspat aus. In metabasischen Gesteinen kristallisieren Hornblende, Epidotminerale, Plagioklas und teilweise Granat, in den Peridotiten Chlorit, Amphibol, Talk, Magnesit und auch Olivin (vgl. Kapitel 5). Diese Paragenesen deuten auf Metamorphosebedingungen der mittleren Amphibolitfazies während der ersten Deformationsphase hin.

In Figur 3.10a sind die Polverteilungen der S_1 - und Bänderungsmessungen aus den Gneisen und in Figur 3.10b jene aus den basischen und ultrabasischen Linsen zusammen



Figur 3.10: Flächentreue stereographische Darstellungen a) der Schieferungs- und Bänderungspole der ersten Deformationsphase D_1 in den Gneisen bzw. b) der Pole der Hochdruckschieferung S_{HP} und von S_1 aus den basischen und ultrabasischen Linsen. Die Pole der Messungen streuen in beiden lithologischen Einheiten über denselben Bereich von 180° , was auf gleichzeitige Verformung durch die jüngere Phase D_2 hinweist. Die aus den Messdaten ermittelten theoretischen FA_2 (Pole der eingetragenen best-fit-Grosskreise, schwarze Quadrate) verlaufen parallel zur mittleren FA_2 von $158/08$ aus den Feldmessungen (offene Kreise, vgl. mit Fig. 3.23b).

mit der in letzteren dominierenden Hochdruckschieferung S_{HP} stereographisch dargestellt. Die Messungen verdeutlichen die Parallelität zwischen diesen planaren Strukturen in den Gneisen und den Peridotiten. Die scheinbare Konzentration von Schieferungspolen in Figur 3.10a ($\emptyset-S_1 = 76/45$) ist auf eine grössere Anzahl Einzelmessungen auf dem überkippten Schenkel einer D_2 -Grossfalte östlich und nordöstlich der Linse Mg 163 zurückzuführen und hat somit keine strukturgeologische Signifikanz.

In beiden lithologischen Einheiten streuen die Pole über einen Bereich von 180° , was auf eine spätere Verfallung durch die Deformationsphase D_2 zurückzuführen ist. Die Pole der eingetragenen Grosskreise ($160/10$ in Gneisen, Fig. 3.10a; $162/06$ in Basika und Ultrabasika, Fig. 3.10b), die sich aus den Schieferungsdaten konstruieren lassen, verlaufen in Linsen- und Nebengesteinen parallel zur durchschnittlichen Faltenachse FA_2 von $158/08$ (Fig. 3.23b), die sich aus direkten Feldmessungen ergibt. Aus diesem Grund müssen Linsen- und Nebengesteine gemeinsam von der Deformationsphase D_2 erfasst und schon vorher (während D_1 oder früher) zusammengebracht worden sein.

b) Lineation L_1

Die Lineation L_1 lässt sich in den basischen und ultrabasischen Linsen gar nicht und in den benachbarten Gneisen nur sehr selten eindeutig identifizieren, da sie meist parallel zur jüngeren Lineation L_2 verläuft oder mit dieser einen kleinen Winkel einschliesst. Figur 3.11 zeigt ein schönes Beispiel, wo die Lineation L_1 leicht schief zu L_2 orientiert ist und zudem von einer D_2 -Falte überprägt wird. Dabei sind die Faltenachse FA_2 und L_2 parallel zueinander. Andernorts muss die penetrative Lineation, welche die Gneise und Schiefer

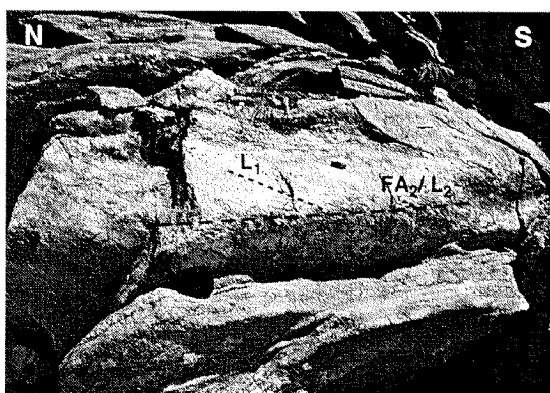
im ganzen Untersuchungsgebiet prägt, als Kombination aus L_1 und L_2 betrachtet werden. Die Orientierung von L_1 variiert zwischen NW–SE und NNE–SSW (GROND et al., 1995). L_1 verläuft mehr oder weniger parallel zu D_1 -Kleinfaltenachsen, die Beziehung zu D_1 -Grossfalten bleibt jedoch unklar. In Orthogneisen wie dem Verzascagneis der Simano-Decke, der einer grösseren homogenen Masse entspricht und von den jüngeren Deformationen weniger stark überprägt wird, oder den hellen Quarz-Feldspat-Gneisen der Cima Lunga können D_1 -Strukturelemente wie die Lineation L_1 besonders in Scherzonen etwas besser erhalten oder gar penetrativ ausgebildet sein (z.B. in Maggia-Decke: SIMPSON, 1981, 1982; RAMSAY & ALLISON, 1979). Ob es sich bei L_1 eher um ein Streckungs- oder Intersektionslinear handelt, kann allerdings nicht mit Gewissheit festgestellt werden.

Reliktisch erhaltene Scherkriterien wie als σ -Klasten ausgebildete Feldspat-Augen im Verzascagneis und in den Flasergneisen sowie wenige undeutliche Scherbändchen (Fig. 3.12) ergeben eine Bewegungsrichtung «Top nach NW bis N» während D_1 . Solche Scherkriterien lassen sich in der nördlichen Cima Lunga-Einheit nur äusserst selten finden. Ihre Interpretation wird durch die D_2 -Überprägung zusätzlich erschwert.

«Top nach NW bis N»-Bewegungsrichtung während der ersten Deformationsphase D_1 nach der Subduktion wird auch aus der mittleren Adula-Decke (PARTZSCH et al., in prep.; MEYRE & PUSCHNIG, 1993), aus der Tambo- und Suretta-Decke (MARQUER, 1991; BAUDIN et al., 1993; HUBER & MARQUER, 1996) sowie aus den Schamser Decken (SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1993) beschrieben (vgl. Kapitel 3.5.1).

c) Faltung und Faltenstil

Die erste Deformationsphase D_1 entwickelt, in Abhängigkeit der rheologischen Eigenschaften der Gesteine, geschlossene bis isoklinale Falten mit teilweise extremer Schichtverdickung in den Faltscharnieren im Vergleich zu den Faltschenkeln (Fig. 3.13). Nach der Klassifikation von RAMSAY & HUBER (1987, Kapitel 17, Fig. 17.3) handelt es sich hierbei um Falten der Klassen 2 beziehungsweise 3 («similar folds» mit parallelen bis



Figur 3.11: Von D_2 verfaltetes Minerallinear L_1 in einem hellen Glimmergneis. Die jüngere Lineation L_2 verläuft dabei parallel zum Faltscharnier bzw. zur FA_2 und schliesst mit L_1 einen kleinen Winkel von ca. 20° ein (nach GROND, 1994). Gneise nördlich der Linse Mg 163, Valle di Motta, Koord. 708°325/131°430.

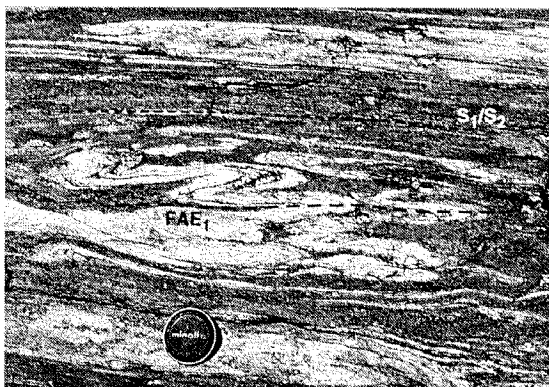


Figur 3.12: Reliktisch erhaltenes Scherbändchen in semipelitischem Gneis, einen Schersinn «Top nach NW bis N» während D_1 ergebend. Gneise östlich Ultramafit-Linse Mg 31, Koord. 708°370/131°920 (Durchmesser des Objektivdeckels: 5 cm).

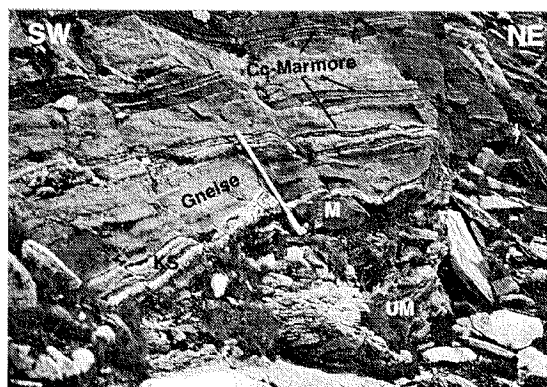
leicht divergenten «dip»-Isogonen). Analoge D_1 -Faltengeometrie tritt nach HUBER et al. (1980), GRUJIC (1992) und GRUJIC & MANCKTELOW (1996) auch in benachbarten Regionen der Zentralalpen auf (nördliche Maggia- und Lebendun-Decken).

D_1 -Falten treten in allen Lithologien der nördlichen Cima Lunga-Einheit nur lokal im dm- bis m-Bereich auf, grösserräumige Strukturen lassen sich nicht auskartieren. Oftmals finden sich nur noch isolierte D_1 -Faltenscharniere, während die zugehörigen Schenkel als Folge der starken Streckung durch D_1 und/oder D_2 extrem ausgedünnt und zerrissen worden sind (Bildung von sog. «intrafolial folds»). Die FA_1 verläuft durchschnittlich in N-S-Richtung, etwa parallel zu L_1 , kann aber grösseren Variationen unterworfen sein. Die FAE_1 ist zum Teil leicht divergent gefächert und subparallel zu S_1 orientiert. Schichtverdoppelungen auf engstem Raum, wie sie beispielsweise im Val d'Ambra (Fig. 3.14) oder randlich zur Ultramafititlinse Mg 163 (Tafel 2, Profil A-A') vorkommen, könnten unter Umständen auf D_1 -Faltung, eventuell zusammen mit der jüngeren Phase D_2 , zurückgehen. Ansonsten kann es in den Paragneisen und den ultramafischen Linsen schwierig sein, prä- D_2 -Falten zu interpretieren, da oft nicht festzustellen ist, ob diese präalpin, frühalpin (syn-Hochdruckphase) oder alpin entstanden sind (GRUJIC & MANCKTELOW, 1996).

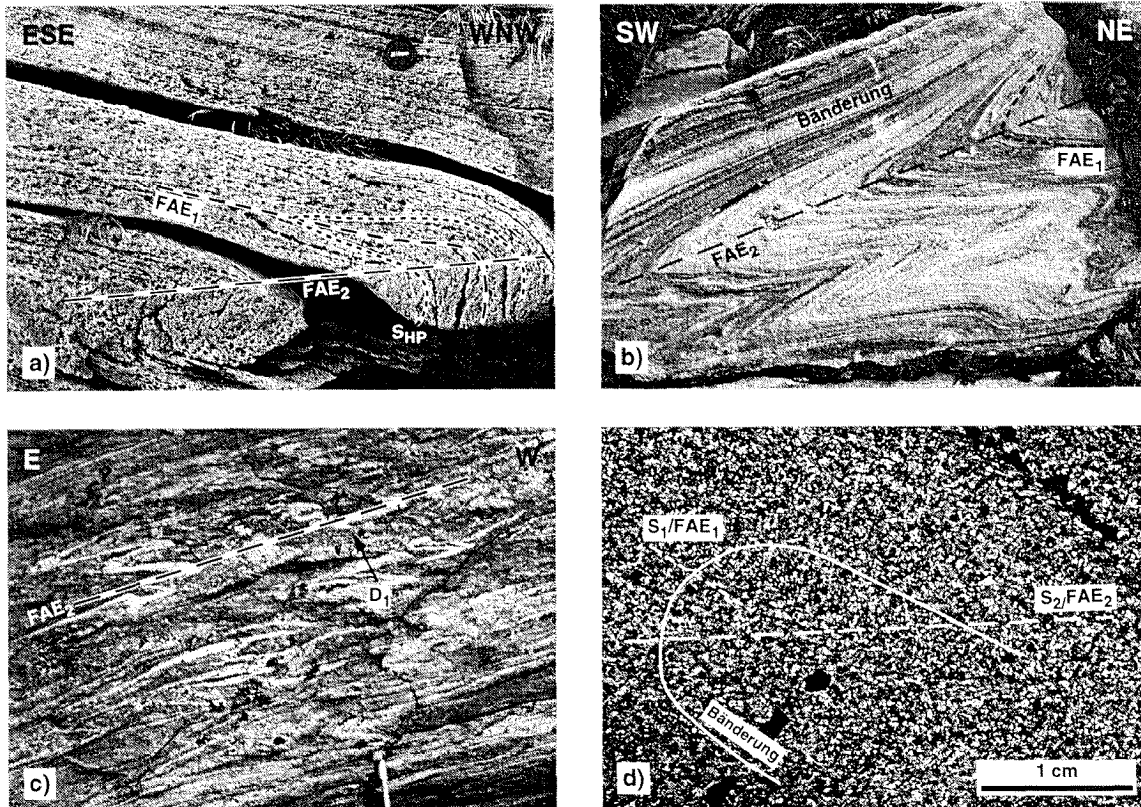
Am deutlichsten lassen sich D_1 -Falten überall dort erkennen, wo sie von der jüngeren Phase D_2 überprägt sind. Wie Figur 3.15 zeigt, entwickeln sich dabei sowohl in den basischen und ultrabasischen Linsen als auch in den Nebengesteinen Falteninterferenzmuster des Typs 3 (nach RAMSAY & HUBER, 1987). Die Phasen D_1 und D_2 sind somit in etwa koaxial und die Faltenachsebenen FAE_1 und FAE_2 haben ursprünglich einen grossen Winkel eingeschlossen oder standen fast senkrecht zueinander (GROND, 1994; GROND et al., 1995). In Figur 3.15a überprägt D_1 die ältere Hochdruckschieferung S_{HP} im Chlorit-Peridotit Mg 32 und wird ihrerseits von D_2 verfaltet. Figur 3.15b zeigt ein ähnliches D_1 - D_2 -Interferenzmuster aus einem gebänderten Calcitmarmor im Val d'Ambra. Allen-



Figur 3.13: Geschlossene bis isoklinale Falten der ersten Phase D_1 in einem gebänderten pelitischen Schiefer. Sie zeigen stellenweise eine deutliche Verdickung der hellen Qz - Fsp -reichen Bänder im Faltencharnier («similar folds»), eine für D_1 typische Faltengeometrie. Die Schieferung (S_1/S_2) scheint nicht verfaltet zu sein, sondern verläuft achsenebenenparallel. Fallblock im Val d'Efra. Durchmesser des Objektivdeckels: 5 cm.



Figur 3.14: Wechsellagerung zwischen pelitischen Gneisen und Glimmerschiefern, dünnen Calcitmarmor- und Kalksilikatbändern (KS) und ultramafischen Linsen (UM) auf kleinem Raum im Val d'Ambra. Eine derartige Schichtverdoppelung kann eventuell auf einen D_1 -Faltungseffekt zurückgeführt werden. Man beachte auch das isolierte Metarodinitboudin (M) nahe der Obergrenze der Ultramafititlinse. Koord. 708°720/131°660. Länge des Hammers: 60 cm.



Figur 3.15: Beispiele von Faltenüberprägungen zwischen den Deformationsphasen D_1 und D_2 aus verschiedenen Lithologien der nördlichen Cima Lunga-Einheit. Die Interferenzgeometrie entspricht vorwiegend dem Typ 3 (koaxiale Überprägung): a) Verfaltete Hochdruckschieferung S_{HP} in ultramafischer Linse Mg 32, Koord. 708°550/131°880 (Durchmesser des Objektivdeckels: 5 cm). b) Überprägte Bänderung in Calcitmarmor, Val d'Ambra, Koord. 708°800/131°620 (Bleistiftlänge: 14 cm). c) Interferenzgeometrie in stark deformiertem Bändergneiss, Valle di Motta, Koord. 708°050/130°850 (sichtbarer Teil des Hammers: ca. 30 cm). d) DS-Foto einer von D_2 überlagerten D_1 -Falte in einem Zweiglimmergneiss. Die Schieferung S_2 , erkennbar an der Orientierung der Glimmer, liegt deutlich diskordant zur D_1 -Falte und zur Schieferung S_1 . DS II.13 (GROND, 1994), Koord. 708°060/130°920.

falls handelt es sich hier auch um eine Interferenzgeometrie, die zwischen den Typen 3 und 2 anzusiedeln ist, wobei Typ 3 dominiert. In Figur 3.15c schliesslich ist dieselbe Überprägungsgeometrie anhand verfalteter heller Quarz-Feldspat-Lagen in den Nebengesteinen dargestellt. D_1 ist dabei an falschen Vergenzen zur ausgeprägten D_2 -Fältelung im Streifengneiss erkennbar. In D_2 -Faltenscharnieren verläuft die Schieferung S_2 sowohl diskordant zur Bänderung und zur Schieferung S_1 als auch quer zu den überprägten D_1 -Falten (Fig. 3.15d).

Da die basischen und ultrabasischen Linsen und die umliegenden Gneise und Schiefer sowohl dieselben D_1 - D_2 -Interferenzmuster (Fig. 3.15) als auch gleiche S_1 -Orientierungen (Fig. 3.10) aufweisen, kann angenommen werden, dass die Deformationsphase D_1 in beiden lithologischen Einheiten gleich gerichtet und somit identisch war. Der direkte Beweis einer D_1 -Verfaltung der Ultrabasika mit den umgebenden Gneisen konnte im Feld nicht erbracht und nur aufgrund der Schichtverdoppelungen vermutet werden (Fig. 3.14).

Überprägungen des Typs 3 zwischen den ersten beiden meso- bis neopalpinen Deformationsphasen sind in den Zentralalpen schon verschiedentlich beschrieben worden

(HUBER et al., 1980; GRUJIC, 1992; GROND et al., 1995; PFIFFNER et al., 1995; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). Nach GRUJIC (1992) und GRUJIC & MANCKTELOW (1996) treten Typ-3-Interferenzmuster – neben schiefen Typ-2-Geometrien – besonders im westlichen Teil der Maggia-Decke (Cristallina-Gebiet) auf, während Typ-2-Interferenzen im östlichen Teil (Campolungo-Region) dominieren. Dass südlich davon in der Region um die Cima di Gagnone wiederum Überprägungen des Typs 3 vorherrschen, lässt sich eventuell mit einer Rotation der D_1 -Strukturen infolge der starken NW–SE-Streckung während D_2 in eine zu D_2 -Falten parallele Lage erklären.

d) Boudinage

Boudinage stellt ein in der nördlichen Cima Lunga-Einheit weit verbreitetes Phänomen dar, was auf starke syndeformative Streckung hinweist. Beispielsweise treten basische und ultrabasische Gesteine meist als isolierte, teilweise perlschnurartig aufgereichte Linsen oder Boudins in den Glimmerschiefern auf (vgl. Fig. 2.1; GROND et al., 1995). Oder amphibolitische und Quarz-Feldspat-reiche Lagen sind gegenüber den Glimmerschiefern zerrissen und manchmal sogar die Hauptschieferung selber eingeschnürt worden. Da jedoch die Lineationen L_1 und L_2 mehr oder weniger parallel zueinander verlaufen, kann auch die Boudinage nicht mit Sicherheit einer der beiden Deformationsphasen D_1 oder D_2 zugeschrieben werden. Boudinage während D_1 erscheint sehr wahrscheinlich, der Einfluss der zweiten Phase dürfte jedoch ebenfalls beträchtlich sein, da D_2 die im Untersuchungsgebiet wie auch im Lepontin dominierende Deformationsphase repräsentiert (z.B. AYRTON & RAMSAY, 1974; MEYRE & PUSCHNIG, 1993; GROND et al., 1995; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). Aus diesem Grund erfolgt eine eingehende Behandlung der Boudinage nur in einem einzigen Kapitel, in Zusammenhang mit der zweiten Deformationsphase D_2 (Kapitel 3.4.2d). Eine detaillierte Abhandlung findet sich weiter bei GROND (1994: Kapitel 3.6).

e) Zusammenfassung

Die erste alpine Deformationsphase D_1 kann sowohl in den basischen und ultrabasischen Linsen als auch in den umgebenden Gneisen und Schiefern der nördlichen Cima Lunga-Einheit festgestellt werden. Sie überprägt einerseits Strukturen der eoazänen (BECKER, 1993) Hochdruckphase in den Linsengesteinen sowie präalpine Strukturen in den Gneisen, und wird andererseits selbst von der jüngeren alpinen Phase D_2 deformiert und oftmals fast ganz ausgelöscht. D_1 äussert sich in der Ausbildung von unzusammenhängenden, nicht kartierbaren Isoklinalfalten im dm- bis m-Bereich («intrafolial folds»), einer Achsenebenenschieferung S_1 mit einer Streckungs- und/oder Intersektionslineation L_1 auf den Schieferungsflächen, und Boudinage. Die verschiedenen Strukturelemente weisen in allen Lithologien mehr oder weniger konstante Orientierungen auf, was auf gemeinsame Verformung aller Gesteine hindeutet. Selten erhaltene Scherindikatoren ergeben während D_1 einen Bewegungssinn «Top nach N bis NW», welcher allerdings nur schlecht belegt ist.

Die Deformationsphase D_1 findet unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen (600 °C, 6–10 kbar; vgl. Kapitel 5 und GROND et al., 1995) statt und wird der Deckenbildung in den Zentralalpen zugeschrieben (vgl. auch GROND, 1994; WAHL, 1994; NEUENSCHWANDER, 1996).

3.4.2 Deformationsphase D_2 – erste Verfallung des Deckenstapels

Wie in weiten Teilen der Zentralalpen stellt die zweite Deformationsphase D_2 in allen Lithologien der nördlichen Cima Lunga-Einheit und der oberen Simano-Decke die Hauptverformungsphase dar [vgl. z.B. AYRTON & RAMSAY, 1974 (ganzer Zentralalpenraum); GROND et al., 1995, PFIFFNER et al., 1995 (Cima Lunga-Einheit); LÖW, 1987, MEYRE & PUSCHNIG, 1993 (Adula-Decke); BAUDIN et al., 1993, HUBER & MARQUER, 1996 (Tambo- und Suretta-Decken); SIMPSON, 1982, GRUJIC, 1992, GRUJIC & MANCKTELOW, 1996 (Maggia- und Antigorio-Decken)]. Besonders in den (semi-)pelitischen Gneisen und Schiefen, untergeordnet jedoch auch in den basischen und ultrabasischen Linsen, wurden ältere Strukturen durch D_2 fast vollständig überprägt, während jüngere weitgehend schwach ausgebildet sind. Daher sind D_2 -Strukturen relativ gut erhalten und können regional auskartiert werden (vgl. Strukturkarte bei GROND, 1994; WAHL, 1994). D_2 wirkt sich auf den bereits bestehenden Deckenbau aus und entwickelt grossräumige, flachliegende Isoklinalfalten («main Alpine folding» oder «main post-nappe folding» nach MILNES, 1974a/b).

D_2 prägt massgeblich die Morphologie des untersuchten Gebietes, bestehend aus sich abwechselnden Terrassen und steilen Felsabbrüchen (Fig. 3.16). Dabei entsprechen die Terrassen in der Regel Schenkelbereichen und die Steilzonen jeweils Scharnierbereichen von flachliegenden Grossfalten mit Amplituden im 100 m- bis km-Bereich. Neben isoklinalen Falten entwickelt die zweite Deformationsphase eine Achsenebenenschieferung S_2 , die zugleich Hauptschieferung ist, eine ausgeprägte penetrative Streckungs- und Intersektionslineation L_2 , welche parallel zur Faltenachse von Kleinfalten verläuft, sowie starke Boudinage.

a) Schieferung S_2 – Hauptschieferung

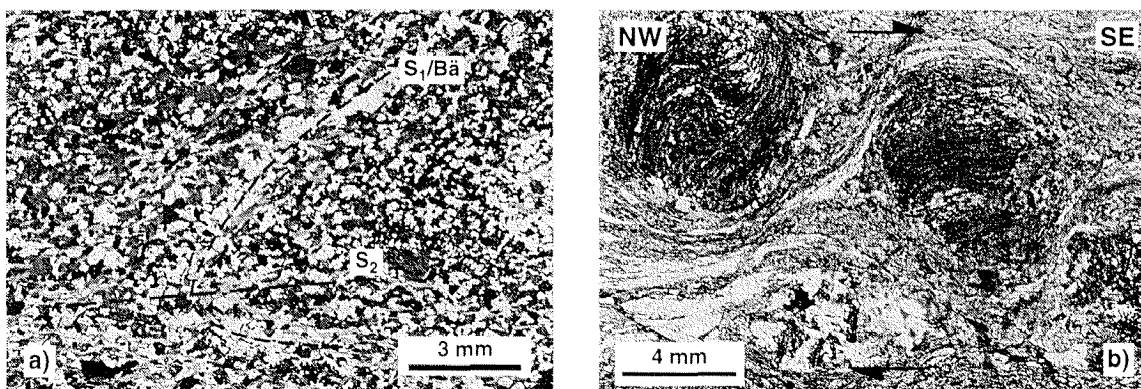
In den Gneisen und Schiefen der nördlichen Cima Lunga-Einheit entspricht die Schieferung S_2 – wie auch in den angrenzenden Regionen der Zentralalpen – dem dominierenden planaren Gefüge und wurde in früheren Arbeiten, oft zusammen mit der älteren Schieferung S_1 , als «alpine Hauptschieferung» bezeichnet (z.B. WENK, 1943, 1955; HEINRICH, 1978; STÄUBLE, 1978; SCHLÄPFER, 1979). In den basischen und ultrabasischen Linsen dagegen kommt S_2 vorwiegend auf die Randbereiche und diskrete Zonen in Falten-scharnieren beschränkt vor, wo sich stellenweise eine Chlorit-Krenulationsschieferung entwickelt. In Kernzonen der Linsen hingegen dominieren meist ältere Strukturen wie die Hochdruckschieferung. Dies dürfte einerseits damit zusammenhängen, dass sich die peridotitischen Gesteine extrem kompetent verhalten haben und nur schwer überprägen liessen. Andererseits könnte die alpin zugeführte Fluidmenge nicht ausreichend gewesen sein, um insbesondere grössere Peridotitlinsen vollständig rekristallisieren zu können. Eine starke Rekristallisation hätte einerseits die älteren Strukturen überprägt und andererseits die Kompetenz der Peridotite hin zu grösserer Duktilität verändert.

S_2 ist Achsenebenenschieferung zu D_2 -Falten (Fig. 3.17a) und verläuft in Falten-schenkeln der zweiten Deformationsphase meist parallel zur älteren Schieferung S_1 und zur Bänderung. Dort muss die resultierende Schieferung demnach als eine Kombination von S_1 und S_2 betrachtet werden. In D_2 -Scharnieren dagegen stehen S_1 und S_2 diskordant zueinander (Fig. 3.15d), wobei S_2 nur schwach ausgebildet oder gänzlich abwesend und S_1 dominierend sein kann.



Figur 3.16: Markante, durch D_2 geprägte Morphologie des Geländes um die Cima di Gagnone, am Beispiel des Valle di Motta. Die flachen Terrassen entsprechen Schonkelbereichen, die steilen Felsabbrüche Scharnieren von grossräumigen, liegenden D_2 -Falten. Panorama vom P. Scaiee Richtung SE, im Hintergrund der P. di Vogorno.

Die Schieferung S_2 ist in den Gneisen und Schiefen durch syndeformatives Wachstum und die Ausrichtung von plattigen und stengeligen Mineralen wie Biotit, Hellglimmer, Disthen, Staurolith und gelegentlich Epidotminerale sowie durch Elongation von Quarz und Feldspäten geprägt. Stellenweise findet sich zudem in der Hauptschieferung verteilter Turmalin, Granat, Rutil und Ilmenit oder Hämatit, welche prä- bis syn- D_2 gewachsen sind. In Amphiboliten kristallisieren vorwiegend Plagioklas, Hornblende und teilweise Biotit (Fig. 3.17a), in Ultramafititen besonders Amphibol, Talk, Magnesit und Chlorit (weitere Details in Kapitel 5). Besonders in den Granat-Knotenschiefern kommen ferner



Figur 3.17: a) DS-Aufnahme einer D_2 -Falte in Bi-Amphibolit. Die Schieferung S_2 , gebildet durch die Ausrichtung von Biotit, ist Achsenebenenschieferung. DS DG 27. b) Syn- D_2 gewachsene Granate mit rotierten Interngefügen im Granat-Knotenschiefer. Die Schieferung S_2 umfließt die Klasten, wobei sie teilweise leicht diskordant zum internen Gefüge verläuft. Der resultierende Schersinn ist dextral, «Top nach SE». DS HO 32 (GROND, 1994).

syntektonische Granate mit rotierten Interngefügen vor (Fig. 3.17b; GROND, 1994; GROND et al., 1995). Dabei umfließt die Hauptschieferung S_2 die Granatklasten, interne und externe Schieferung verlaufen oft leicht diskordant zueinander, was auf eine Weiterrotation nach abgeschlossenem Granatwachstum hinweist.

Die zweite Deformationsphase D_2 zeichnet sich somit durch mehr oder weniger dieselben Mineralparagenesen wie D_1 aus, was auf kaum veränderte Metamorphosebedingungen zwischen diesen beiden Ereignissen schliessen lässt.

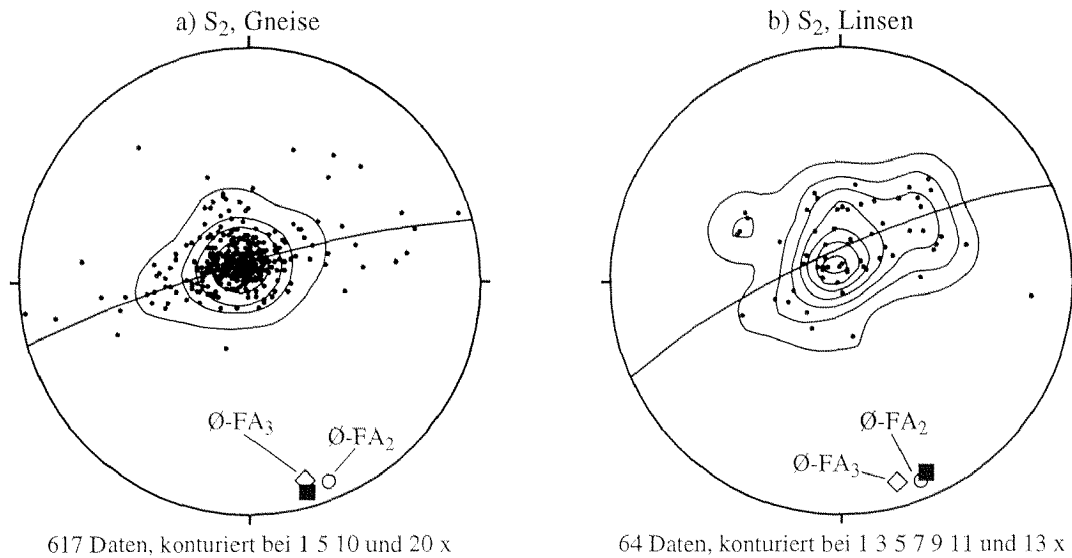
Im Verzascagneis der unterliegenden Simano-Decke tritt die Schieferung S_2 etwas weniger ausgeprägt auf, ist jedoch gleich orientiert wie im Cima Lunga-Lappen. Zur Deckengrenze hin kann eine schwache Zunahme der Schieferungsintensität festgestellt werden. Eine Diskordanz zwischen den Strukturen in den beiden tektonischen Einheiten oder ein diskreter Mylonithorizont, wie er an der Basis der nördlichen und mittleren Adula-Decke abgeschlossen ist (PARTZSCH, 1996; PARTZSCH et al., in prep.), kann jedoch nicht beobachtet werden. Der genaue Verlauf der Deckengrenze zwischen Simano-Decke und Cima Lunga-Einheit ist nach wie vor umstritten und wird in Kapitel 3.5.2 diskutiert.

Aus den stereographischen Darstellungen der Schieferungspole in Figur 3.18 ist ersichtlich, dass S_2 in den basischen und ultrabasischen Linsen dieselbe Orientierung wie in den umliegenden Gneisen aufweist. Durchschnittlich fällt sie mit etwa 5° nach SE bis SSE ein (Maxima bei 158/05 in den Gneisen, Fig. 3.18a, und bei 169/05 in Linsengesteinen, Fig. 3.18b). Besonders in den Gneisen sind die S_2 -Pole extrem konzentriert, was auf die ausserordentliche Konstanz der Schieferung im ganzen Gebiet zurückzuführen ist. Die schwache Streuung der Messungen kann entweder mit einer Fächerung von S_2 oder mit einer Überprägung durch D_3 erklärt werden. Die Pole der eingezeichneten Grosskreise (Gneise: 164/07, Linsen: 156/11) können demnach einer mittleren Faltenachsenrichtung FA_2 oder FA_3 entsprechen und stimmen mit gemessenen Durchschnittswerten überein. Ein Vergleich von Figur 3.18 mit Figur 3.10 verdeutlicht weiter die Parallelität zwischen S_2 und S_1 in D_2 -Faltenschenkeln. Die Überprägung durch D_3 lässt sich besonders lokal an den Linsen Mg 31 und Mg 32 beobachten (siehe Kapitel 3.4.3).

b) Lineation L_2 und Bestimmung des Schersinnes

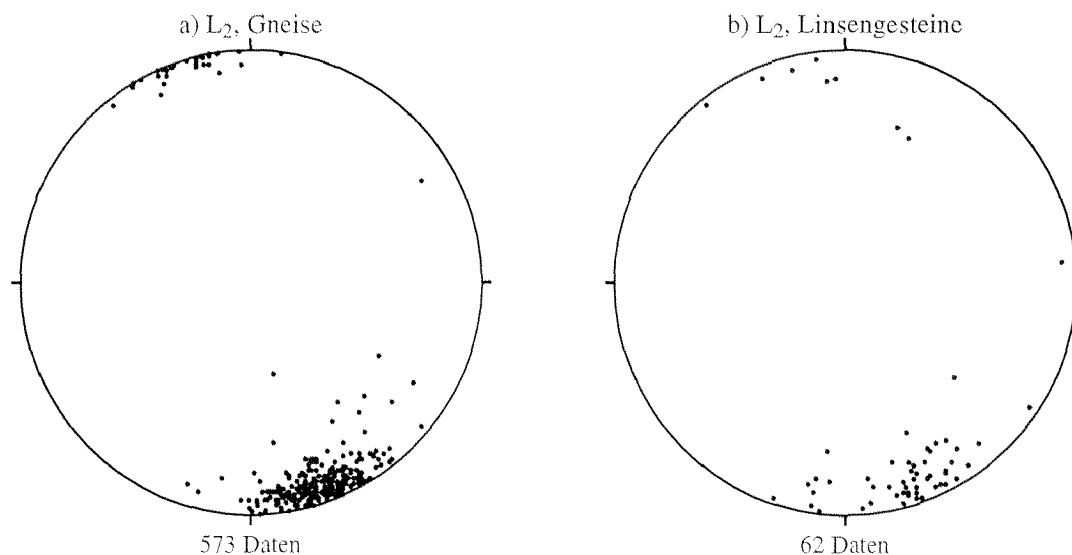
Auf den Schieferungsflächen der zweiten Deformationsphase lässt sich sowohl in der Cima Lunga als auch in der Simano-Decke eine mässige bis stark ausgeprägte Minerallineation L_2 beobachten. In den Gneisen und darin eingelagerten Amphiboliten handelt es sich um eine penetrative Streckungslineation, hervorgerufen durch die Elongation von Quarz und Feldspäten und die Ausrichtung stengeliger Minerale wie Disthen, Staurolith und Amphibol. Besonders in Bänder- und Augengneisen (z.B. Verzascagneis) äussert sich diese Streckung anhand der Feldspat-Augen und -aggregate, die in L_2 -Richtung stark gelängt sind und in Schnitten senkrecht zu L_2 rundliche Querschnitte aufweisen. In den mafischen und ultramafischen Linsen dagegen kommt L_2 nur untergeordnet und meist auf die randlichen Zonen beschränkt vor. Vornehmlich in Scharnierbereichen von D_2 -Falten ist L_2 weiter von einer gleich orientierten Intersektionslineation zwischen S_{HP} , S_1 , der Bänderung und S_2 begleitet.

Die Lineation L_2 fällt sowohl in den Linsen als auch in den Nebengesteinen durchschnittlich flach nach SE bis SSE ein (Fig. 3.19: \emptyset - L_2 = 159/06 in Gneisen, \emptyset - L_2 = 158/08



Figur 3.18: Schieferungsmessungen (Pole) der zweiten Deformationsphase: a) aus den Gneisen und b) aus den Linsengesteinen. Die Daten weisen in beiden Fällen gleiche Orientierungen auf und streuen nur unwesentlich. Eine allfällige Fächerung oder eine Verfaltung von S_2 durch D_3 lässt sich vor allem in den Linsen vermuten; die Pole der gemittelten Grosskreise (schwarze Quadrate; Gneise: 164/07, Linsen: 156/11) können demnach einer mittleren Faltenachse FA_2 oder FA_3 entsprechen. Tatsächlich verlaufen die durchschnittlichen Werte von FA_2 - (158/08, Fig. 3.23b) und FA_3 -Messungen (164/12, Fig. 3.29) parallel dazu.

in basischen und ultrabasischen Linsen) und verläuft parallel zur Faltenachse FA_2 (vgl. mit Fig. 3.23). Die schwache Streuung einiger Daten in Figur 3.19 könnte auf eine leichte Wellung der Hauptschieferung und der darin liegenden Lineation infolge Boudinage zurückgeführt werden. Eine spätere Überprägung ist nicht festzustellen.



Figur 3.19: Stereogramme mit eingetragenen Lineationsdaten. Die L_2 -Messungen aus den Gneisen (a) verlaufen parallel zu jenen aus den eingebetteten basischen und ultrabasischen Linsen (b). Die durchschnittlichen Werte liegen bei 159/06 (Gneise) und bei 158/08 (Linsen).

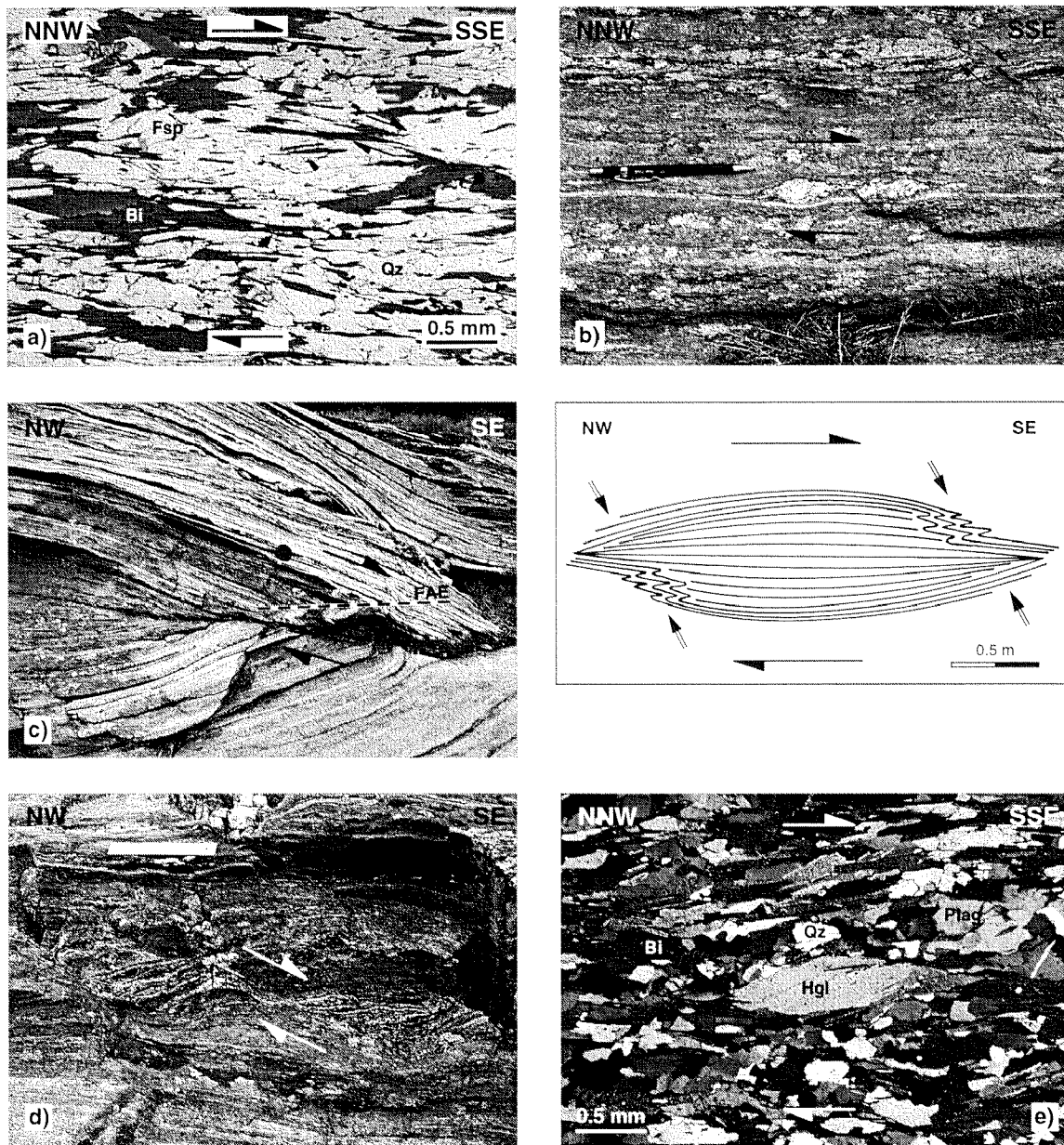
Die Parallelität zwischen Lineation und Faltenachse der zweiten Deformationsphase wird in den Zentralalpen häufig beschrieben (MILNES, 1974a; HUBER et al., 1980; SIMPSON, 1981, 1982; BAUDIN et al., 1993; GROND et al., 1995; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). Üblicherweise wird dies mit einer syndeformativen Rotation der Falten infolge starker Streckung in die Lineationsrichtung hinein erklärt, wobei es zur Bildung von sogenannten Scheidefalten («sheath folds», Fig. 3.22b; siehe z.B. COBBOLD & QUINQUIS, 1980) kommen kann. Diese sind im Lepontin jedoch nur selten zu beobachten (MANCKTELOW, 1994). Nach Experimenten von GRUJIC & MANCKTELOW (1995) können sich Falten mit Achsen parallel zur Streckungsrichtung aber auch direkt entwickeln, wenn einerseits der Kompetenzkontrast zwischen einer kompetenten Lage (z.B. Peridotite) und der umgebenden Matrix (z.B. Gneise) gross ist, und andererseits die inkompetente Matrix die kompetente Lage umfliessen kann (d.h. die kompetente Lage muss boudiniert werden: Peridotit-Linsen).

Verschiedene makro- und mikroskopisch erkennbare Scherindikatoren ergeben einen einheitlichen, über das ganze Untersuchungsgebiet hinweg konstant bleibenden Schersinn «Top nach SE bis SSE» (siehe auch GROND et al., 1995; GROND, 1994; WAHL, 1994). Einige davon sind in Figur 3.20 abgebildet. Dazu gehören Scherbändchen (Fig. 3.20a), als σ - oder vereinzelt δ -Klasten entwickelte Quarz- und Feldspat-Augen und -flaser (Fig. 3.20b), rotierte Granatkörner (Fig. 3.17b), asymmetrische Schieferungsboudinagen (Fig. 3.20c), versetzte Amphibolitboudins (Fig. 3.20d), Hellglimmerfischchen (Fig. 3.20e) und selten auch eine bevorzugte Orientierung von Quarz-c-Achsen. Da die amphibolitfazielle Metamorphose und die damit einhergehende Rekristallisation die zweite Deformationsphase D_2 überdauern (z.B. AYRTON & RAMSAY, 1974; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996), sind manche dieser Scherindikatoren nachträglich verwischt worden. So lassen sich beispielsweise Scherbänder makroskopisch kaum mehr und mikroskopisch oft nur noch andeutungsweise auffinden (Fig. 3.20a), oder die Quarz-c-Achsengefüge sind meist ausgetempert worden. Durch Scherung verursachte Kompression an Boudinhälsen kann zu lokaler Faltenbildung mit Faltenachsen senkrecht zur Scherrichtung führen (E-W-Faltenachse, Fig. 3.20c). Der regional auch über grossräumige D_2 -Falten hinweg konstant bleibende Schersinn «Top nach SSE» belegt eine starke, syndeformative Streckung während der zweiten Deformationsphase.

Betrachtet man die Orientierungen der dominierenden linearen Struktur – vorwiegend zur zweiten Deformationsphase gehörig – über den gesamten Zentralalpenraum, so fällt auf, dass sie einer kontinuierlichen Richtungsänderung von SW–NE im Norden (Basodino-Cristallina-Region) über E–W (Campolungo) nach NNW–SSE (Val Verzasca, Leventina) im Süden unterliegt (vgl. Tafel I in WENK, 1955; MERLE et al., 1989; genauere Diskussion in Kapitel 3.5.1).

c) *Faltung und Faltengeometrie*

Falten der zweiten Deformationsphase sind in der Regel flachliegend und eng bis isoklinal, meist mit schmalen, runden Faltenscharnieren. Die Faltenschenkel schliessen einen Winkel zwischen 5° und 30° ein, welcher in den Gneisen meist kleiner als in den basischen und ultrabasischen Linsen ausfällt. Durch D_2 verfaltete Lagen weisen eine relative Schichtverdickung in den Scharnieren auf (Fig. 3.21) – allerdings weniger markant als in Scharnieren der ersten Deformationsphase D_1 . Aus Figur 3.21 ist weiter ersichtlich, dass die Krümmung im Kern einer verfalteten kompetenten Lage deutlich grösser als auf der Aussen-



Figur 3.20: Verschiedene Scherindikatoren ergeben jeweils deutlich den Schersinn «Top nach SE bis SSE» in L_2 -Richtung:

a) Mikroskopische Scherbändchen in Zweiglimmerschiefer, DS 163b.3;

b) als σ -Klasten ausgebildete Quarz-Feldspat-Augen und -Knoten zusammen mit einem makroskopischen Scherband oberhalb Linse Mg 163, Koord. 708°350/131°150 (Bleistiftlänge: 14 cm);

c) asymmetrische Schieferungsboudinagen mit Scherfaltenbildung in Boudinhälsen, FA senkrecht zu L_2 ; Bändergneise im Valle di Motta, Koord. 708°075/131°050 (Durchmesser des Objektivdeckels: 5 cm). Die Skizze daneben veranschaulicht die Entstehung solcher «Boudinfalten»: bei asymmetrischer Scherung und damit einhergehender Schieferungsboudinagen können sich infolge lokaler Kompression kleine Falten entwickeln;

d) entlang eines Scherbandes versetzte Amphibolitboudins, Val Mött, Koord. 708°330/131°400 (Länge des Massstabes: 20 cm);

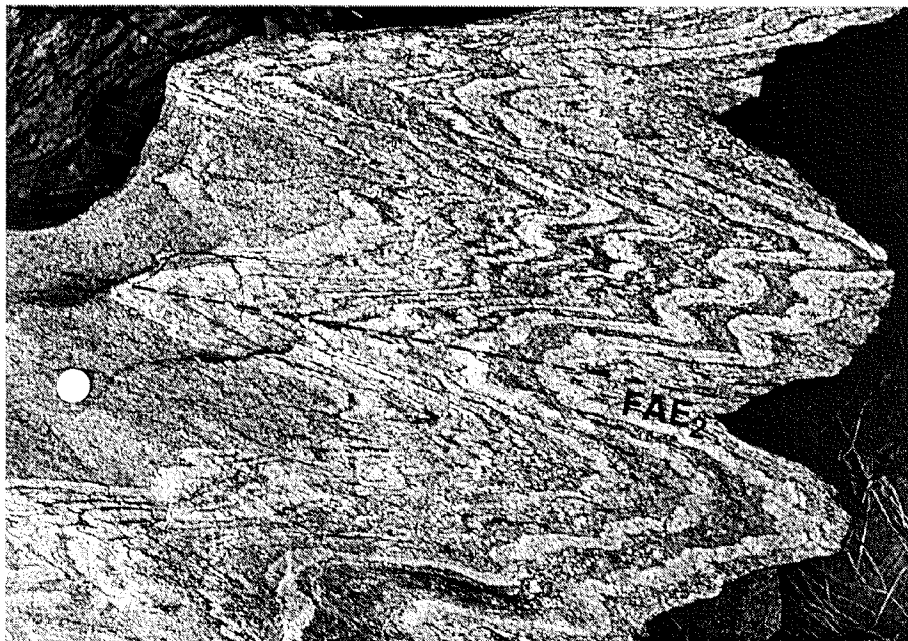
e) Hellglimmerfischchen in einem Zweiglimmergneis, DS 163b.3.

seite ist, woraus in Multilayern eine alternierende konvergente und divergente Fächerung der «dip-Isogonen» und der Achsenebenenschieferung S_2 resultiert (HUBER et al., 1980). Kompetente Lagen zeichnen sich dabei durch konvergente und inkompetente Bänder durch

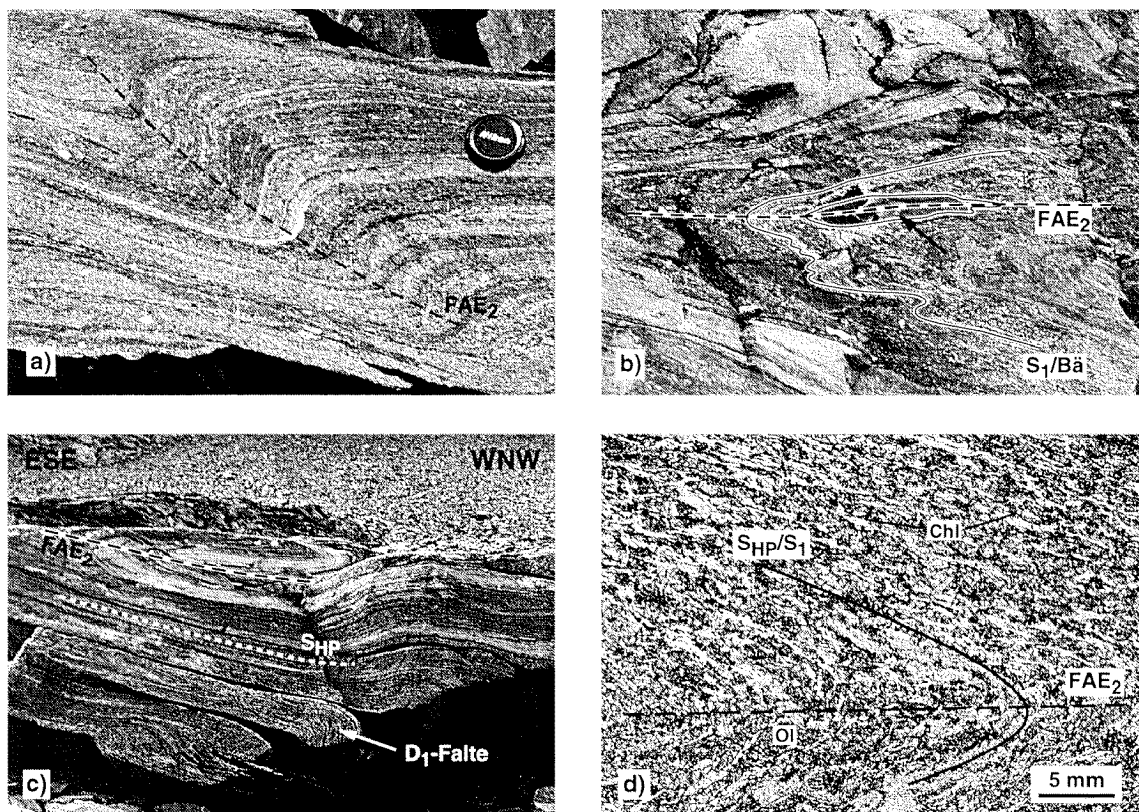
divergente S_2 -Fächer aus. Stellenweise entwickeln sich sogenannte «cusate-lobate»-Strukturen (Fig. 3.21; RAMSAY, 1967), was auf beträchtliche Kompression und Schichtverdickung hindeutet. Im Klassifikationsschema von RAMSAY & HUBER (1987) entsprechen die Falten der zweiten Deformationsphase den Klassen 1C bis 2 (leicht offene Falten bis «similar folds»; GROND et al., 1995).

In der Region um die Cima di Gagnone treten D_2 -Falten in allen Grössenordnungen vom cm- bis zum km-Bereich auf. D_2 -Kleinfalten sind in allen Lithologien mehr oder weniger einheitlich orientiert. Die Gneise und Schiefer zeigen oft relativ schöne zylindrische und bei gut entwickelter Bänderung auch harmonische bis polyharmonische Faltenformen (Fig. 3.21). Daneben kommen stark disharmonische Falten vor (Fig. 3.22a), welche sich lateral schnell auflösen, indem sie zusehends offener werden. Ausserdem lassen sich besonders Scharniere von D_2 -Kleinfalten teilweise über nur kurze Distanzen verfolgen, da die Falten fortlaufend isoklinaler werden, bis die Faltenumbiegung schliesslich in der eigenen Achsenebenenschieferung nicht mehr erkennbar ist (MILNES, 1974a). Selten finden sich weiter infolge ausgeprägter Scherung und damit einhergehender Rotation der Faltenachse hervorgebrachte Zungen- oder Scheidefalten («sheath-folds», Fig. 3.22b; COBBOLD & QUINQUIS, 1980; MANCKTELOW, 1994).

In den mafischen und ultramafischen Linsen entwickelt die zweite Deformationsphase neben isoklinalen (Fig. 3.22c) vermehrt auch offenere Falten, da sich diese Gesteine kompetenter als die umliegenden Gneise verhalten haben. Solche offenere Falten weisen teilweise gar chevronartige Faltengeometrien auf. Gemäss Figur 3.22c überprägt D_2 im Peridotit sowohl den teilweise boudinierten Lagenbau und die Hochdruckschieferung S_{HP} als auch eine Falte der ersten Phase D_1 , wobei die Typ 3-Interferenzgeometrie zwischen



Figur 3.21: Harmonische bis polyharmonische, geschlossene D_2 -Falten in gebändertem Gneis. Die typische Faltengeometrie mit leichter Sichtverdickung in den Faltenscharnieren und stellenweise vorkommenden «cusate-lobate»-Strukturen ist deutlich erkennbar. Gneisblock aus der Schutthalde nordöstlich der Cima di Gagnone.

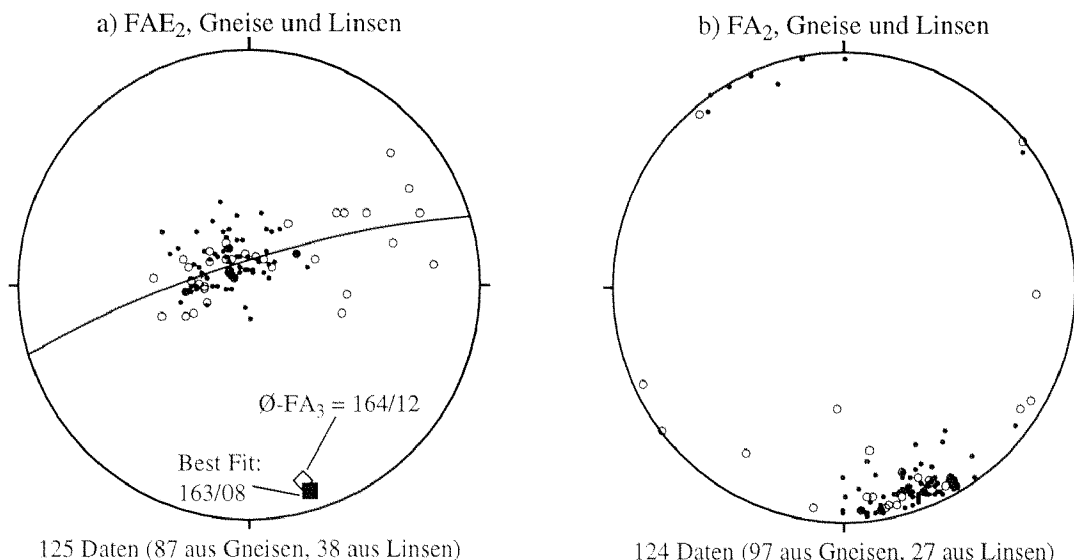


Figur 3.22: Verschiedene D_2 -Faltengeometrien in Gneisen und Peridotiten (Durchmesser des Objektivdeckels: 5 cm):

- a) Disharmonische parasitäre D_2 -Kleinfalte im Streifengneis. Die Falte wird nach aussen zusehends offener und verschwindet schliesslich ganz. Fallblock im Schutt unterhalb Linse Mg 31, Gagnonekessel.
- b) Geschlossene D_2 -Falte in leicht flaserigem Streifengneis mit lokaler «sheath-fold»-Bildung (Pfeil). Fallblock in der Schutthalde zwischen Mg 31 und Mg 32, Gagnonekessel.
- c) Isoklinale D_2 -Falte in Chlorit-Peridotit, sowohl den zuvor boudinierten Lagenbau und die Hochdruckschieferung S_{HP} als auch eine D_1 -Falte koaxial überprägend (vgl. Detail in Fig. 3.15a). Linse Mg 32, Koord. 708°560/131°880.
- d) DS-Aufnahme einer D_2 -Falte in Chlorit-Peridotit. Die ältere Chlorit-Olivin-Schieferung (S_{HP} oder S_1) wird deutlich verfaultet; eine Achsenebenschieferung ist nur anhand weniger Chlorit-Blättchen erkennbar. DS 31.26, ungekreuzte Polarisatoren.

D_1 und D_2 deutlich sichtbar ist (vgl. mit Fig. 3.15a, Kapitel 3.4.1c). Mikroskopisch verfaultet D_2 die Chlorit-Olivin-Schieferung (S_{HP} oder S_1) im Peridotit deutlich, ohne dass sich, abgesehen von wenigen ausgerichteten Chlorit-Blättchen, eine nennenswerte neue Achsenebenschieferung ausbildet (Fig. 3.22d).

In Figur 3.23a sind die Pole der Faltenachsenebenen FAE_2 für die Gneise und die Linsengesteine dargestellt. Im Mittel ist die FAE_2 leicht nach E bis SE geneigt, wobei sich besonders die Messungen aus den Gneisen um einen Durchschnittswert von etwa 135/08 gruppieren (Polmaximum bei 315/82) und praktisch parallel zur Hauptschieferung S_2 verlaufen (vgl. mit Fig. 3.18). In den basischen und ultrabasischen Linsen dagegen verteilen sich die FAE_2 -Pole deutlich in ost-westlicher Richtung, mehr oder weniger entlang eines Grosskreises, was aus einer Überprägung durch eine dritte Deformationsphase D_3 resultiert (Fig. 3.23a: konstruierte $FA_3 = 163/08$, mittlere gemessene $FA_3 = 164/12$). Dies lässt sich besonders deutlich anhand der Ultramafitit-Linsen Mg 31 und Mg 32 aufzeigen.



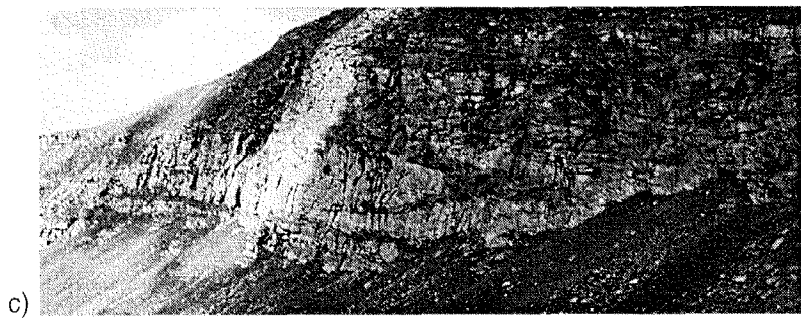
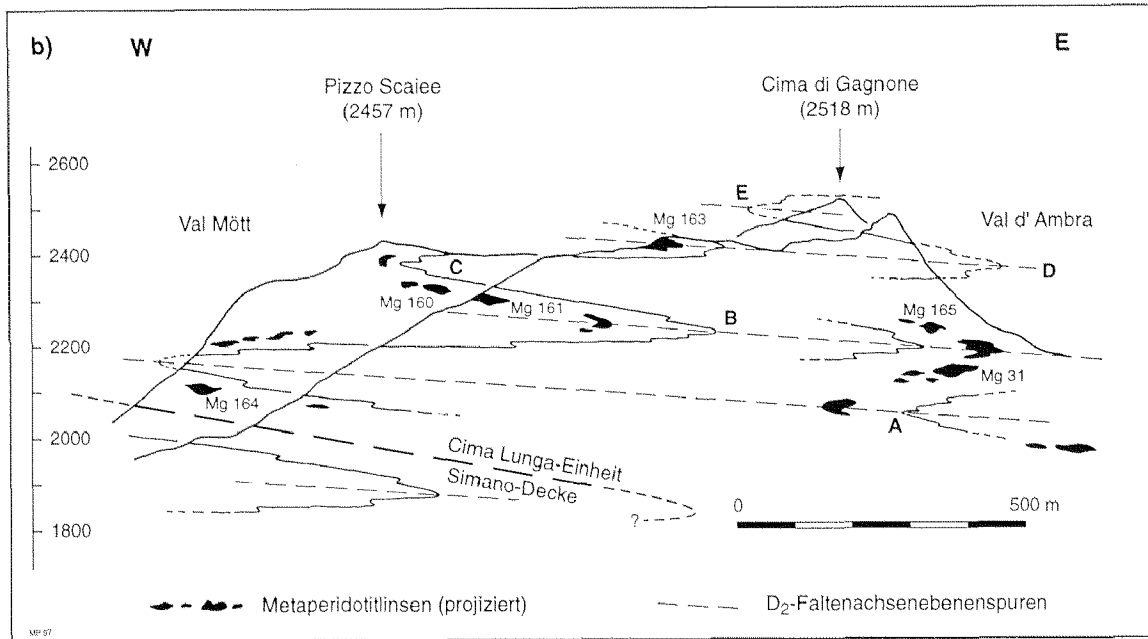
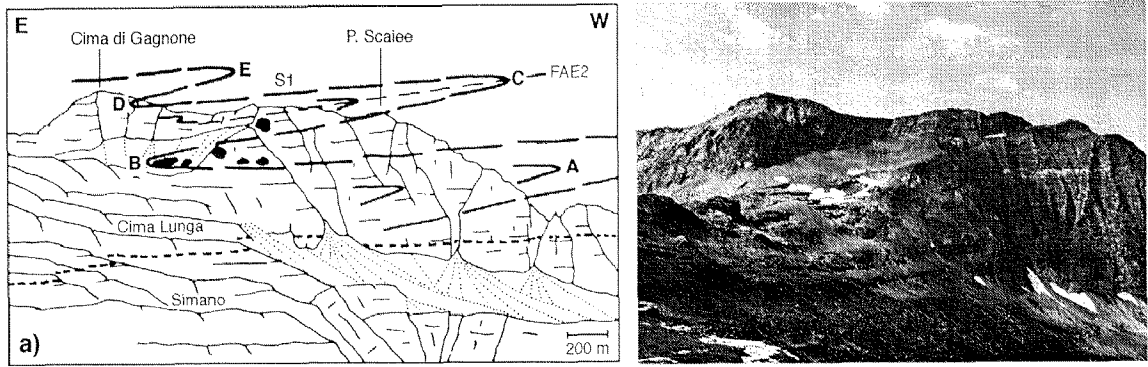
Figur 3.23: a) Pole der FAE₂-Messungen aus Gneisen (Punkte) und Linsen (Kreise). Besonders die Daten aus ultramafischen Linsen plotten entlang eines Grosskreises, dessen Pol von 163/08 subparallel zur durchschnittlichen FA₃ von 164/12 verläuft, und belegen eine Überprägung durch die dritte Phase D₃. Die FAE₂-Pole aus den Gneisen (Polmaximum bei 315/82) ergeben einen Durchschnittswert von 135/08, womit die FAE₂ subparallel zur Achsenebenenschieferung S₂ orientiert sind.

b) FA₂-Messungen, aufgetrennt nach Gneisen (Punkte) und Linsen (Kreise). Die Daten weisen in beiden lithologischen Einheiten gleiche Orientierungen auf und gruppieren sich um einen Mittelwert von 158/08. Die stärkere Streuung der Messungen aus Peridotiten kann entweder mit schwacher Rotation der Linsen oder mit Boudinage-Effekten erklärt werden.

Die Faltenachsen FA₂ (Fig. 3.23b) weisen in den Linsen und den umliegenden Gneisen plusminus gleiche Orientierung auf und fallen flach nach SE bis SSE, parallel zur Lineation L₂, ein (vgl. mit Fig. 3.19). Die Werte aus den Peridotitlinsen streuen lediglich etwas stärker, was sich entweder auf schwache Linsenrotation oder Boudinage-Effekte zurückführen lassen könnte.

Grossfalten mit Amplituden von 100 m bis wenige km sind nur an einzelnen Stellen direkt erkennbar, konnten aber anhand ihrer Parasitärfaalten im cm- bis m-Bereich und der Schieferungs-Bänderungs-Intersektionen regional auskartiert werden (vgl. Strukturkarte bei GROND, 1994; WAHL, 1994). Die ganze nördliche Cima Lunga-Einheit wird durch einen Stapel von fünf liegenden D₂-Grossfalten aufgebaut (SCHLÄPFER, 1979; GROND et al., 1995), welcher sich in der unterliegenden Simano-Decke fortsetzt (Fig. 3.24). Ob dabei auch die Deckengrenze mitverfaltet wurde, kann im Feld nicht sicher festgestellt werden. Dieses Problem soll daher zu einem späteren Zeitpunkt diskutiert werden (vgl. Kapitel 3.5.2). Ein schönes Beispiel dieser grossen D₂-Falten, die «Scaieefalte» (Falte B in Fig. 3.24b, Fig. 3.24c), lässt sich anhand eingefalteter heller Gneise auf der Südseite des Pizzo Scaiee beobachten.

Kompetente Gesteine wie die Peridotite, Eklogite, Amphibolite und auch die Kalksilikatfelse sind in den Schenkeln dieser grossräumigen D₂-Falten stark boudiniert (siehe Kapitel 3.4.2d) und in den Scharnieren verfaltet worden. Zudem scheinen die mafischen und ultramafischen Linsen in diesem Faltenstapel auf einen diskreten Horizont von vielleicht 50 bis 100 Metern Mächtigkeit beschränkt zu sein (Fig. 3.24b). Grössere Peridotit-



Figur 3.24: a) Ansicht der Nordostseite der Cima di Gagnone mit Gagnonekessel und Passo Gagnone von der Capanna Efra aus (Blick Richtung SW). Die verschiedenen ultrabasischen Linsen sind im Bild rechts rel. gut als «knollige Gebilde» erkennbar. Die Skizze daneben (modifiziert nach GROND et al., 1995) veranschaulicht den D_2 -Faltenstapel, bestehend aus 5 liegenden Grossfalten, der die Cima Lunga-Einheit aufbaut. Der ungefähre Verlauf der Deckengrenze ist durch die gestrichelte Linie nachgezeichnet, die Beziehung derselben zum Faltenstapel lässt sich im Feld nicht direkt feststellen.
 b) Strukturelles Profil durch die nördliche Cima Lunga-Einheit, abermals den D_2 -Faltenstapel darstellend, welcher sich auch in der unterliegenden Simano-Decke fortsetzt. Die Metaperidotitlinsen, die in das Profil hineinprojiziert worden sind, konzentrieren sich bevorzugt innerhalb der Faltscharniere oder in Scharniernähe (z.B. Linse Mg 163) und scheinen auf einen diskreten Horizont von 50 bis 100 m Mächtigkeit beschränkt zu sein.
 c) Ein im Feld gut erkennbares Beispiel einer der Grossfalten in diesem Faltenstapel stellt die «Scaieefalte» auf der Südseite des Pizzo Scaiee dar (Falte B), in deren Faltenkern sich helle gebankte Gneise befinden. A = Basisfalte, B = Scaieefalte, C = Ambrafalte, D = Gagnonefalte, E = Gagnonegipffalte.

linsen finden sich dabei bevorzugt innerhalb der Faltenscharniere selber oder aber in Scharniernähe (Fig. 3.24b). Eventuell dienten sie infolge ihrer ausserordentlichen Kompetenz als «Nukleationspunkte» für D_2 -Falten, oder die linsenhaltige Lage wurde während der zweiten Deformationsphase in den Schenkeln stark gestreckt und ausgedünnt. Schöne Beispiele hierzu stellen die Ultramafitvorkommen im Val d' Ambra (vgl. Kartierung NEUENSCHWANDER, 1996), sowie die Peridotitlinsen Mg 30 und Mg 163 dar. Letztere ist im Rahmen dieser Arbeit detailliert kartiert und struktureologisch untersucht worden. Daher wird im folgenden genauer auf die Faltung in diesem Aufschluss eingegangen.

D₂-Faltung an ultramafischen Linsen – Beispiel Mg 163:

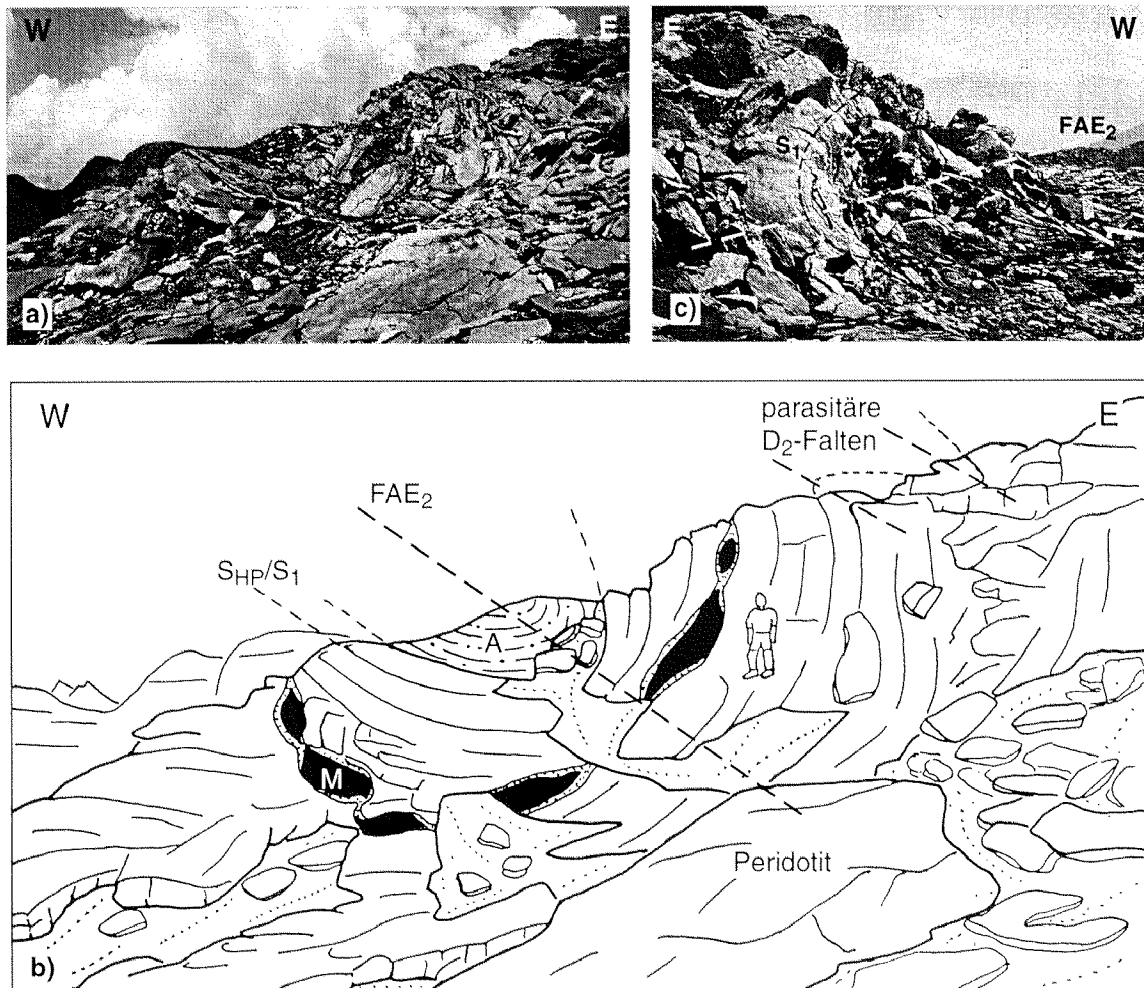
Die Linse Mg 163, bestehend vorwiegend aus Chlorit-Peridotiten und mit diesen assoziierten Eklogiten, Amphiboliten, Metarodingiten und Kalksilikatfelsen (vgl. Detailkarte, Tafel 1), befindet sich südlich der Cima di Gagnone auf einem sanften Bergrücken und setzt sich aus drei individuellen Boudinkörpern zusammen (Mg 163a–c, Fig. 2.1). Ihre Dimensionen bewegen sich zwischen 10 und 50 m Mächtigkeit und etwa 50 bis einige 100 m Länge.

Die drei Peridotitlinsen liegen im Scharnierbereich einer ostschliessenden D_2 -Grossfalte (Gagnonefalte in Fig. 3.24b, nach GROND et al., 1995), welche sich als einzige im D_2 -Faltenstapel über eine grössere Distanz verfolgen lässt (GROND, 1994; WAHL, 1994). Die Achsenebenspuren derselben und einiger zugehöriger Parasitärfaalten sind in der Detailkartierung eingetragen. Zusätzlich wurde eine Serie von fünf strukturell-petrographischen Detailprofilen über diese Linsenassoziation gelegt (Tafel 2).

Die Faltung durch die zweite alpine Deformationsphase prägt den Peridotit-Aufschluss Mg 163; Falten der ersten Phase D_1 sind kaum vorhanden, und eine allfällige Überprägung durch D_3 äussert sich höchstens in leicht steilerem, ostgerichtetem Einfallen der FAE_2 sowie einer schwachen Wellung der Schieferung S_2 . Wie aus Figur 3.25 ersichtlich, kann man D_2 -Falten bereits im Feld bestens erkennen. Innerhalb der nördlichen Peridotitlinse Mg 163a weisen sie offene Faltenformen auf und überprägen zuvor boudinierte Metarodingitgänge (Fig. 3.25a und b). In den umgebenden Gneisen dagegen zeigen sie eher geschlossenen Faltengeometrien (Fig. 3.25c).

Aus den Profilen (Tafel 2) und aus Figur 3.25 kann abgeleitet werden, dass die Peridotitlinsen leicht diskordant zum Scharnierverlauf der Gagnonefalte streichen. Am Nordende der Linse Mg 163a liegt die Faltenumbiegung innerhalb der ultramafischen Gesteine, wobei Parasitärfaalten intermediärer Grössenordnungen eine deutliche m-Vergenz ergeben (Profil A). Gegen Süden verlagert sich das D_2 -Scharnier zusehends in die «unterliegenden» Gneise (Profil B: Mg 163a; Profile C, D und E: Mg 163b). Somit befinden sich ein Teil von Mg 163a sowie Mg 163b und c auf dem durchschnittlich mit 45° nach ENE einfallenden «Verkehrtschenkel» der Gagnonefalte (vgl. mit Punktmaximum in Fig. 3.10a). Die FAE_2 -Spuren von Parasitärfaalten laufen zusammen, woraus ein schmaler, lokal begrenzter Scharnierbereich resultiert (vgl. Detailkarte Mg 163a, Tafel 1).

Diese Ausführungen belegen ganz deutlich, dass die Deformationsphase D_2 die drei Peridotitlinsen Mg 163a,b und c und deren Begleitgesteine gemeinsam mit den umliegenden Gneisen und Schieferen erfasst hat, wobei die Kontaktbereiche mitverfaltet worden sind. Wie die Anordnung der einzelnen Linsen im Kartenbild weiter zeigt (Tafel 1 und Fig. 2.1), scheinen sie sich nicht auf einem einzelnen Horizont zu befinden, sondern sich vielmehr innerhalb einer bestimmten Zone zu verteilen.



Figur 3.25: Die Peridotitlinse Mg 163 liegt im Scharnierbereich der Gagnonefalte (Falte D in Fig. 3.24) und wird von der zweiten Phase D_2 geprägt:

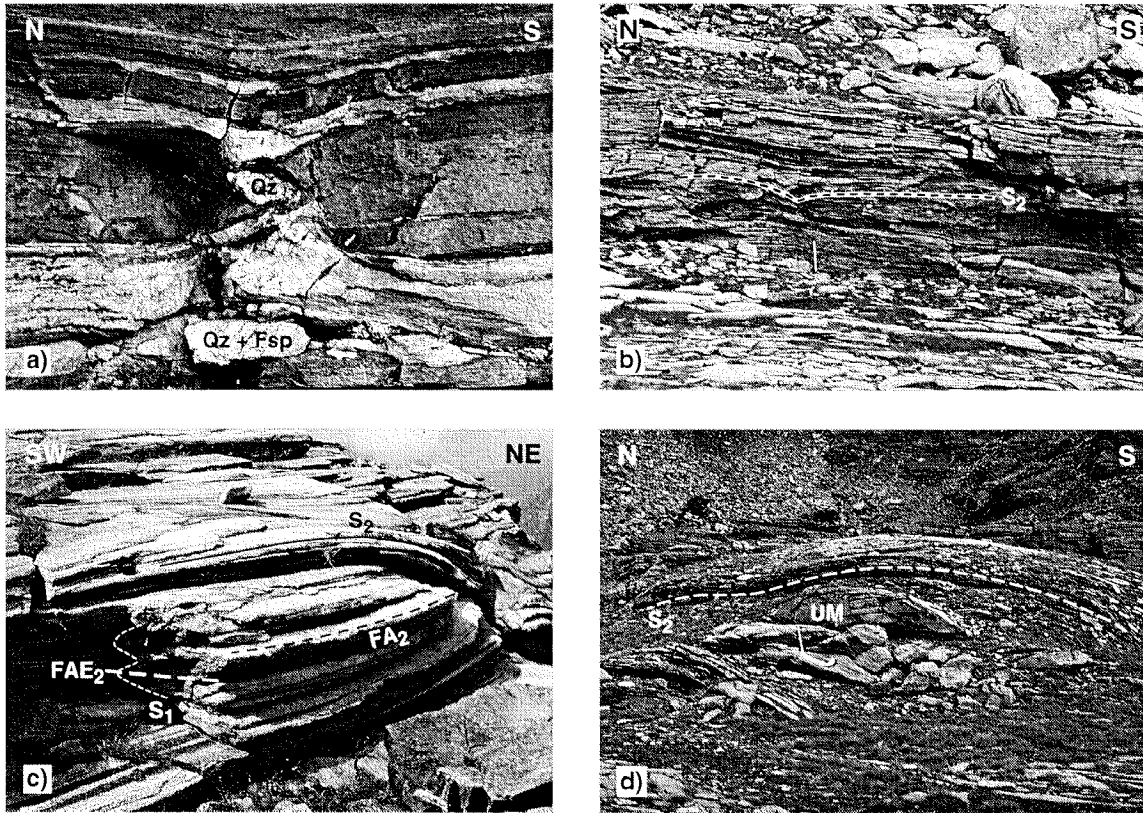
a) Ansicht eines Ausschnittes aus dem Profil A–A' (Tafel 2) über die Peridotitlinse Mg 163a mit Blick Richtung N. Eine offene D_2 -Falte lässt sich innerhalb des Peridotites deutlich erkennen. Koord. 708°300/131°200 (Massstab A. Puschnig).

b) Ansichtsskizze dazu mit eingezeichneten D_2 -Faltenscharnieren. Diese Falten überprägen zuvor boudinierte Metarodinggänge (M) und obenaufliegende Amphibolite (A) mit Eklogit-Relikten; das Scharnier der Gagnonefalte befindet sich im Inneren der Linse, Parasitär-falten zeigen deutliche m -Vergenzen.

c) Ansicht der Gneise an der Unterseite von Mg 163b mit Blick Richtung S (Profil D–D', Tafel 2). Die D_2 -Falte weist in diesen Gneisen eine geschlossenere Geometrie als innerhalb der Peridotitlinse Mg 163a auf und stellt das ganze Scharnier der Gagnonefalte dar. Die Linse Mg 163b befindet sich hier gänzlich auf deren Verkehrschenkel. Koord. 708°380/130°940; Länge des Hammers: 60 cm.

d) Boudinage durch D_2

Wie in Kapitel 3.4.1d erwähnt, sind Boudin-Strukturen im Gebiet um die Cima di Gagnone relativ weit verbreitet und stehen meist in Zusammenhang mit der ausgeprägten Streckungskomponente parallel zur Lineation L_2 . Zum einen werden die basischen und ultrabasischen Gesteine, die zu Beginn von D_2 schon stark gestreckt sein können, aufgrund ihrer sehr hohen Kompetenz gegenüber den umgebenden Glimmerschiefern stark boudiniert. Daraus resultieren die einzelnen, teilweise hintereinander aufgereihten Peridotit-Linsen, welche das Kartenbild der nördlichen Cima Lunga-Einheit prägen (vgl. Fig. 2.1; GROND et al.,



Figur 3.26: Beispiele von Boudinage infolge starker Streckung während D_2 , z.T. in Kombination mit D_1 (vgl. auch Fig. 3.20):

a) Boudinierte dunklere Lage im Verzasca-Gneis (Simano-Decke), mit Bildung einer «fish-mouth-structure» (rel. grosser Kompetenzkontrast). Darunter ein weniger stark boudiniertes Qz-Fsp-reiches Band. Koordinat. 708°990/133°080; Durchmesser des Objektivdeckels: 5 cm.

b) Symmetrische Schieferungsboudinage im Glimmerschiefer, mit Qz ± Alumosilikat-Knauern in Boudin-klüften. Mg 163a, Koordinat. 708°230/131°170 (Länge des Hammers: 60 cm). Nach einem Modell von PLATT & VISSERS (1980) reissen Extensionsklüfte etwa senkrecht zur Streckungsrichtung L_2 auf, wobei die Schieferung S_2 eingeschnürt werden kann.

c) Boudinierte D_2 -Kleinfalten, auf analoge Weise wie die Schieferungsboudinage entstehend. Val d'Efra, unterhalb Mg 31 im Gagnonekessel; Koordinat. 707°860/131°175.

d) Ultramafit-Linse, die von der Schieferung S_2 in den kontaktnahen Gneisen umflossen wird. Mg 161, Valle di Motta, Koordinat. 707°990/131°480.

1995). Zum anderen sind die innerhalb der Gneise und Schiefer vorkommenden Quarz-Feldspat-reichen und amphibolitischen Lagen oftmals senkrecht zur Streckungsrichtung L_2 zerrissen worden (Fig. 3.26a und Fig. 3.20d). Zugleich entwickeln sich nicht selten eine gleich orientierte, meist symmetrische Schieferungsboudinage (Fig. 3.26b) und teilweise gar boudinierte D_2 -Kleinfalten (Fig. 3.26c) in den Nebengesteinen. Nach dem Modell von PLATT & VISSERS (1980) entstehen diese Strukturen, indem senkrecht zur maximalen Zugspannung X kleine Extensionsklüfte aufreissen und die Hauptschieferung S_2 sowie parallel zu L_2 orientierte Faltenscharniere an diesen Stellen zunehmend eingeschnürt werden. Dabei beginnen sich boudinähnliche Formen auszubilden (siehe Skizzen in PLATT & VISSERS, 1980). In den entstehenden Hohlräume bilden sich die oft anzutreffenden Quarz-Alumosilikat-Knauern (KLEIN, 1976). Diese Schieferungsboudinage führt auch zu der schwachen Wellung von S_2 um eine im Mittel E-W-streichende Achse (Fig. 3.26b). Zudem umfließt die Hauptschieferung S_2 in den kontaktnahen Gneisen die kompetenten

basischen und ultrabasischen Linsen, da die plastischen Glimmerschiefer aus Platzmangel in die Boudinhälse ausweichen (Fig. 3.26d). In Stereogrammen kann sich dies zum Teil anhand einer Abweichung der S_2 -Messdatenpole in nord-südlicher Richtung äussern (beispielsweise bei Mg 166).

In Abhängigkeit vom Kompetenzkontrast zwischen den Lithologien können sich verschiedene Boudinformen ausbilden, die von einer schwachen «pinch and swell»-Struktur bei niederem Kompetenzunterschied bis hin zu blockigen Boudinkörpern mit gelegentlich vorhandenen «fish-mouth-structures» bei grossem Kompetenzkontrast reichen (Fig. 3.26a). Dementsprechend variiert der scheinbare Streckungsfaktor, der aus diesen Strukturen abzuleiten ist, in Abhängigkeit von der Lithologie stark und kann zwischen 200 und 500% betragen. Ausserdem stellen versetzte Boudinkörper und asymmetrische Schieferungsboudinage (vgl. Fig. 3.20) im Feld willkommene makroskopische Scherindikatoren dar, aus welchen meist der einheitliche Schersinn «Top nach SSE» in L_2 -Richtung hervorgeht.

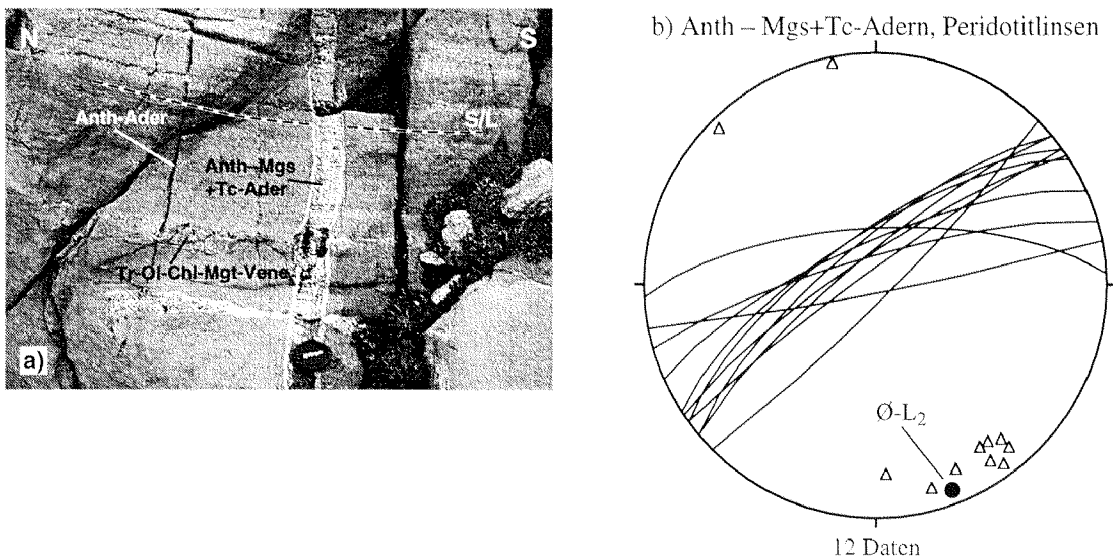
Bei vielen dieser Boudins handelt es sich um isolierte, kissenförmige Körper. Dies weist entweder auf zwei verschiedene Streckungsrichtungen, zum einen parallel zu L_2 in NNW–SSE-Richtung und zum anderen etwa in NE–SW- bis E–W-Richtung, oder auf syndeformative Rotation boudinierter kompetenter Gesteine während D_2 hin. Zusammenhängende «chocolate-tablet-structures» (RAMSAY & HUBER, 1983, Kapitel 4) lassen sich dagegen nirgendwo finden. Ob es sich hierbei um einen reinen Effekt der zweiten Deformationsphase oder aber um eine Kombination zwischen D_1 und D_2 handelt, bleibt ebenfalls ungelöst, da die Streckungslineationen L_1 und L_2 beinahe parallel zueinander verlaufen. Eine eingehende Diskussion zur Bildung dieser kissenförmigen Boudins anhand vier unterschiedlicher Modelle findet sich bei GROND (1994, Kapitel 3.6) und soll hier nicht wiederholt werden. Es ist jedoch einerseits sehr wahrscheinlich, dass Boudinage auch während D_1 stattfand, wie von D_2 überprägte Amphibolitboudins in den Gneisen unterhalb der Linse Mg 163a belegen. Andererseits ist im Feld nur eine kombinierte Streckungsrichtung auffindbar. Daher scheint ein zweiphasiges Entstehungsmodell mit zusätzlicher syndeformativer Rotation kompetenter Lagen am ehesten auf die isolierten, kissenförmigen Linsen und Boudins zuzutreffen (Modell 1 oder 4 von GROND, 1994).

Innerhalb der ultrabasischen Linsen verfaltet die zweite Deformationsphase bereits zuvor boudinierte Metarodingit-Gänge (Fig. 3.25a), Olivin-Diopsid-Chlorit-Magnetit-Venen und dunitische Lagen (Fig. 3.22c). Deren Boudinage erfolgte schon vor oder während der Hochdruckphase und wird durch D_2 höchstens verstärkt (siehe Kapitel 3.3). Die mehrfach zonierten Blackwalls (vgl. Kapitel 5.4) überprägen die Metarodingitboudins dagegen weitgehend statisch und dürften sich am ehesten während D_2 , allenfalls auch schon während D_1 entwickelt haben. In der äussersten Amphibol-Chlorit-reichen Zone lässt sich oftmals eine neugebildete Schieferung erkennen, die mehr oder weniger kontaktparallel verläuft und der Schieferung S_2 in den Nebengesteinen entsprechen könnte.

Die Kontaktgesteine, welche zwischen den chemisch stark unterschiedlichen Peridotitlinsen und den angrenzenden sauren Gneisen und Schieferungen als Folge der alpinen Metamorphose (mittlere bis obere Amphibolitfazies) relativ häufig zu erwarten wären (Randzonierung in PFEIFER, 1979, 1981), sind nur sporadisch vorhanden und teilweise extrem ausgedünnt. Diese Tatsache lässt sich eigentlich nur mit ausgeprägter tektonischer Aktivität (Bewegung, Scherung) entlang der Kontaktzone während der Boudinage dieser Körper erklären. Die N–S-gerichtete Streckung kann dabei unter Umständen über D_2 hinaus bis hin zu D_3 angehalten haben.

e) Spröde Deformation während D_2

Strukturen wie Adern, Brüche und Klüfte weisen auf sprödes Verhalten der Gesteine hin und entstehen normalerweise während eher später Verformung. Je nach den rheologischen Eigenschaften der Gesteine können spröde Strukturen jedoch in bestimmten Lithologien auch schon früher auftreten. So haben sich besonders die kompetenten basischen und ultrabasischen Boudins (Peridotite, Eklogite und Metarodingite) um einiges früher als die umgebenden Glimmerschiefer und -gneise, nämlich schon während D_2 , spröde bis spröduktibel verhalten (vgl. mit Kapitel 3.4.5). In den Chlorit-Peridotiten äussert sich dies beispielsweise in der Entstehung zahlreicher, sich gegenseitig überlagernder Ader- und Kluftsysteme, in welchen verschiedene amphibolitfazielle Minerale wie Anthophyllit, Talk, Magnesit, Tremolit, Chlorit und Magnetit kristallisiert sind (Fig. 3.27a). Eine genaue Beschreibung und Altersabfolge dieser Adern findet sich bei PFEIFER (1979, 1987). Sie dienten als Kanäle für CO_2 - und H_2O -reiche fluide Phasen, die während der amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose aus den Nebengesteinen eingedrungen sind und zu einer metasomatischen Veränderung der angrenzenden Peridotite geführt haben (PFEIFER, 1978, 1979, 1981, 1987; HEINRICH, 1982, 1983). Viele der Adern bildeten sich während oder direkt nach D_2 , besonders die häufig vorkommenden zonierten Anthophyllit – Magnesit + Talk-Venen, die eine auffällig konstante Orientierung aufweisen (Fig. 3.27b), sowie die einphasigen Anthophyllit-Äderchen (Fig. 3.27a). Sie schneiden alle D_1 - und D_2 -Strukturen diskordant ab und sind manchmal «en échelon» angeordnet. Ihre Kluftflächen fallen meist steil nach SSE ein und verlaufen somit senkrecht zur Streckungsrichtung L_2 (Fig. 3.27b:



Figur 3.27: a) Metasomatisch gefüllte Ader- und Kluftsysteme in Chlorit-Peridotit, Linse Mg 163a. Die häufig vorkommenden Anth – Mgs+Tc-Venen sind meist parallel zueinander orientiert und fallen steil nach SSE ein. Sie schneiden ältere Strukturen wie den Lagenbau (L), Tr-Ol-Chl-Mgt-Venen oder die Schieferung (S) ab. Daneben lassen sich zahlreiche feine Anth-Äderchen finden, die meist nicht orientiert und jünger als die Anth – Mgs+Tc-Venen sind. b) Polverteilung einiger Anth – Mgs+Tc-Venen aus verschiedenen Peridotitlinsen. Die Pole (Dreiecke) verlaufen parallel zur Streckungslineation L_2 ($\text{Ø-L}_2 = 159/06$, schwarzer Kreis). Die Adern weisen sehr konstante Orientierung auf und sind kaum mehr überprägt worden.

die Klufflächenpole und L_2 sind parallel zueinander). Die Beziehung der Adern zu D_3 ist relativ unklar, da D_2 und D_3 koaxial zueinander stehen.

Wo die Hauptschieferung der starken Streckung wegen eingeschnürt wird (Schieferungsboudinage, Fig. 3.26b, Kapitel 3.4.2d), öffnen sich in den Nebengesteinen etwa gleichzeitig zu den Adern in den Peridotiten Boudinklüfte. Neben Quarz kristallisieren in diesen Disthen, Plagioklas, Hellglimmer und Biotit. Diese Minerale entsprechen ebenfalls einer amphibolitfaziellen Paragenese. Gleichzeitig können sich viele der im Lepontin weit verbreiteten Quarz-Alumosilikat-Knauern auf ähnliche Weise gebildet haben (KLEIN, 1976).

f) Zusammenfassung – zweite Deformationsphase D_2

Die zweite alpine Deformationsphase D_2 stellt in der nördlichen Cima Lunga-Einheit und den angrenzenden Decken die dominierende Verformungsphase dar. Sie erfasst die mafischen und ultramafischen Linsen gemeinsam mit den umliegenden Glimmerschiefern und -gneisen, wobei auch die Kontakte zwischen diesen Lithologien verfaltet werden. D_2 überprägt und verwischt Strukturen der älteren Deformationsphase D_1 , wobei sich Falteninterferenzen des Typs 3 (koaxiale Überprägung, Fig. 3.15) entwickeln. In Abhängigkeit von der Lithologie entstehen sowohl im Klein- als auch im Grossbereich leicht offene bis isoklinale Falten, eine Achsenebenenschieferung S_2 , die in den Gneisen meist der Hauptschieferung entspricht, eine ausgeprägte Streckungs- und dazu parallele Intersektionslineation L_2 , sowie mit der starken Streckung einhergehende Boudinage kompetenter Gesteine in allen Grössenordnungen. In Kombination mit D_1 resultieren daraus zumeist isolierte, kissenförmige Körper wie beispielsweise die zahlreichen ultramafischen Linsen. Zudem können sowohl die Hauptschieferung als auch Kleinfaltenscharniere eingeschnürt und boudiniert werden. Die maximale Streckung während D_2 kann bis zu 500% betragen. Alle diese Strukturen weisen über das gesamte Untersuchungsgebiet ausserordentlich konstante Orientierungen auf. Die Schieferung S_2 liegt subhorizontal oder fällt flach nach SE bis E ein, die Lineation L_2 verläuft parallel zur Faltenachse FA_2 in NNW–SSE-Richtung. Verschiedenste Scherindikatoren ergeben einen einheitlichen, über alle D_2 -Faltenscharniere hinweg konstant bleibenden Schersinn «Top nach SSE» (siehe Fig. 3.20).

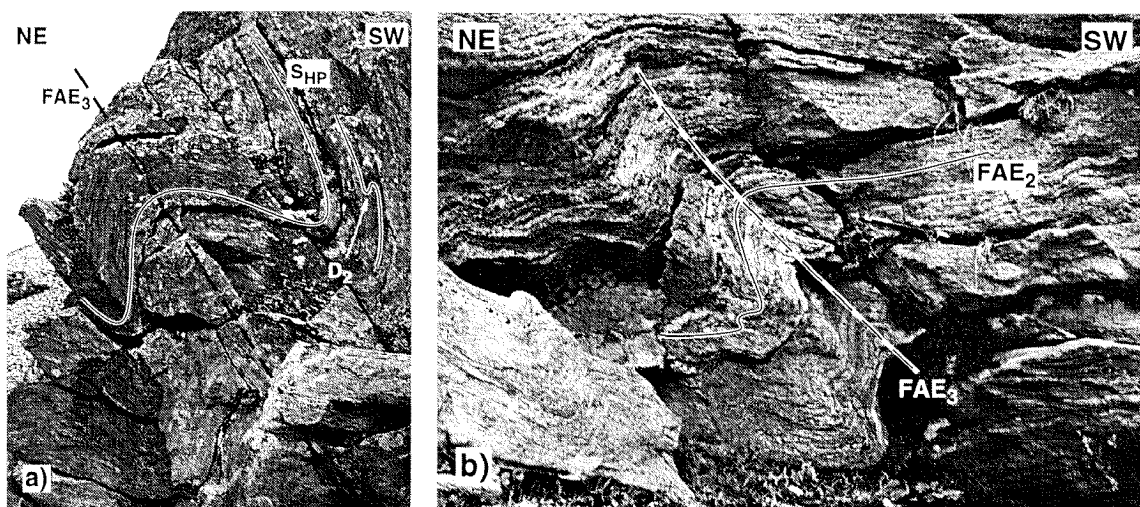
Grossräumig entwickelt D_2 eine Serie flachliegender Isoklinalfalten im 100 m- bis km-Bereich, welche die Cima Lunga-Einheit aufbaut und sich in der unterliegenden Simano-Decke fortsetzt (Fig. 3.24). Dieser Faltenstapel prägt die Morphologie des Geländes massgeblich.

Im Vergleich zu D_1 findet D_2 unter nur leicht höheren Metamorphosebedingungen der mittleren bis oberen Amphibolitfazies statt (600–660 °C, 6–8 kbar; GROND et al., 1995), wobei die Metamorphose die zweite Phase überdauert (post- D_2 -Rekristallisation: AYRTON & RAMSAY, 1974). Tektonisch könnte D_2 mit NNW–SSE- bis NW–SE-Extension infolge Kollaps und Zergleiten des während D_1 aufgebauten Deckengebäudes und damit einhergegangener Krustenverdickung in Zusammenhang stehen (vgl. Kapitel 3.5.1; sowie SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1993; BAUDIN et al., 1993; HUBER & MARQUER, 1996).

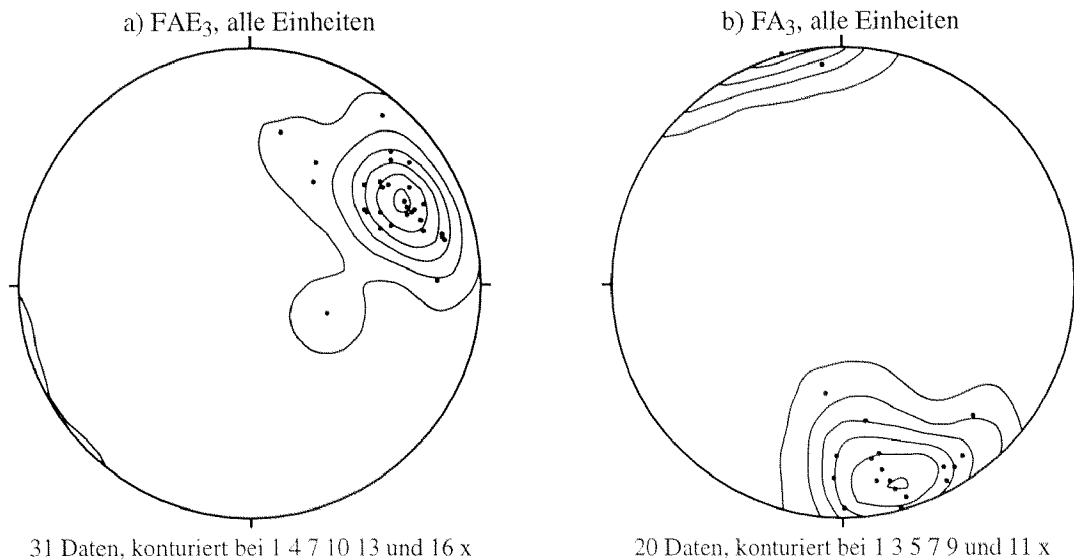
3.4.3 Deformationsphase D₃ – «Querfaltung»

Die dritte Deformationsphase D₃ ist in der nördlichen Cima Lunga-Einheit gegenüber den beiden vorhergehenden Phasen nur schwach ausgebildet. Sie entwickelt vor allem offene, zum Teil wellblechartige Falten (Fig. 3.28a) mit relativ steil nach SW einfallenden Faltenachsenebenen (mittlere FAE₃ = 242/65) und flachen, NW–SE-streichenden Faltenachsen (mittlere FA₃ = 164/12; Fig. 3.28a und Fig. 3.29). Im Gegensatz zu D₁ und D₂ weisen diese Falten gerundete Faltenquerschnitte und kaum Schichtverdickung in den Falten-scharnieren auf. Nach RAMSAY (1967) und RAMSAY & HUBER (1987) entsprechen sie etwa Falten der Klassen 1C bis 1B (schwach konvergente bis parallele Falten). In angrenzenden Regionen, beispielsweise im Verzasca-Tal bei Lavertezzo oder im Maggia-Gebiet, zeigen D₃-Falten dagegen oftmals eine chevronartige Faltengeometrie mit scharfen, eckigen Scharnierzonen (HUBER et al., 1980; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996).

Eine Überprägung von D₃-Strukturen durch eine jüngere Phase lässt sich weder im Feld noch anhand der stereographischen Darstellungen von Faltenachsen und Faltenachsenebenen aufzeigen (siehe Fig. 3.29). Die wenigen FA₃- und FAE₃-Messdaten streuen zwar relativ stark, weisen aber eine recht regelmässige Verteilung um ein Maximum auf. Demgegenüber überprägt D₃ sowohl in den Gneisen und Schiefen als auch in den basischen und ultrabasischen Linsen alle älteren Strukturelemente wie beispielsweise jene der zweiten Phase D₂ beziehungsweise der Hochdruckphase. Dabei entwickeln sich zwischen D₂ und D₃ abermals Interferenzmuster des Typs 3 (Fig. 3.28b), was auf eine koaxiale Überlagerung derselben schliessen lässt (vgl. auch MERLE & LEGAL, 1988, Fig. 3). Ein Vergleich von Figur 3.29 mit Figur 3.23 zeigt deutlich, dass die Faltenachsen FA₂ und FA₃ parallel zueinander verlaufen, während die Faltenachsenebenen meist einen relativ grossen Winkel einschliessen. Da sich die FAE₂-Pole entlang eines Grosskreises verteilen (siehe Fig. 3.23a),



Figur 3.28: Beispiele für die Faltenform und -geometrie von D₃ in ultramafischen Linsen nahe zum Kontakt zu den unliegenden Gneisen: a) Relativ offene D₃-Falten in Chlorit-Amphibol-Peridotit mit steiler, nach SW einfallender FAE₃, eine nur schlecht erkennbare D₂-Falte mit scheinbar falscher Vergenz koaxial überlagert. Nordseite der Linse Mg 31, Koord. 708°350/131°910. Übersicht und Skizze dazu vgl. Fig. 3.31. b) Deutlicher sichtbare Faltenüberprägung des Typs 3 (koaxiale Überprägung) zwischen den Deformationsphasen D₂ und D₃ in Chlorit-Peridotit, erkennbar an verfalteten Tr-reichen Bändern. Linse Mg 32, Koord. 708°550/131°880; Länge des Bleistifts: 14 cm.



Figur 3.29: Stereographische Darstellung a) der FAE_3 -Pole und b) der FA_3 -Messungen. Die geringe Anzahl der Daten ist bezeichnend für das sporadische Auftreten von D_3 -Falten. Die Daten sind recht regelmässig um ein Maximum verteilt ($\bar{\phi}$ - $FAE_3 = 242/65$, $\bar{\phi}$ - $FA_3 = 164/12$) und lassen keine Überprägung durch eine nachfolgende Phase erkennen.

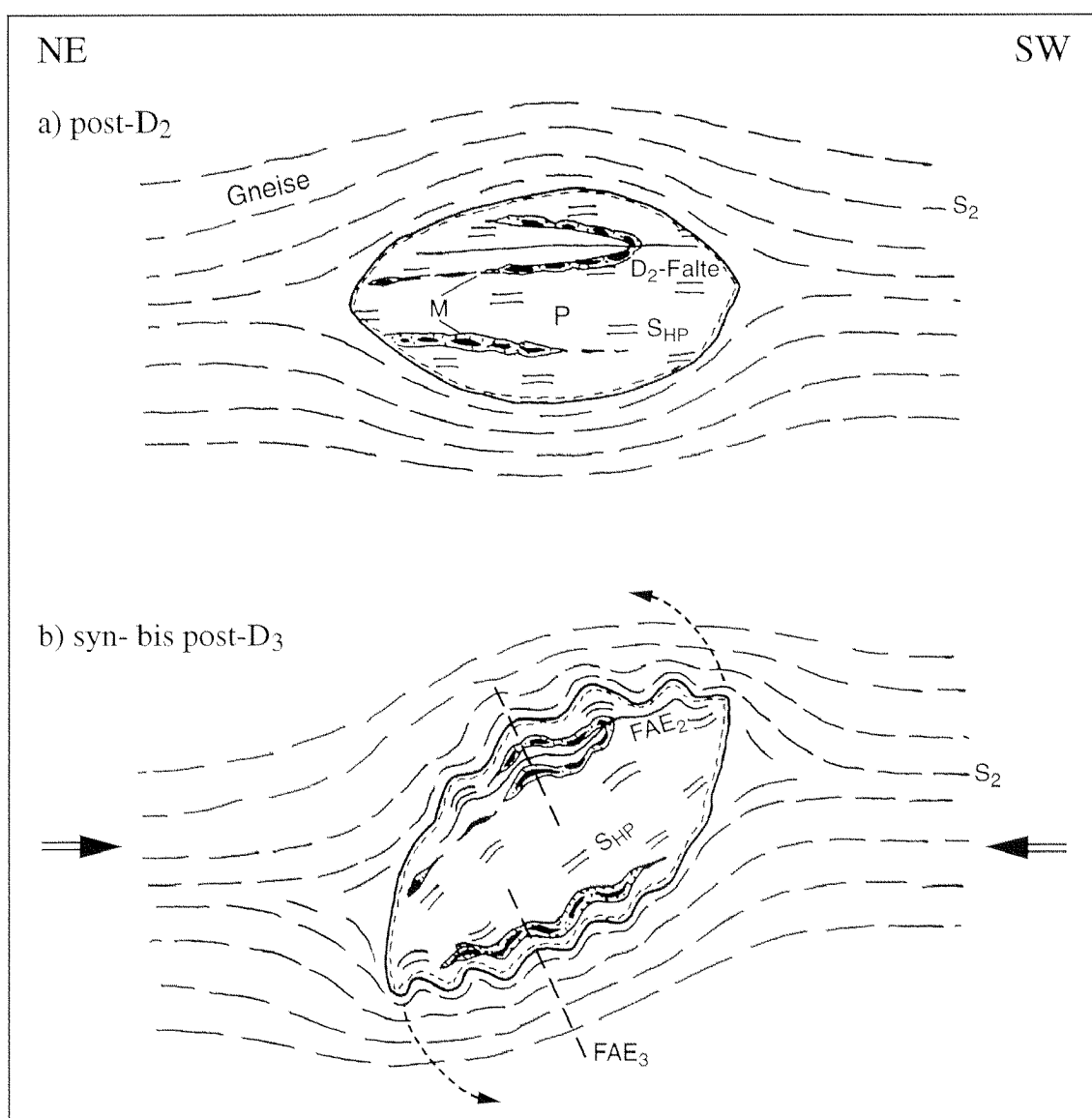
dessen Pol von 163/08 die gleiche Orientierung wie die FA_3 -Feldmessungen aufweist, müssen die sporadisch vorkommenden D_3 -Falten aus einer eigenständigen Deformationsphase hervorgehen und können nicht mit zufälligen lokalen Variationen von D_2 -Falten erklärt werden.

Vorkommen und Geometrie der D_3 -Falten sind stark von der Lithologie abhängig und weisen auf einen grossen Einfluss des Kompetenzkontrastes auf die Faltenentstehung hin. So treten D_3 -Falten vorwiegend lokal in den Kontaktbereichen der basischen und insbesondere der ultrabasischen Linsen zu den umliegenden Gneisen auf, wo der Kompetenzunterschied am grössten ist, und sind in den Peridotitlinsen am besten erkennbar. In den kontaktnahen Gneisen klingen sie mit zunehmender Distanz zu den Linsen rasch ab und verschwinden schon nach wenigen Metern gänzlich (siehe Fig. 3.30b). Dies führt zu meist stark disharmonischem Faltenstil, mit oft diskontinuierlichen Faltscharnieren und rasch abnehmenden Faltenamplituden in alle Richtungen. Daher lassen sich D_3 -Falten auch nie über grössere Distanzen verfolgen und können regional nicht auskartiert werden.

D_3 -Falten zeichnen sich gegenüber D_2 - oder D_1 -Falten durch ein kleineres Wellenlängen- zu Schichtdickenverhältnis aus, was einerseits eine allgemeine Abnahme im Kompetenzkontrast zwischen den verschiedenen Gesteinen widerspiegeln oder andererseits einfach einen Effekt der Wiederverfaltungsgeometrie darstellen kann (GRUJIC, 1992, 1993; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). Die Orientierungen bereits bestehender Strukturelemente (z.B. D_1 - und D_2 -Falten sowie verschiedene planare Strukturen wie Schieferungen etc.) kontrollieren dabei die Geometrie der neuentstehenden D_3 -Falten, da die bereits mehrfach deformierten und verschieferten Gesteine diesen einen erhöhten «Biege-widerstand» entgegenbringen (vgl. z.B. Maggia-Decke: HUBER et al., 1980; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996; Tambo- und Suretta-Decken: BAUDIN et al., 1993). Aus diesem Grund reagieren die gebänderten Gneise und Glimmerschiefer vorwiegend mit Schichtverdickung und nur leichter Wellung mit sehr grosser Wellenlänge und kleiner Amplitude um eine

NW–SE-streichende Achse auf D_3 , sofern sich keine grösseren Diskontinuitäten wie Peridotitlinsen in der Nähe befinden. Und auch dort scheinen D_3 -Falten nicht überall mit gleicher Wahrscheinlichkeit zu entstehen, sondern sind oftmals auf einen bestimmten Bereich eines Peridotitkörpers – meist eher die Ostseite – beschränkt (besonders Linse Mg 166, aber auch Mg 31, Mg 32 und Mg 280). Neben dem oben erwähnten Kompetenzkontrast könnte somit ein weiterer Effekt für ihr sehr lokales Vorkommen verantwortlich sein. Dieser soll anhand der modellhaften Skizzen in Figur 3.30 diskutiert werden (Modell von «rigid body rotation»):

In der Situation post- D_2 (Fig. 3.30a) liegen die ultramafischen Linsen mehr oder weniger konkordant in den stark geschieferten Gneisen und sind mit diesen zusammen in isoklinale D_2 -Falten gelegt worden. In D_2 -Faltenschenkeln verläuft die interne Hochdruckschieferung S_{HP} etwa parallel zur Hauptschieferung S_2 in den Nebengesteinen.



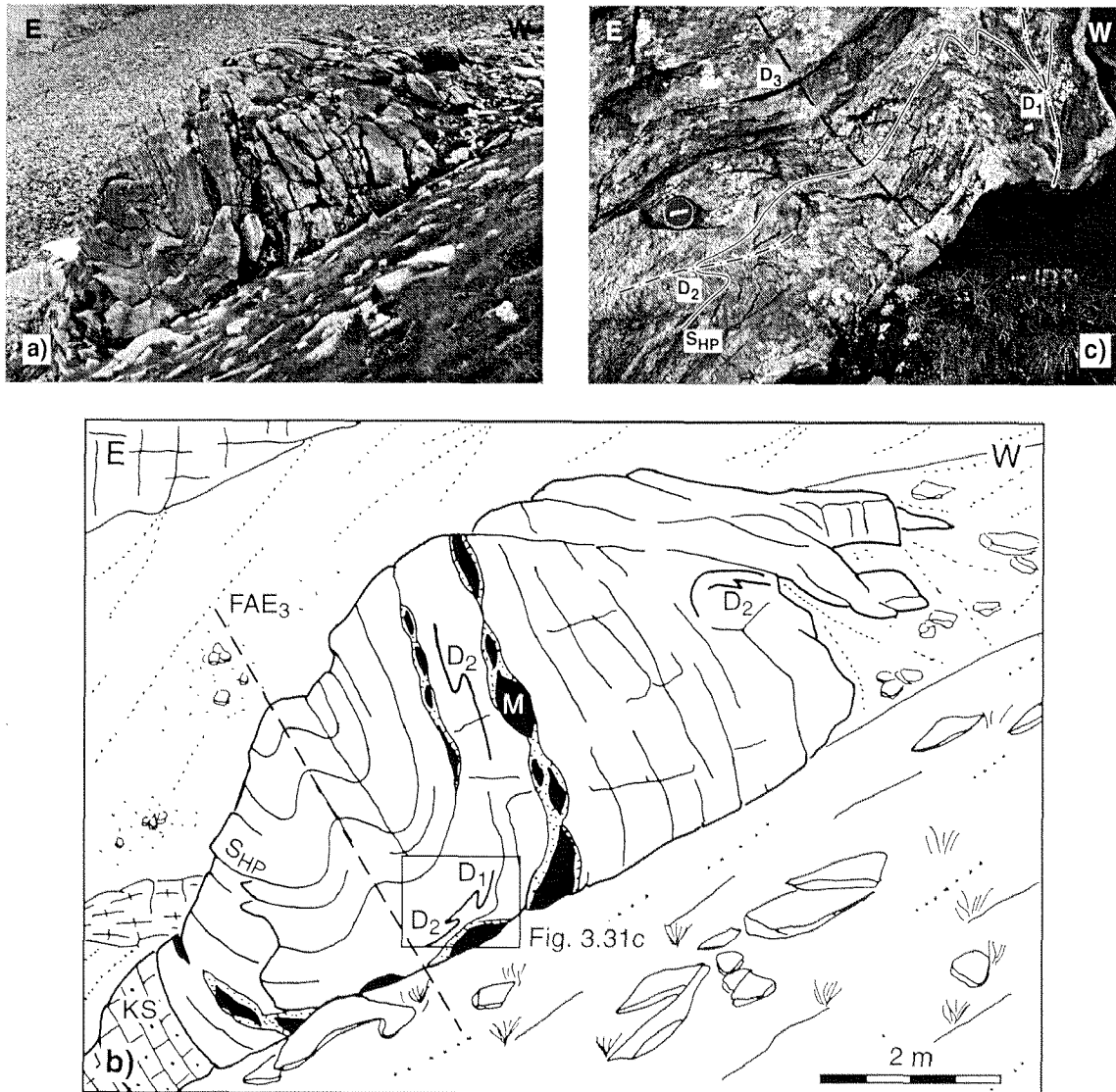
Figur 3.30: Modellhafte Skizze zur Erklärung des lokal begrenzten Vorkommens von D_3 -Falten in den einzelnen Peridotitkörpern (P) und deren Kontaktzonen zu den angrenzenden Gneisen. a) Situation post- D_2 /prä- D_3 ; b) Situation syn- bis post- D_3 . M = boudinierte Metaroddingitgänge. Erläuterungen vgl. Text.

Wenn nun die Gneise vorwiegend mit Schichtverdickung auf D_3 reagieren (vgl. oben), könnten die darin eingebetteten rigiden Peridotitlinsen eine schwache passive Rotationskomponente um eine zur FA_3 parallele, NW–SE-streichende Achse erhalten und zusehends quergestellt werden. Diese Rotation ist regional recht systematisch und kann durch geringfügige primäre Asymmetrien begünstigt werden. Während dieses Prozesses kommt es – in Analogie zu rotierten Mineralklasten in Gesteinen – zu erhöhter Kompression an den einen sowie zu Dilatation an den anderen Enden der Linsen (Fig. 3.30b, Situation syn-bis post- D_3), und interne Strukturen wie S_{HP} oder D_2 -Falten werden zunehmend steilgestellt. Wo Kompression vorherrscht, wird die Entwicklung der D_3 -Falten in den Ultramafititen und zum Teil auch in den direkt angrenzenden Gneisen begünstigt. Leider konnten an jenen Stellen, wo Dehnung auftreten müsste, weder bevorzugt Boudinstrukturen noch Adern gefunden werden.

Rotation infolge aktiver E–W-Scherung während D_3 kann hier mehrheitlich ausgeschlossen werden, da keine E–W-streichende Lineation oder andere Hinweise darauf beobachtet werden können. E–W-Scherung mit «Top nach W»-Schersinn unter abnehmenden Metamorphosebedingungen wird jedoch aus benachbarten Regionen der Zentralalpen beschrieben (z.B. MERLE & LE GAL, 1988; MERLE et al., 1989) und mit der Entstehung von duktilen Myloniten an der Kontaktzone zwischen Simano-Decke und Leventinagneis respektive mit der Bildung der Maggia-Querzone (PREISWERK, 1918) in Verbindung gebracht.

Die dritte Deformationsphase verfaltet die Hauptschieferung S_2 , was oftmals mit einer schwachen Krenulation und Kinkung der darin gewachsenen Minerale einhergeht (GRUJC & MANCKTELOW, 1996). Makroskopisch ist jedoch nirgendwo eine neue Achsenebenen- oder Krenulationsschieferung S_3 beziehungsweise eine Lineation L_3 zu erkennen. Mikroskopisch dagegen kann man in Amphiboliten, Glimmerschiefern und auch Calcitmarmoren manchmal eine domänenartige Schieferung S_3 beobachten (GROND, 1994, Abb. 3.30), die von Biotit, Hellglimmer und Chlorit nachgezeichnet wird. In (semi-)pelitischen Gneisen und Glimmerschiefern kristallisieren weiter meist geringe Mengen an Quarz und Feldspäten sowie wenig Disthen, Staurolith, Epidot und eventuell Turmalin, während in basischen und ultrabasischen Gesteinen etwas Talk, Amphibol, Chlorit und zum Teil Magnesit wachsen (vgl. Kapitel 5; KLAPER, 1982, 1985; GROND et al., 1995; GRUJC & MANCKTELOW, 1996). Diese Mineralparagenesen und die Tatsache, dass sich Peridotitlinsen während D_3 noch relativ duktil verformen lassen, weisen auf noch recht hohe Metamorphosebedingungen im Bereich der unteren bis mittleren Amphibolitfazies hin. Da D_3 in den Nebengesteinen jedoch nur selten mit Sicherheit erkennbar ist, gestaltet sich eine p–T-Abschätzung als unsicher und nicht immer gut durchführbar.

Die schönsten Beispiele von D_3 -Falten rund um die Cima di Gagnone kommen im Val d' Ambra und im Talkessel NW der Cima di Gagnone zwischen Val d' Ambra und Val d' Efra (sog. «Gagnonekessel») vor, wo sich die verschiedenen Lithologien auf relativ kleinem Raum abwechseln und zahlreiche ultramafische Boudins aufgeschlossen sind. Der beste dieser Aufschlüsse, die Linse Mg 31, ist in Analogie zu Mg 163 (vgl. Kapitel 3.4.2c) im Detail kartiert (Tafel 3) und anhand von vier strukturell-petrographischen Detailprofilen (Tafel 4) untersucht worden.



Figur 3.31: Die Peridotitlinse Mg 31 ist durch die sich überlagernden Deformationsphasen D_2 und D_3 geprägt (vgl. auch Fig. 3.28a), Koord. 708'350/131'910:

a) Auf der Nordseite der Linse Mg 31 sind die offenen, wellblechartigen D_3 -Falten am deutlichsten zu erkennen.

b) Die Skizze dieses Aufschlusses zeigt, dass D_3 sowohl die Schieferung S_{HP} und einen boudinierten Metarodingitgang (M) innerhalb des Peridotites als auch die direkt angrenzenden Kalksilikatfelse (KS) und Gneise verfaltet. Die FAE_3 fällt steil nach SW ein; auf den Schenkeln und im Scharnier der D_3 -Falte finden sich überprägte D_2 - und auch eine D_1 -Falte, die teilweise scheinbar falsche Vergenzen bezüglich D_3 aufweisen.

c) Detailaufnahme der Interferenzstruktur zwischen D_1 , D_2 und D_3 im Scharnier der D_3 -Falte; siehe Fig. 3.31b für Lokalität (Durchmesser des Objektivdeckels: 5 cm).

D_3 -Faltung an ultramafischen Boudins – Beispiel Mg 31:

Die Linse Mg 31 befindet sich nordwestlich der Cima di Gagnone in einem engen Talkessel (vgl. Fig. 2.1 und Karte bei GROND et al., 1995) und besteht zur Hauptsache aus Amphibol-Chlorit-Peridotiten und assoziierten (Granat-) Amphiboliten, Metarodingiten und Kalksilikatfelsen. Die ganze Linse ist etwa 100 bis 120 m lang und maximal 30 bis 40 m mächtig. Sie wird von einer jungen, E–W-streichenden Verwerfung in zwei Teilkörper aufgetrennt (siehe Kapitel 3.4.5).

Die sich überlagernden Deformationsphasen D_2 und D_3 prägen die Strukturen im Peridotitkörper Mg 31 und dessen unmittelbarer Umgebung. Die offenen D_3 -Falten sind am nördlichen Ende am deutlichsten erkennbar (Figuren 3.28a und 3.31), wobei es sich in einem E–W-Profil um eine Syn- gefolgt von einer Antiform handelt. Der Verlauf der entsprechenden AE_3 -Spuren ist in der Detailkarte eingezeichnet (Tafel 3). Aus Figur 3.31 und den Profilen in Tafel 4 geht hervor, dass D_3 einerseits die Hochdruckschieferung S_{HP} und boudinierte Metarodingitgänge verfaultet und andererseits D_1 und D_2 etwa koaxial überprägt. Isoklinale D_2 -Falten bilden dabei auf D_3 -Faltenschenkeln teilweise Antivergenzen bezüglich den D_3 -Scharnieren. Die in den Profilen eingetragenen D_2 -Vergenzen weisen – unabhängig von deren Lage bezüglich der D_3 -Falten – mehrheitlich auf eine grössere westschliessende D_2 -Umbiegung im Liegenden von Mg 31 hin (vgl. z.B. Profile B–B' und C–C', Tafel 4; z-Vergenzen mit Blick nach S). In Bezug auf den D_2 -Faltenstapel (Fig. 3.24) könnte dieser Peridotitkörper somit auf dem Schenkel zwischen der Basis- und der Scaieefalte (nach GROND, 1994; WAHL, 1994) oder aber zwischen Parasitärfaleten innerhalb des Scharnierbereiches der E-schliessenden Scaieefalte zu liegen kommen (nach NEUENSCHWANDER, 1996). Tatsächlich findet man in den Gneisen unterhalb Mg 31 einige auch grössere D_2 -Falten (Tafel 4). Deren genaue Position innerhalb der liegenden Grossfalten lässt sich jedoch nicht mit Sicherheit festlegen, da D_2 -Vergenzen in verschiedenen Grössenordnungen vorkommen können. In Tafel 4 erkennt man weiter, dass D_3 in den direkt an Mg 31 angrenzenden Gneisen rasch abklingt, was sich besonders in sofort flacher werdendem Einfallen der Schieferung S_2 äussert.

Anhand der Verteilung der Messungdaten aus dem Umfeld der Linse Mg 31 wie auch im ganzen Untersuchungsgebiet kann aufgezeigt werden, dass D_3 sowohl die Schieferungen in Peridotiten und kontaktnahen Gneisen als auch die FAE_2 zusammen überprägt, da deren Daten entlang desselben Grosskreises streuen (vgl. Fig. 3.18 und 3.23a).

In nördlicher Richtung betrachtet stellen die D_3 -Falten, die sowohl am Aufschluss Mg 31 als auch in der ganzen Cima Lunga-Einheit auftreten, zum Teil z-förmige Faltenvergenzen dar und weisen auf eine grossräumige D_3 -Synform im Westen des untersuchten Gebietes hin (Diskussion unter Kapitel 3.5.1, Fig. 3.33).

3.4.4 Deformationsphase D_4 – Rückfaltung

Die vierte Deformationsphase läuft unter abnehmenden, spröd-duktilen Druck-Temperatur-Bedingungen ab (z.B. GRUJIC & MANCKTELOW, 1996; GROND, 1994). D_4 -Strukturen können in der nördlichen Cima Lunga-Einheit und der unterliegenden oberen Simano-Decke nur ganz selten beobachtet werden. Die einzige, makroskopisch erkennbare D_4 -Struktur stellt nach GROND et al. (1995) eine kinkartige Krenulation der Hauptschieferung an einem geringmächtigen, glimmerreichen Band im Valle di Motta dar (Koord. 707'250/131'450), welches sich im Bereich der Deckengrenze befindet. Mikroskopische Anzeichen von D_4 lassen sich auch in anderen Lithologien nachweisen. So kann man beispielsweise in grösseren Hellglimmerporphyroklasten und in glimmerreichen Lagen Kinkbänder beobachten (GROND, 1994). Oder syn- bis post- D_3 gewachsene Minerale wie Quarz und Feldspäte löschen undulös aus und zeigen zum Teil Deformationslamellen sowie Subkornbildung. Im Druckschatten einiger Granatklasten kristallisieren Chlorit und Quarz. Zudem überwächst Chlorit manchmal zusammen mit Epidot die Hauptschieferung bildende Minerale

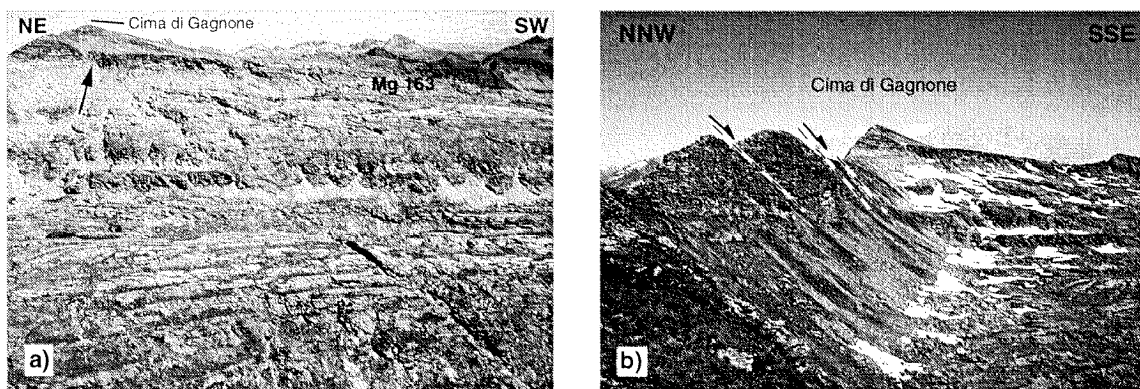
wie Biotit, Hellglimmer und Plagioklas, wobei sich nie eine neue Schieferung oder Lineation entwickelt.

Diese Feststellungen belegen zwar, dass nach der dritten Deformationsphase noch Verformung unter retrograden Bedingungen auftritt. Ob diese jedoch einer weiteren Phase zugeschrieben werden dürfen, ist ungewiss. Denn manche der beobachteten Strukturelemente würden sich auch mit Hilfe von D_3 und eventuell gar D_2 erklären lassen.

3.4.5 Spröde Deformation («post- D_4 »)

Die jüngsten nachweisbaren Deformationen in der nördlichen Cima Lunga-Einheit und der darunter liegenden Simano-Decke sind spröder Natur. Grossräumige Störungen und lokal auftretende Brüche mit kleinen Versetzungsbeträgen sind im ganzen Gebiet zu beobachten und überqueren sowohl lithologische Grenzflächen als auch die Deckengrenze (vgl. Karte in GROND et al., 1995; GROND, 1994; WAHL, 1994). Auf Luftbildern und in Ansichtsfotos erkennt man grössere Bruchsysteme relativ gut an tief eingeschnittenen Bachläufen und Felsabbrüchen, die quer zum Terrassenbau orientiert sind (Fig. 3.32a).

Die meisten Störungssysteme verlaufen in WSW–ENE- beziehungsweise in WNW–ESE-Richtung, deren Bruchflächen fallen mit etwa 70 bis 90° nach Süden ein. Seltener kommen auch E–W-streichende Brüche vor. Einer davon teilt den Aufschluss Mg 31 in zwei Teile, wobei der südliche Block gegenüber dem nördlichen leicht nach Osten versetzt wird (sinistrale Bewegung, siehe Karte in GROND et al., 1995). Im übrigen erkennt man sowohl anhand von Rutschharnischen und Striemungen auf Bruchflächen als auch an versetzten Bänderungen, dass der südliche Block gegenüber dem nördlichen absinkt (Fig. 3.32b). Man beobachtet somit in der Cima Lunga-Einheit ähnliche grossräumige Störungs- und Bruchsysteme, wie sie in den Zentralalpen weit verbreitet sind (STECK, 1968). Sie sind jünger als die Hauptdeformation und stehen in Zusammenhang mit der Hebung der Zentralalpen in den letzten 10–20 Ma (STECK, 1968; PURDY & STALDER, 1973; HURFORD, 1986;



Figur 3.32: a) Oberes Valle di Motta, aus der Luft in östlicher bis südöstlicher Richtung betrachtet. Eine NE–SW-streichende Störung mit geringem vertikalem Versatz, erkennbar unterhalb der Cima di Gagnone (Pfeil), ist als Geländefurche deutlich sichtbar. Im Hintergrund rechts die Aufschlüsse der Peridotitlinse Mg 163. Luftaufnahme von S. Girsperger. b) Steil nach SSE einfallende Brüche am Grat zwischen Passo Scaiee (linke Seite) und Cima di Gagnone (im Hintergrund). Sie weisen eine schwache dextrale Bewegungskomponente auf, wobei der südliche Block gegenüber dem nördlichen absinkt (Blick nach E).

MEYRE & PUSCHNIG, 1993). Eine Verbindung zu späten Bewegungen an der Insubrischen Linie, die infolge dextraler Transpression zwischen Adria und Europa aktiv sind, ist gut möglich (SCHMID et al., 1987).

Daneben durchziehen unzählige kleine, meist steilstehende Klüftflächen den ganzen flachliegenden Faltenstapel. Die Versetzungsbeträge sind, wenn überhaupt vorhanden, minimal (max. einige dm). Anhand «en échelon»-Klüftchen zeigt sich abermals ein Absinken des südlichen Teils (siehe Fig. 3.49 in GROND, 1994). Auf manchen dieser Klüftflächen, besonders in den Streifen- und Augengneisen, finden sich zum Teil idiomorph gewachsene Klüftminerale wie Quarz, Adular, Prehnit, Epidot, Titanit und Chlorit. In den während D_2 gebildeten Boudinklüften wird Disthen von Andalusit überwachsen (vgl. Kapitel 3.4.2e; KLEIN, 1976). Bei der Entstehung der Klüfte müssen somit etwa Bedingungen der Prehnit-Pumpellyit- bis unteren Grünschieferfazies geherrscht haben.

Die Klüftbildung stellt das jüngste Ereignis im Untersuchungsgebiet dar. Sie steht am ehesten mit Druckentlastung während einem späten Stadium der Hebungsgeschichte im Zentralalpenraum und der damit einhergehenden Talbildung (Talklüftung) in Zusammenhang.

3.5 Diskussion der Strukturgeschichte

Die Diskussion zur strukturellen Entwicklung in der nördlichen Cima Lunga-Einheit gliedert sich in zwei Teile: zunächst wird die Deformationsabfolge der Cima Lunga-Einheit mit der publizierten Verformungsgeschichte in benachbarten Deckeinheiten der Zentralalpen, insbesondere in der zur Cima Lunga-Einheit äquivalenten Adula-Decke, verglichen und die einzelnen Phasen wo immer möglich miteinander korreliert. Die Prozesse, die zu den verschiedenen Deformationsphasen geführt haben, und deren relatives Alter sind ebenfalls kurz angesprochen. Im Anschluss daran wird die Lage der Deckengrenze zwischen der Cima Lunga-Einheit und der unterliegenden Simano-Decke erörtert und ein neues strukturelles Modell für die Cima Lunga-Einheit vorgeschlagen.

3.5.1 Korrelation mit Deformationsereignissen in benachbarten Decken

Tabelle 3.3 fasst die Deformationsgeschichte in verschiedenen tektonischen Einheiten des Penninikums und des Unterostalpins zusammen und stellt einen Versuch zur Korrelation dieser Ereignisse von West nach Ost dar. Sie beruht teilweise auf früheren Korrelationsvorschlägen über meist kleinere Distanzen (z.B. HUBER, 1981; BAUDIN et al., 1993; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996; PARTZSCH, 1996; PUSCHNIG, 1996). Vergleiche über den gesamten Zentralalpenraum sind bisher jedoch noch relativ selten zu finden (z.B. SCHMID et al., 1996). Die angegebenen Zeiträume sollen das Alter der jeweiligen Verformungsphasen eingrenzen und stützen sich oftmals auf Datierungen und Beobachtungen aus den Randbereichen des lepontinischen Gneisdomes, wo die Austemperung insbesondere älterer Gefüge durch die amphibolitfazielle Metamorphose geringer ist. Aus der Cima Lunga-Einheit oder der angrenzenden Simano-Decke existieren bisher keine Datierungen zu den einzelnen Deformationsphasen, und publizierte Altersdaten müssen meist als Abkühlalter

Tabelle 3.3: Korrelation der Deformationsereignisse in verschiedenen tektonischen Einheiten der Zentralalpen und des Unterostalpins, vom Maggia-Gebiet im Westen bis in die penninisch-unterostalpine Grenzregion (Malenco-Gebiet) im Osten reichend. Teil 1: Maggia-Lebendun- bis (obere) Adula-Decke.

Alter	Maggia-, Lebendun- und Antigorio-Decken	Simano-Decke (inkl. Soja-Zone)	Cima Lunga-Einheit	(obere) Adula-Decke (inkl. Misox-Zone), Gruf-Massiv
obere Kreide? Paläozän/ Eozän	HUBER et al. (1980); HUBER (1981); SIMPSON (1981, 1982); GRUJIC (1992); GRUJIC & MANCKTELLOW (1996)	GROND et al. (1995); PARTZSCH et al. (in prep.) und diese Arbeit	GROND (1994); WAHL (1994); GROND et al. (1995) und diese Arbeit	LOW (1987); MEYRE & PUSCHING (1993); PARTZSCH et al. (in prep.); DAVIDSON et al. (1996)
Eozän (45–40 Ma)	<i>D₁</i> (Deckenbildung): Schieferung S ₁ , Lineation L ₁ , «Top nach NW bis NNW»-Scherung, Isoklinalfalten, Deckfalten.	<i>D₁</i> : subhorizontales S ₁ , NW-SE-orient. L ₁ , «Top nach NW»-Bewegung, Isoklinalfalten (relktivisch, selten).	<i>D_{1pp}</i> : Verschuppung der versch. Lithologien, Boudinage basischer Gänge in Ultramafiten, Schieferung S _{1pp} und Lineation L _{1pp} in Eklogiten und Peridotiten, Isoklinalfalten; S-gerichtete Subduktion, Hochdruck und einsetzende Hebung	<i>D₁</i> (Sorreda-Phase): Misox-Imbrikation (Basement-Sedimente), Verschuppung im Basement (mit Basika), ev. Boud. maf. Linsen; S-gerichtete Subduktion. <i>D₂</i> (Trescolmen-Phase): ENE-fallendes S ₂ , flach E-W-streichendes L ₂ , Isoklinalfalten, ev. Boudinage maf. Linsen; Hochdruck, einsetzende Hebung.
Eozän bis Oligozän (40–35 Ma)	<i>D₂</i> (Verfaltung des Deckenstapels): Hauptschieferung S ₂ , Lineation L ₂ , «Top nach NW» in unteren, «Top nach SE» in oberen Einheiten, grossräumige Isoklinalfalten mit FA ₂ // L ₂ (meist).	<i>D₂</i> : flachliegende Hauptschieferung S ₂ , NW-SE-streichende Lineation L ₂ mit «Top nach SE»-Schersinn, grossräumige Isoklinalfalten mit NW-SE-streichender FA ₂ .	<i>D₂</i> (Deckenverfaltung und -kollaps): flachliegende Hauptschieferung S ₂ , Abfolge von liegenden Isoklinalfalten, NNW-SSE-streichende Lineation L ₂ mit «Top nach SSE bis SE»-Schersinn.	<i>D₃</i> (Zapport-Phase, Deckenzusammenschub): subhorizontales bis leicht ENE-fallendes S ₃ , flach NNW-SSE-streichende Lineation L ₃ , «Top nach N/NNW»-Bewegungsrichtung, Isoklinalfalten, ev. Boudinage maf. Linsen.
Oligozän (prä-Bergell, 35–32 Ma)	<i>D₃</i> (Querfaltung): Krenulationschieferung S ₃ , Lineation L ₃ , offene Falten (wellblechartig) mit grossräumiger sigmoidaler z-Form.	<i>D₃</i> : offene Falten mit NW-SE-streichender FA ₃ und steiler FAE ₃ (selten).	<i>D₃</i> («Querfaltung»): offene Falten mit steil nach SW einfallender FAE ₃ und NW-SE-streich- ender FA ₃ , Schieferung S ₃ selten.	<i>D₄</i> (Leis-Phase): flach NE-fallende Schieferung S ₄ , W-E- bis NW-SE-orient. Lineation L ₄ mit «Top nach E»-Schersinn (v.a. obere Adula), offene bis geschlossene Falten; Intensitäts- zunahme vom Top zur Basis der Adula. «Cressen-Phase»: offene Falten mit E-W-streichenden Achsen im Gruf-Massiv und in der südl. Adula- Decke, rasche Hebung im S.
Miozän (20–15)	<i>D₄</i> (nördl. Rückfaltung): Faltung, Steilstellung der Einheiten im N und S; dextrale Transpression und Hebung, WSW-ENE-Extension.	<i>D₄</i> : Kinkfalten und -bänder (selten)	<i>D₄</i> («Rückfaltung»): Krenulation und Kinkung in Glimmer- schieferrn.	<i>D₅</i> (Carassino-Phase): Undulation und Kinkung in ganzer Adula- Decke, N-vergente Flexuren mit NE-SW- Achsen, FAE flach SE-fallend.
Miozän bis heute	<i>D₅</i> (Kollapsfalten): Kinkfalten mit flachen FAE ₅ , NNW-SSE Brüche, Senkung des NE-Blockes, NE-SW-Extension.	<i>D₄</i> : steilstehende Klüfte und Brüche, Hebung der nördl. Blöcke.	<i>post-D₄</i> : steilstehende Brüche und Klüfte, Hebung der nördlichen Blöcke.	<i>post-D₅</i> : NNW-SSE- und NW-SE-streichende Brüche.

Tabella 3.3 (Fortsetzung): Teil 2: untere Adula-Decke bis Malenco-Forno-Einheit und Margna-Decke. Diese Korrelation ist mit zunehmender Distanz zum untersuchten Gebiet um die Cima di Gagnone immer grösseren Unsicherheiten unterworfen.

Alter	untere Adula-Decke (?)	Tambo- und Suretta-Decke	Schamser-Decken und angrenzende tektonische Einheiten (Tambo und Suretta)	Penninisch-ostalpine Grenzregion (Malenco-Forno-Einheit, Margna-Decke)
mittlere Kreide	PARTZSCH et al. (in prep.);	MILNES & SCHMITZ (1978); MARQUER (1991); MAYERAT (1994); BAUDIN et al. (1993); HUBER & MARQUER (1996); MARQUER et al. (1996)	SCHMID et al. (1990); SCHREIBERS (1993)	HERMANN & MÜNTNER (1992); SPILLMANN (1993); PUSCHING (1996); FROITZHEIM et al. (1994) [nur wichtigste Phasen]
obere Kreide		<i>Avers-Phase (nach MILNES & SCHMITZ, 1978):</i> frühe Überschiebung und Verschuppung (obere Kreide oder Tertiär?)		<i>D₁ (Deckenbildung im Ostalpin):</i> Schieferung S ₁ , E-W-streichende Lineation L ₁ , «Top nach W»-Überschiebung der unterostalpinen und südpeninischen Einheiten, Falten. <i>D₂ (E-W-Extension):</i> E-gerichtete Abschiebungen mit «Top nach E», Kollaps des verdickten Deckenstapels.
Eozän (50–35 Ma)	<i>D₁ (Zapport-Phase):</i> S-gerichtete Subduktion des europäischen Kontinentalrandes, Strukturen nur reflektisch erhalten (S ₁ , L ₁); Metamorphosezunahme.	<i>D₁ (Ferra-Phase):</i> subhorizontales S ₁ , NW-SE-streichende Lineation L ₁ , «Top nach NW»-Deckenüberschiebung, isoklinale Falten; erhöhte Drücke	<i>D₁ (Ferra-Phase):</i> subhorizontales S ₁ (penetrativ), NW-SE-streichende Lineation L ₁ , «Top nach NW bis N»-Schersinn, isoklinale Falten, Deckenbildung.	<i>D₃ (erste Rückfaltung):</i> grossräumige Isoklinalfalten, «Top nach N bis NW»-Überschiebung der ostalpinen Einheiten über Mittel- und Nordpeninikum, auch «Top nach S» in Malenco-Region.
oberes Eozän bis Oligozän (prä-Bergell, 40–32 Ma)	<i>D₂ (Lais-Phase):</i> Hauptdeformationsphase, flach NE-fallende Hauptschieferung S ₂ , NW-SE-streichende Lineation L ₂ mit «Top nach NW» an Adula-Basis (Mylonit), Isoklinalfalten.	<i>D₂ (Niemet-Beverin-Phase):</i> subhorizontales S ₂ (Hauptschieferung im Süden), E-W-streichendes L ₂ mit «Top nach E»-Bewegungsrichtung, isoklinale SE- bis SSE-vergente Falten.	<i>D₂ (Niemet-Beverin-Phase):</i> grossräumige Verfaltung des Deckenstapels (N-schliessende Niemet-Beverin-Falte), Schieferung S ₂ , Lineation L ₂ , «Top nach SE»-Schersinn auf oberem Schenkel.	<i>D₄ (Turba-Abschiebung):</i> Scherbänder mit «Top nach SE bis SSE»-Schersinn, E-W-Extension, starke Deformation in unterliegenden südpeninischen Einheiten.
Oligozän (syn- bis post-Bergell, 32–20 Ma)		<i>D₃ (Domleschg-Phase):</i> N-vergente offene Falten mit treppenartiger Fallengeometrie, E-W-streichende FA ₃ , «Top nach N»-Schierung, steil südfallendes S ₃ , Hebung im S.	<i>D₃ (Domleschg-Phase):</i> NW- bis NNW-vergente Falten, WSW-ENE-streichende FA ₃ , steil nach SSE-fallende FAE ₃ .	<i>D₅ (zweite Rückfaltung):</i> S- bis SW-orientierte asymmetrische Falten, SW-NE-Kompression. <i>D₆ und folgende:</i> Deformationen in Zusammenhang mit der Intrusion des Bergells, Querfaltung.
Miozän (< 20 Ma)	<i>D₃ (Carassino-Phase):</i> Kinkfalten und -bänder, betrifft ganze Adula-Decke.			
Miozän bis heute	<i>post-D₃:</i> NNW-SSE- und NW-SE-streichende Brüche.	<i>D₄:</i> NNW-SSE-streichende Brüche, Absinken der NE-Blöcke, SW-NE-Extension.		<i>späte Deformation:</i> meist steile Brüche und Klüfte.

angesehen werden. Einen Überblick zu bisherigen Datierungen mit Bezug auf die Deformationsgeschichte geben unter anderem HUNZIKER et al. (1989, 1992, 1997) über den ganzen Zentralalpenraum, PARTZSCH (1996) für die Adula-Decke, GRUJIC & MANCKTELOW (1996) für die Maggia-Region und MARQUER et al. (1994) für die Tambo- und Suretta-Decken. Eingehende Diskussionen zur Exhumations- und Abkühlgeschichte finden sich bei HURFORD (1986), HURFORD et al. (1989), VANCE & O'NIONS (1992) sowie STECK & HUNZIKER (1994).

Eine Korrelation verschiedener Deformationsphasen aus unterschiedlichen Einheiten ist mit zunehmender Distanz naturgemäss immer grösseren Unsicherheiten unterworfen, und der in Tabelle 3.3 dargelegte Vorschlag muss als zum Teil höchst spekulativ angesehen werden. Neben den rein phasenspezifischen Beobachtungen – Schieferung, Lineation, Faltenachse und Achsenebene, Faltenstil, Boudinage und deren Orientierungen – sind auch Interferenzgeometrien zwischen einzelnen Phasen und ihre Beziehung zum metamorphen Mineralwachstum bei einer Korrelation berücksichtigt worden (RAMSAY, 1967; MILNES, 1974a/b). Ereignisse, die auf gleiche tektonische Prozesse und Bewegungen zurückgehen, müssen dabei in den einzelnen Decken durchaus nicht gleichzeitig abgelaufen sein. Vielmehr dürfte sich der Deckenbau in den Zentralalpen sukzessive von oben nach unten entwickelt haben, indem zusehends internere Einheiten des Briançonnais (Tambo- und Suretta-Decken) über externere Einheiten des südlichen Kontinentalrandes von Europa (Adula-, Simano- und Leventina-Decken) geschoben worden sind (z.B. SCHMID et al., 1996; FROITZHEIM et al., 1996). So ist es eher unwahrscheinlich, dass die Deformationsabfolge aus der Cima Lunga-Einheit strikte zeitgleich mit den entsprechenden Deformationsphasen in der höherliegenden Tambo- oder Suretta-Decke entstanden ist, insbesondere da die beobachteten Mineralalter einem E–W- beziehungsweise N–S-Trend mit gegen W bis NW jünger werdenden Altern unterliegen (z.B. HUNZIKER et al., 1992). Und schliesslich darf die beobachtete «Abfolge von Phasen» kaum als das Resultat von isolierten tektonischen Bewegungsereignissen betrachtet werden, sondern stellt vielmehr das Produkt eines kontinuierlich abgelaufenen Prozesses bei der Kollision zweier Kontinente dar, bei dem sich die Orientierung der Hauptverformungsachsen fortwährend in kleinen Schritten geändert hat, und der bis heute nicht abgeschlossen ist.

Hochdruckphase D_{HP}

Strukturen einer frühalpinen Hochdruckphase D_{HP} sind in der nördlichen Cima Lunga-Einheit nur noch reliktsch in den basischen und ultrabasischen Linsen und mit diesen vergesellschafteten Gesteinen nachweisbar. In den umliegenden Gneisen und Schiefern lassen sich keine entsprechenden strukturellen Hinweise auf D_{HP} finden. Falls sie einmal vorhanden waren, sind sie vollständig von den nachfolgenden vier alpinen Deformationen und der damit einhergehenden Metamorphose überprägt und ausgelöscht worden (vgl. Diskussion in Kapitel 5.6; HEINRICH, 1982). In der tektonisch äquivalenten Adula-Decke dagegen können Hochdruckstrukturen nicht nur in Eklogitlinsen sondern allenfalls auch in den einschliessenden Gneisen anhand einer Phengit-Schieferung festgestellt werden (Trescolmen-Phase: MEYRE & PUSCHNIG, 1993; PARTZSCH et al., in prep.). Zudem beschreiben MEYRE & PUSCHNIG (1993) und PARTZSCH (1996) einen Aufschluss in der Trescolmen-Gegend (mittlere Adula-Decke), an welchem Eklogite und Gneise eventuell gemeinsam unter Hochdruckbedingungen verfaltet worden sind. Die Aufschlussbeziehungen sind jedoch nach eigener Betrachtung eher zweifelhaft.

Südgerichtete Subduktion Europas unter den Adriatischen Subkontinent (HEINRICH, 1983, 1986) führte zur Verschuppung von ozeanischer und kontinentaler Kruste sowie mesozoischen Sedimenten und zu beträchtlicher Deformation der Gesteine unter zunehmend druckbetonten Bedingungen (Bildung eines «tektonischen M \acute{e} langes» nach TROMMSDORFF, 1990). Somit erscheint es durchaus möglich, dass zumindest ein Teil der Gneise und Schiefer mitsubduziert worden ist (vgl. Kapitel 5.6). Nach einem neuen Modell von PARTZSCH (1996) und PARTZSCH et al. (in prep.) sind Hochdruckrelikte auf höhere Bereiche der Adula-Decke beschränkt. Diese wird daher in zwei Teildecken aufgetrennt, welche erst im Laufe einer jüngeren Phase miteinander verschweisst und anschliessend zusammen auf die Simano-Decke überschoben worden sind. Nach diesem Modell dürfte die Cima Lunga-Einheit nur der oberen Adula-Teildecke entsprechen und müsste die gleiche Strukturgeschichte wie diese aufweisen, während im untersuchten Gebiet um die Cima di Gagnone die untere Teildecke gänzlich fehlen würde.

Sm–Nd-Datierungen an Granaten aus Eklogiten der Cima di Gagnone-Region (BECKER, 1993) und U–Pb SHRIMP-Daten an Zirkonrändern von Alpe Arami-Granatperidotiten und -pyroxeniten (GEBAUER, 1994, 1996) ergeben übereinstimmende eozäne Alter um 45–40 Ma für das Druckmaximum in der Cima Lunga-Einheit. Zirkon-Kerne weisen jedoch zum Teil präalpine Alter zwischen 450 und 1800 Ma auf (GEBAUER et al., 1992; GEBAUER, 1996). Diese können als Hinweise dafür betrachtet werden, dass die Alpe Arami-Peridotite eine lange präalpine Entwicklungsgeschichte mitgemacht haben und allenfalls als Teil des Basements anzusehen sind. Demgegenüber ist das Alter der Eklogite in der Adula-Decke nach wie vor umstritten. Einerseits werden kretazische Alter für deren Entstehung angenommen (z.B. HUNZIKER et al., 1989; STECK & HUNZIKER, 1994; SANTINI, 1992), andererseits ist ein tertiäres Alter nicht ausgeschlossen (z.B. SANTINI, 1992). Eine ausführliche Zusammenfassung und Diskussion zu bisherigen Datierungen in der Adula-Decke findet sich bei PARTZSCH (1996) und PARTZSCH et al. (in prep.). Ein präalpines, allenfalls herzynisches Alter für eklogitische Gesteine in der Adula-Decke und vielleicht auch in der Cima Lunga-Einheit muss zudem nach wie vor in Betracht gezogen werden (Diskussion in BIINO et al., 1997). Falls es sich aber um eine alpine Hochdruckphase handelt, so ist diese in den Zentralalpen auf die Adula-Cima Lunga-Einheit beschränkt. Sowohl in der überliegenden Tambo- und Suretta- als auch in der unterliegenden Simano-Decke lassen sich alpin höchstens erhöhte Drücke bis maximal 10–13 kbar bestimmen, und präalpine Eklogite auffinden (BAUDIN & MARQUER, 1993; MARQUER et al., 1994; IROUSCHEK, 1983). Weitere alpine Hochdruckvorkommen mit tertiären Altern, die auf ein äquivalentes Subduktionsereignis zurückzuführen sind, treten westlich der Cima Lunga-Einheit in der Zermatt-Saas-Zone, der Sesia-Zone und der Dora Maira auf (BOWTELL et al., 1994; GEBAUER et al., 1997; RUBATTO, 1998; RUBATTO et al., 1998).

Die Exhumation der Adula-Cima Lunga-Einheit begann noch während der Hochdruckphase D_{HP} , wahrscheinlich direkt nach dem Erreichen des Druckmaximums. Der Mechanismus für die relativ rasch abgelaufene Exhumation ist noch weitgehend unbekannt, eine Übersicht zu verschiedenen Exhumationsmodellen gibt zum Beispiel PLATT (1993). Im Versetzungsbereich zwischen abtauchender Platte (Europa und Valais-Trog) und sich darüberschiebendem orogenem Deckel (Adria) losgebrochene Krustenblöcke könnten aufgrund einer relativen, der Subduktion entgegengesetzten Bewegungskomponente parallel zu dieser Scherzone gehoben und exhumiert werden (siehe CLOOS, 1982, 1985). PARTZSCH et al. (in prep.) schlagen ein ähnliches Modell bestehend aus einer Kombination zwischen

Extension in höheren Einheiten und Extrusion der Adula-Cima Lunga-Einheit parallel zur «Subduktionsscherzone» (= schmale Zone zwischen abtauchender Platte und Hangingwall, in der die grösste relative Bewegungskomponente auftritt; siehe Modell bei MANCKTELOW, 1995) vor, bei fortgesetzter Kompression und Versenkung in tieferen Krustenniveaus.

Deckenbildung (D_1)

D_1 ist die erste alpine Deformationsphase, die mit Sicherheit sowohl in den basischen und ultrabasischen Linsen und den Nebengesteinen der Cima Lunga-Einheit als auch in der unterliegenden Simano-Decke auftritt und in beiden tektonischen Einheiten gleiche Geometrie und Orientierung aufweist. Innerhalb der Linsen der Cima Lunga überprägt sie zudem die früheren Strukturen der Hochdruckphase D_{HP} . Linsen- und Nebengesteine müssen somit spätestens syn- D_1 miteinander verschuppt und ab diesem Zeitpunkt zusammen deformiert worden sein.

Die erste Deformationsphase D_1 äussert sich tektonisch in der «Überschiebung» der Adula-Cima Lunga-Einheit auf die Simano-Decke unter amphibolitfaziellen Bedingungen, mit einer «Top nach N- bis NW»-Bewegungsrichtung, und ist mit dem deckenbildenden Ereignis im ganzen penninischen Raum gleichzusetzen. Während D_1 wird die Exhumation der Cima Lunga-Einheit und der «oberen» (nach dem Modell von PARTZSCH et al., in prep.) Adula-Decke, die schon im Laufe der Hochdruckphase D_{HP} einsetzte, mit einer «Top nach N- bis NW»-Bewegungskomponente abgeschlossen. Zusätzlich könnte sich die Simano-Decke in südliche Richtung unter die Cima Lunga-Einheit geschoben haben. Bei der «Überschiebung» dieser beiden tektonischen Einheiten würde es sich somit um einen kombinierten Prozess aus Exhumation im Hangenden und beginnender Versenkung im Liegenden einer S-gerichteten Subduktionszone handeln (vgl. dazu Fig. 8c in SCHMID et al., 1996), woraus eine relative «Top nach N»-Bewegung resultiert.

Über die Zentralalpen betrachtet liess sich D_1 von W nach E am besten mit der deckenbildenden Phase D_1 von HUBER et al. (1980) und GRUJIC & MANCKTELOW (1996) im nördlichen Maggia-Gebiet, mit der Zapport-Phase (LÖW, 1987; PARTZSCH et al., in prep.) in der oberen und unteren Adula-Decke, der Ferrera-Phase (MILNES & SCHMUTZ, 1978; SCHREURS, 1993; SCHMID et al., 1990) in den Schamser-Decken und der nördlichen Suretta-Decke sowie mit D_1 von BAUDIN et al. (1993) und HUBER & MARQUER (1996) in der Tambo- und der Suretta-Decke korrelieren (vgl. Tab. 3.3). Die zur Deckenüberschiebung in den penninischen Einheiten äquivalente Phase in der Malenco-Forno-Einheit und den unterostalpinen Decken südlich der Engadiner Linie (Margna- und Sella-Decken) stellt am ehesten die erste Rückfaltungsphase (D_3) nach SIDLER & BENNING (1992), HERMANN & MÜNTENER (1992) und SPILLMANN (1993) dar, die vor allem in nördlichen Regionen ebenfalls einer «Top nach N»-Kinematik unterliegt (vgl. FROITZHEIM et al., 1994), südlich davon in der Malenco-Region jedoch ein «Top nach S» aufweist.

Am Ostrand des penninischen Bereiches erfasst die erste Deformationsphase D_1 den Arblatsch-Flysch, der Fossilien des Paläozäns und unteren Eozäns enthält (ZIEGLER, 1956; EIERMANN, 1988). In der Suretta-Decke gruppieren sich K–Ar- und Rb–Sr-Alter an Hellglimmern und Phengiten um ca. 35–45 Ma und werden als Bildungsalter der Glimmer in der ältesten alpinen Schieferung S_1 angesehen (STEINITZ & JÄGER, 1981; SCHREURS, 1993; Review in MARQUER et al., 1994). Aus der Cima Lunga-Einheit und der Simano-Decke selber existieren bisher keine Datierungen zu D_1 . Ob die erste Phase in letzteren als syn-

chron zu jener in der Suretta-Decke angesehen werden darf, ist ungewiss und eher zweifelhaft. Da sich der penninische Deckenbau jedoch von oben nach unten, dh. von paläogeographisch intern nach extern, entwickelt hat (z.B. SCHMID et al., 1996, 1997) und die vorhandenen Datierungen aus den Zentralalpen von E nach W zusehends jünger werden (HUNZIKER et al., 1992), dürften jene Daten eine obere Alterslimite für D_1 in der Cima Lunga-Einheit angeben. Die als relativ zuverlässig geltenden Sm–Nd-Datierungen der vorangehenden Hochdruckphase (45–40 Ma; BECKER, 1993) grenzen diese obere Limite zusätzlich ein. Für die erste Deformationsphase D_1 in der Cima Lunga-Einheit darf somit ein eozänes bis unteroligozänes Alter (40–35 Ma) angenommen werden.

Verfaltung des Deckengebäudes (D_2 , Hauptdeformation)

Ebenso wie D_1 ist auch die zweite Deformationsphase D_2 regional weit verbreitet und tritt oftmals als Hauptverformungsphase in Erscheinung. In der Cima Lunga-Einheit und der unterliegenden Simano-Decke erzeugt sie eine Serie von liegenden Isoklinalfalten, die Hauptschieferung (S_2) und eine penetrative Streckungslineation (L_2) parallel zur Faltenachse FA_2 , mit konsistentem «Top nach SE- bis SSE»-Schersinn. D_2 wird hier einer syn- bis post-kollisionalen NW–SE-gerichteten Extension als Folge von vertikaler Verkürzung und Zergleiten des während D_1 überschobenen Deckenstapels zugeschrieben und führt zur Entspannung des isostatischen Ungleichgewichtes in der zuvor stark verdickten Kruste (PLATT, 1986, 1993; PLATT & VISSERS, 1989). Die dabei gebildeten flachliegenden Isoklinalfalten wurden entweder in die Streckungsrichtung hineinrotiert oder primär parallel dazu angelegt (vgl. Modell von GRUJIC & MANCKTELOW, 1995). Über die Zentralalpen betrachtet unterliegt die dominierende lineare Struktur – vorwiegend zur Deformationsphase D_2 gehörig – einer grossräumigen, kontinuierlichen Richtungsänderung (vgl. WENK, 1955, Tafel I; MERLE et al., 1989; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). In der Basodino-Cristallina-Region fällt sie mit mittlerer Neigung nach NE ein und verläuft östlich davon, im Campolungo-Gebiet, etwa in ost-westlicher Richtung. Weiter östlich und südlich, im Val Verzasca und der Leventina, streicht L_2 flach von NNW nach SSE, Scherindikatoren weisen auf einen relativen «Top nach SSE» Bewegungssinn hin. Analoge Kinematik beschreiben SCHMID et al. (1990) und SCHREURS (1993) weiter östlich aus den Schamser-Decken und den angrenzenden Einheiten, erklären diese aber als relative SE-gerichtete Versetzung bei genereller NW- bis NNW-Bewegung mit von oben nach unten zunehmender Transportgeschwindigkeit unterhalb eines rigiden orogenen Deckels, repräsentiert durch die ostalpinen Einheiten. In der zur Cima Lunga-Einheit äquivalenten Adula-Decke (MEYRE & PUSCHNIG, 1993) sowie in den darüberliegenden Tambo- und Suretta-Decken (BAUDIN et al., 1993; HUBER & MARQUER, 1996) ist L_2 schliesslich flach E-fallend und Scherbeobachtungen ergeben eine «Top nach E»-Verschiebung. Diese wird auch hier mit E–W-Extension parallel zum orogenen Gürtel im Zusammenhang mit vertikaler Verkürzung und Zergleiten des Deckengebäudes erklärt.

Wie in Tabelle 3.3 gezeigt lässt sich die zweite Deformationsphase in der Cima Lunga-Einheit mit D_2 von HUBER et al. (1980) und GRUJIC & MANCKTELOW (1996) in der nördlichen Maggia-Decke und angrenzenden Einheiten, mit der Leis-Phase (LÖW, 1987; MEYRE & PUSCHNIG, 1993; PARTZSCH, 1996) in der ganzen Adula-Decke sowie mit der Niemet-Beverin-Phase in den überliegenden Tambo- und Suretta-Decken (z.B. MILNES & SCHMUTZ, 1978; BAUDIN et al., 1993; SCHREURS, 1993) und der Turba-Phase in der penninisch-unter-

ostalpinen Grenzregion (z.B. FROITZHEIM et al., 1994; NIEVERGELT et al., 1996) gleichsetzen. Regional führt D_2 zu teilweise intensiver Verfallung des von D_1 aufgebauten Deckenstapels («main post-nappe folding», MILNES, 1974a/b) und ruft in den Zentralalpen zum Teil deckenähnliche Grossstrukturen hervor, die früher oft mit echten Deckfalten verwechselt wurden. Zwischen den Deformationsphasen D_1 und D_2 entstehen dabei je nach Lokalität Interferenzgeometrien der Typen 2 oder 3 (siehe Kapitel 3.4.1c, Fig. 3.15).

Nach dem Adula-Modell von PARTZSCH (1996) und PARTZSCH et al. (in prep.) müssten die obere und die untere Adula-Teildecke im Laufe dieser Phase (Leis-Phase) zusammengefügt und anschliessend in NW-Richtung auf die Simano-Decke überschoben worden sein. Diese These lässt sich hier aus den folgenden Gründen nicht weiter stützen:

- 1) In der Region um die Cima di Gagnone zeigen D_2 -Strukturelemente aus dem Cima Lunga-Lappen und der Simano-Decke gleiche Geometrie und Orientierung; die isoklinalen Falten setzen sich über beide tektonische Einheiten hinweg fort, ohne dass Diskordanzen zu beobachten sind (siehe z.B. Fig. 3.24b).
- 2) In beiden Einheiten findet sich eine einheitliche «Top nach SE»-gerichtete Scherung, ein Mylonit-Horizont fehlt im Bereich der Deckengrenze. Dieser wäre bei einer syn- D_2 Überschiebung jedoch zu erwarten, wobei der Schersinn zwischen Simano-Decke im Liegenden und Cima Lunga-Einheit im Hangenden wechseln müsste.
- 3) «Top nach NW»-Kinematik während D_2 ist weder an der Cima Lunga-Basis noch sonstwo in den penninischen Decken wirklich belegt und scheint auf die Adula-Basis beschränkt zu sein.
- 4) Falls die Cima Lunga-Einheit, wie allgemein angenommen, tektonisch äquivalent zur Adula-Decke sein sollte, müssten beide plusminus dieselbe strukturelle Geschichte aufzeigen.

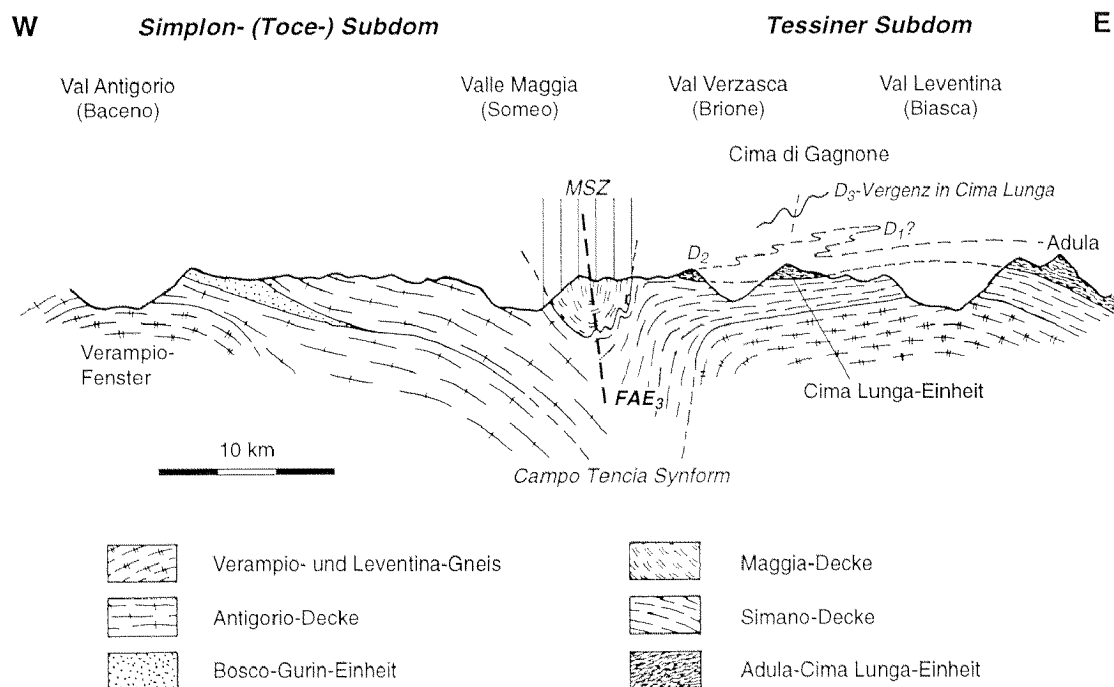
Aus diesen Gründen scheint die Adula-Decke während der zweiten Deformationsphase eine Einheit darzustellen, die schon infolge eines früheren Deformationsereignisses (Zapport-Phase, D_1) vereint und als Ganzes auf die Simano-Decke geschoben worden ist.

Im Bergell wird der Turba-Mylonit, eine E-gerichtete Abschiebungsstruktur mit ebenfalls «Top nach E»-Schersinn, die an der Grenze zwischen unterostalpinen und süd-penninischen Einheiten vorkommt und mit der zweiten Phase D_2 in letzteren gleichgesetzt wird (LINIGER, 1992; NIEVERGELT et al., 1996), zusammen mit der regionalen Schieferung (S_2) und weiteren D_2 -Strukturen von der Bergeller Intrusion abgeschnitten (NIEVERGELT et al., 1996). Das Alter dieser Intrusion beläuft sich auf rund 32 Ma für den Tonalit und 30 Ma für den Granodiorit (VON BLANCKENBURG, 1992; VILLA & VON BLANCKENBURG, 1991). Wie in der Cima Lunga-Einheit und in den benachbarten Decken findet zudem die grünschiefer- bis amphibolitfazielle Regionalmetamorphose und das damit einhergehende Hauptmineralwachstum auch hier syn- bis post- D_2 statt und wird von der Bergeller Kontaktmetamorphose überlagert (TROMMSDORFF & NIEVERGELT, 1983). Aufgrund dieser Beobachtungen und der oben aufgeführten Korrelationen wird die zweite Deformationsphase D_2 in der Cima Lunga-Einheit und den benachbarten Decken als prä-Bergellisch betrachtet und auf ca. 35–32 bzw. 30 Ma geschätzt (vgl. auch MARQUER et al., 1994; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). Diese Schätzung stimmt gut mit Rb–Sr-Datierungen an Hellglimmern in zentralen Bereichen des Lepontins (um die Cima Lunga-Einheit) überein (JÄGER, 1973), welche den Peak der amphibolitfaziellen Metamorphose markieren. K–Ar-Daten ergeben dagegen meist jüngere Alter um 26 bis 23 Ma (DEUTSCH & STEIGER, 1985) und stellen

meist Abkühlalter dar, welche durch die über D_2 hinaus und allenfalls sogar bis syn- D_3 anhaltenden, relativ hohen Metamorphosebedingungen verjüngt worden sind.

«Querfaltung» (D_3)

Strukturen der dritten Deformationsphase D_3 sind in der Cima Lunga-Einheit relativ selten und auf Zonen höheren Kompetenzkontrastes wie zum Beispiel die Randbereiche von basischen und ultrabasischen Linsen beschränkt. Da sich teilweise Talk-haltige Chlorit-Peridotite während D_3 noch duktil verhalten, muss sich diese Phase unter noch recht hoher Metamorphose der unteren bis mittleren Amphibolitfazies ereignet haben. Regional ist D_3 zwar nicht konsistent, lässt sich jedoch gut mit der dritten Phase («Querfaltung») von HUBER et al. (1980) und GRUJIC & MANCKTELOW (1996) im NW und W der Cima di Gagnone vergleichen (siehe Tab. 3.3). Die offenen D_3 -Falten aus der Cima Lunga-Einheit stellen in nördlicher Richtung betrachtet mehrheitlich z-förmige Faltenvergenzen dar und weisen auf eine grossräumige D_3 -Synform im Westen des untersuchten Gebietes hin (Fig. 3.33). Dabei könnte es sich um die von GRUJIC & MANCKTELOW (1996) beschriebene NNW–SSE-streichende «Campo-Tencia»-Synform handeln, die sich im Westen zwischen Verzasca- und Maggia-Tal anschliesst und deren Achsenebenenspur vom Pizzo Campo Tencia bis nach Lavertezzo verfolgbar ist. Diese D_3 -Synform verläuft quer zum Alpenhauptkamm



Figur 3.33: Schematisches geologisch-tektonisches E–W-Profil über die Zentralalpen, vom Val Leventina über das Valle Verzasca und das Valle Maggia bis ins Val Antigorio (modifiziert nach MERLE & LEGAL, 1988; MERLE et al., 1989; STECK & HUNZIKER, 1994). Z-förmige D_3 -Vergenzen in der Cima Lunga-Einheit, die ihrerseits eine westschliessende, allenfalls eine D_1 -Falte überlagernde D_2 -Falte darstellt (siehe Fig. 3.35, Kapitel 3.5.2), deuten auf eine grossräumige Synform im Westen derselben hin. Dabei handelt es sich am ehesten um die «Campo-Tencia-Synform» (GRUJIC & MANCKTELOW, 1996), die den lepontinischen Dom in zwei Subdome (Simplon- und Tessin-Kulminationen) teilt und deren steilstehende Schenkel der «Maggia Steep Zone» (MSZ) entsprechen.

und spaltet den Lepontinischen Gneisdom in zwei Subdome – die jüngere Simplon- (oder Toce-) Kulmination im Westen und den Tessiner Gneisdom im Osten (Fig. 3.33; siehe auch Fig. 2 in MERLE et al., 1989), auf dessen Rücken sich auch die Adula-Cima Lunga-Einheit befindet. In der Campo Tencia-Region weist sie eine noch recht offene Faltengeometrie mit steilstehendem westlichem Schenkel (Fig. 11 in GRUJIC & MANCKTELOW, 1996) auf, wird gegen Süden jedoch immer geschlossener, mit subvertikalen Falten-schenkeln beidseits des Faltscharniers bei Lavertezzo. Diese steilgestellten Schenkel der «Campo-Tencia»-Synform repräsentieren die sogenannte «Maggia-Querzone» (nach PREISWERK, 1918, 1921) oder «Maggia steep zone» (nach MERLE & LEGAL, 1988; MERLE et al., 1989; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996; Fig. 3.33).

Eine Korrelation zwischen D_3 und der Deformationsgeschichte östlich der Cima Lunga ist nicht ganz so einfach und offensichtlich (vgl. Tab. 3.3). In der nördlichen Adula-Decke fehlt ein äquivalentes Ereignis, was unter Umständen der Tatsache zugeschrieben werden kann, dass man sich hier auf dem Rücken des Tessiner Doms, einer weitläufigen D_3 -«Antiform», befindet, wo kaum parasitäre Falten zu erwarten sind (vgl. Fig. 3.33). In der südlichen Adula-Decke und im Gruf wird D_3 nach Orientierung und Faltengeometrie am ehesten von der «Cressem»-Phase (KOPP, 1923) repräsentiert, und in der Tambo- und der Suretta-Decke sowie den Schamser-Einheiten dürfte sie in etwa der «Domleschg»-Phase entsprechen (MILNES & SCHMUTZ, 1978; SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1993; BAUDIN et al., 1993; HUBER & MARQUER, 1996). Über den Zentralalpenraum betrachtet zeichnen die D_3 -Faltenachsen somit eine grossräumige sigmoidale z-Form nach, wobei sie im nördlichen Maggia-Gebiet von SW nach NE verlaufen, südlich davon in eine NW–SE- bis NNW–SSE-Richtung drehen (z.B. «Campo-Tencia»-Synform) und im Bergell schliesslich wieder E–W streichen («Cressem»-Falten; nach GRUJIC & MANCKTELOW, 1996).

Deformation im Zusammenhang mit der «Cressem»-Phase führt zu submagmatischer bis postmagmatischer Verschiebung und Faltenbildung im Bergeller Tonalit (ROSENBERG et al., 1995). Ebenso wird der westliche intrusive Kontakt zwischen Tonalit und Gruf-Gneisen von derselben D_3 -Phase verfaltet (DAVIDSON et al., 1996; ROSENBERG et al., 1995). In der Tambo- und Suretta-Decke äussert sich D_3 in der Entwicklung N-vergenger treppenförmiger Falten (z.B. BAUDIN et al., 1993). Diese sind bei einem späten Stadium der Kontinent-Kontinent-Kollision entstanden und als Folge von starker differentieller Hebung von Nord nach Süd, mit der grössten Exhumationsrate in südlichen Bereichen dieser Decken und im Gruf-Massiv, interpretiert worden (HUBER & MARQUER, 1996). Diese Hebung könnte sich etwa zeitgleich mit der Platznahme der Bergeller Intrusion zugetragen haben.

Analoge Hebungsprozesse finden in den ganzen südlichen Zentralalpen entlang der späteren Insubrischen Linie statt und können als etwa gleichzeitig zu D_3 in den penninischen Decken nördlich davon betrachtet werden (z.B. SCHMID et al., 1987; HEITZMANN, 1987). Sie stehen in Zusammenhang mit Rücküberschiebung und Rückfaltung sowie damit einhergehender Mylonitisierung und Steilstellung während duktiler Stadien der Insubrischen Phase, bei kontinuierlicher «dextraler Transpression» zwischen der adriatischen Subplatte im Süden und dem südlichen Kontinentalrand Europas im Norden (SCHMID et al., 1987, 1989). Die auf diese Hebungs- und Exhumationsprozesse folgende rasche Abkühlung setzte im SE der penninischen Decken (Bergell) um 30 Ma ein (HURFORD et al., 1989), wird gegen Westen zusehends jünger und begann in zentralen Bereichen des Lepontins (südliches Maggia-Gebiet) erst um 23 Ma (HURFORD, 1986; VANCE & O'NIONS, 1992; STECK & HUNZIKER, 1994).

Demzufolge dürfte die dritte Deformationsphase D_3 plusminus zeitgleich mit der Intrusion des Bergeller Toalites begonnen und während ersten duktilen Hebungsvorgängen im Bereich der Insubrischen Linie noch angedauert haben. Ähnlich wie in der Tambo-Decke (MARQUER et al., 1994) lässt sich das Alter von D_3 in der Cima Lunga-Einheit somit zwischen 32 und ca. 23 Ma eingegrenzen. D_3 -Strukturen stehen in Zusammenhang mit späten Stadien der Kontinent-Kontinent-Kollision und der Exhumation der Zentralalpen in einem dextralen transpressiven Regime zwischen dem adriatischen Sporn und Europa.

Rückfaltung (D_4) und spröde Deformation (post- D_4)

D_4 - und post- D_4 -Strukturelemente entwickelten sich unter zunehmend spröd-duktilen bis spröden Bedingungen (Grünschieferfazies) während fortdauernder Exhumation und Abkühlung der Zentralalpen. D_4 -Strukturen, vor allem Kinkfalten in Glimmerschiefern, sind in der nördlichen Cima Lunga-Einheit äusserst selten, lassen sich jedoch über den ganzen Zentralalpenraum verfolgen und korrelieren (vgl. Tab. 3.3). Nördlich der Cima Lunga-Einheit tritt D_4 zunehmend häufiger auf und ist für die Steilstellung im Norden der penninischen Decken im Kontaktbereich zum Gotthard-Massiv verantwortlich («northern steep zone»: MILNES, 1974b, 1976; STECK, 1984; GRUJIC, 1992; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). Da sich die Cima Lunga-Einheit jedoch in der flachliegenden Zone zwischen dieser nördlichen und der südlichen Steilzone entlang der Insubrischen Linie befindet, ist das seltene Vorkommen von D_4 -Strukturen nicht weiter erstaunlich. MEYRE & PUSCHNIG (1993), PARTZSCH (1996) und PARTZSCH et al. (in prep.) beschreiben in der Adula-Decke ähnliche D_4 -Strukturelemente («Carassino»-Phase; Löw, 1987), welche ebenfalls unter retrograden, spröd-duktilen Bedingungen entstanden sind.

GRUJIC & MANCKTELOW (1996) grenzen das Alter der nördlichen Rückfaltung (D_4) im Maggia-Gebiet aufgrund von Kluftmineralen (17–13 Ma, PURDY & STALDER, 1973) und der Hebungs- und Abkühlgeschichte (20–16 Ma, HURFORD, 1986) als unteres bis mittleres Miozän ein. Somit findet die vierte Deformationsphase D_4 grob gesehen gleichzeitig mit der spröd-duktilen Hauptbewegung und damit assoziierter Faltenbildung entlang der Simplon-Abschiebungszone am Westrand des lepontinischen Domes statt (18–15 Ma, MANCKTELOW, 1985, 1990; GRASEMANN & MANCKTELOW, 1993).

Spröde Verformung setzte syn- bis post- D_4 ein und führte sowohl in den Zentralalpen als auch im Unterostalpin zu meist steilen, E–W- bis NNW–SSE-streichenden Bruch- und Kluftsystemen, an welchen oft eine Senkung der nordöstlichen Blöcke feststellbar ist (BAUDIN et al., 1993; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). In der Cima Lunga-Einheit kommt daneben auch eine Hebung der nördlichen Blöcke an E–W-verlaufenden Störungen vor. Diese Sprödverwerfungen könnten das zur Simplon-Abschiebung im Westen symmetrische Äquivalent auf der Ostseite des lepontinischen Gneisdomes bei E–W-Extension darstellen (z.B. BAUDIN et al., 1993).

Diese jungen D_4 - und post- D_4 -Strukturen widerspiegeln allesamt eine allgemeine NE–SW- bis ENE–WSW-gerichtete Extension parallel zum Streichen des Alpenbogens bei NNW–SSE-gerichteter Verkürzung und anhaltender «dextraler Transpression» (STECK, 1984; SCHMID et al., 1987, 1989). Sie beziehen sich auf die jüngste Exhumation der Zentralalpen vom Miozän bis heute und manifestieren sich in ausgeprägter Bruch- und Kluftbildung, unter anderem auch in der Simplon- und der Brenner-Abschiebung (MANCKTELOW, 1990, 1992; SELVERSTONE, 1988). Die von MERLE & LEGAL (1988) und MERLE et al. (1989)

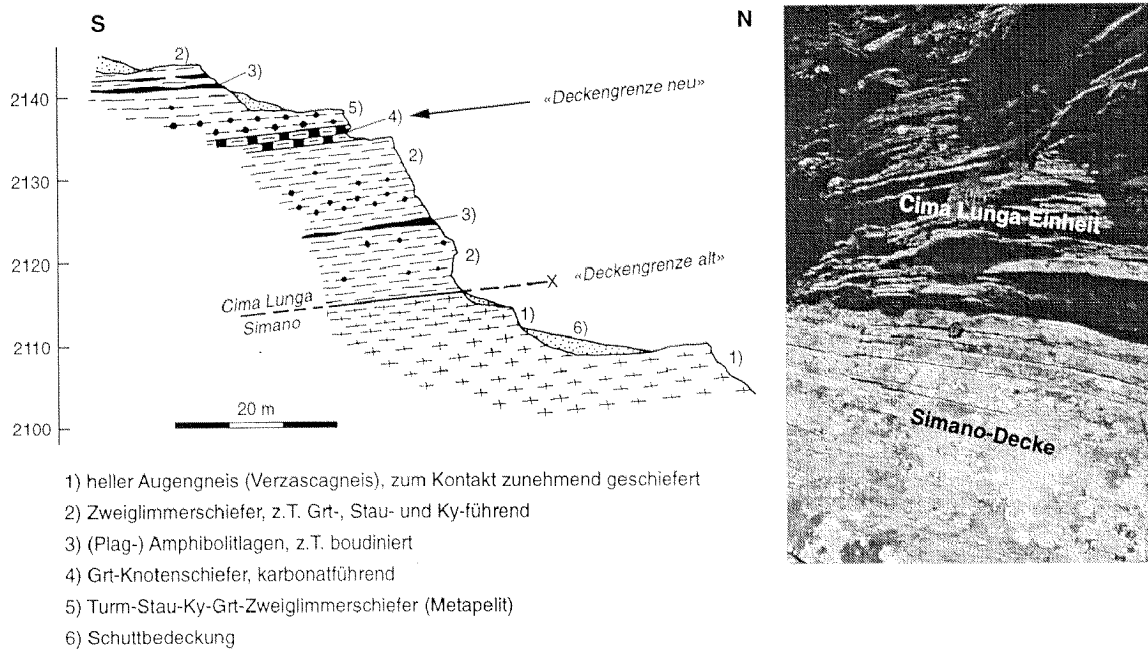
beschriebenen «Top nach W»-Bewegungen, die unter retrograden grünschieferfaziellen Konditionen in diskreten Zonen der Zentralalpen vorkommen sollen (z.B. Bosco-Gurin Überschiebung im Westen der Cima Lunga-Einheit), dürften ebenfalls in diesem Zeitraum aktiv gewesen sein.

3.5.2 Verlauf der Deckengrenze – ein Deckenmodell für die Cima Lunga-Einheit

Die Zentralalpen setzen sich aus zahlreichen übereinanderliegenden Gesteinspaketen, den sogenannten «Decken», zusammen, welche vielfach bereits in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts als grosse, nordschliessende Antiklinalen mit Kernen von prätriadischem Basement und Hüllen aus metamorphen karbonatischen Sedimenten des Mesozoikums in schmalen Synklinalen definiert worden sind (z.B. SCHMIDT & PREISWERK, 1908; ARGAND, 1911; STAUB, 1924; PREISWERK, 1918; JENNY et al., 1923; Zusammenfassung in NIGGLI et al., 1936). Letztere dienen bis heute als eigentliche Deckentrenner, und obschon sich das Bild im Laufe der Zeit leicht gewandelt hat, sind die grossräumigen Deckenbegrenzungen nahezu unverändert geblieben. Eines der wichtigsten Resultate neuerer Untersuchungen stellt die Erkenntnis dar, dass es sich bei einigen, meist kleineren, klassischen Basementdecken in Tat und Wahrheit um liegende Falten der zweiten Phase handelt, welche die ursprünglichen Deckenstrukturen überlagern (z.B. MILNES, 1974a/b).

JENNY et al. (1923), KOPP (1923), GANSSER (1937) und NIGGLI et al. (1936) sowie weitere Autoren legten die Begrenzung der Adula-Decke und des Cima Lunga-Lappens mittels zum Teil nur lokal vorkommender Metakarbonatzüge fest. Metamorphe mesozoische Sedimente der Misoxer-Zone trennen dabei die nördliche und mittlere Adula-Decke von der Tambo-Decke im Hangenden, jene der Soja-Mulde von der Simano-Decke im Liegenden (GANSSER, 1937; Zusammenfassung in LÖW, 1987). Gegen Süden, wo karbonatische Deckentrenner nur noch sporadisch vorhanden sind oder ganz fehlen, wird der Verlauf der Adula-Deckengrenze zunehmend spekulativ (PARTZSCH, 1996). Ebenso verhält es sich für die Cima Lunga-Einheit, deren Begrenzung schlecht belegt und noch immer umstritten ist. Mächtigere Metakarbonate (meist Calcitmarmore und Kalksilikatfelse) treten praktisch nur im Süden bei Castione und Alpe Arami auf, während sie im Gebiet um die Cima di Gagnone sehr selten und fast nur geringmächtig sind (PREISWERK et al., 1934). Ob diese Calcitmarmore wirklich mesozoischen Sedimenten entsprechen oder ältere karbonatische Lagen und Linsen innerhalb des kristallinen Basements darstellen, konnte bisher nicht einwandfrei nachgewiesen werden. Zudem kommen in der nördlichen Adula-Decke eingeschuppte oder eingefaltete Marmorlinsen mesozoischen Ursprungs vor, die heute gänzlich im Basement stecken (JENNY et al., 1923) und als «internes Mesozoikum» bezeichnet wurden (LÖW, 1987). In beiden Fällen dürfen die Metakarbonate nicht als Deckentrenner im herkömmlichen Sinn angesehen werden.

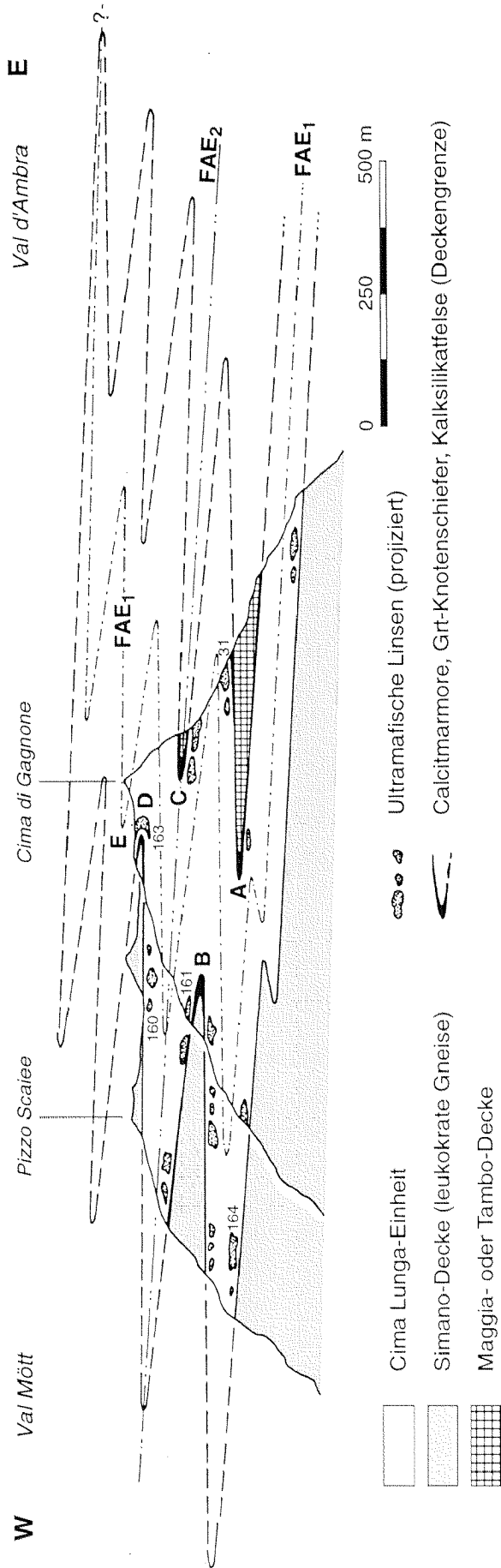
HEINRICH (1978, 1983), STÄUBLE (1978), SCHLÄPFER (1979) und ZINGG (1979) zogen die Grenze zwischen Cima Lunga-Einheit und Simano-Decke entlang dem Übergang vom leukokraten Verzasca-Augengneis zu den darüberliegenden dunkleren Glimmerschiefern (siehe Detailprofil in Fig. 3.34). Dieser lithologische Wechsel ist jedoch fliessend und zieht sich zum Teil über mehrere Meter hin. Strukturell lässt sich lediglich eine graduelle Zunahme der Schieferungsintensität von unten nach oben feststellen (Fig. 3.34b), ein diskreter Mylonithorizont, wie er beispielsweise an der Basis der nördlichen Adula-Decke



Figur 3.34: Vereinfachtes Detailprofil über die Deckengrenze zwischen Cima Lunga-Einheit und Simano-Decke. HEINRICH (1978, 1983) definierte sie am Übergang vom leukokraten Verzasca-Augengneis zu dunkleren Glimmerschiefern («Deckengrenze alt»), wo weder eine Mylonitisierung noch eigentliche Deckenscheider wie z.B. metamorphe mesozoische Karbonate anstehen und nur eine Zunahme der Schieferungsintensität festzustellen ist (auf dem Foto rechts deutlich zu erkennen!). Dieser lithologische Wechsel ist zudem fließend und zieht sich über mehrere Meter hin, Glimmerschiefer können in beiden tektonischen Einheiten vorkommen. Daher wird die Deckengrenze hier neu etwas höher auf dem Niveau der Grt-Knotenschiefer, Calcitmarmore und Metaperidotitlinsen angesetzt («Deckengrenze neu»). Detailprofil links bei Koordin. 708°800/132°400; Foto rechts bei Koordin. 707°250/131°450.

beschrieben (PARTZSCH, 1996; PARTZSCH et al., in prep.) und bei starker tektonischer Aktivität zu erwarten ist, fehlt jedoch. Da Glimmerschiefer aber sowohl in der Cima Lunga-Einheit als auch in der Simano-Decke vorkommen und Metakarbonate in dieser Zone gänzlich abwesend sind, ist dieser Kontakt als Deckengrenze nicht sehr plausibel.

Als mögliche alternative Deckentrenner kommen einerseits die lokal, vor allem im nördlichen und östlichen Bereich der Cima Lunga-Einheit anstehenden, karbonatführenden Granat-Knotenschiefer (ev. ehemalige Bündnerschiefer) und die stellenweise auftretenden Calcitmarmore oder andererseits die oft mit karbonathaltigen Gesteinen vergesellschafteten ultramafischen Linsen in Frage. All diese Gesteine sind von der zweiten Deformationsphase D_2 verfaltet worden und verteilen sich daher in der Cima Lunga-Einheit auf verschiedene Niveaus, scheinen sich ursprünglich jedoch innerhalb der Gneise und Glimmerschiefer auf eine einzelne, relativ schmale Zone beschränkt zu haben (siehe z.B. Profil in Fig. 3.24 oder Karte bei GROND et al., 1995). Falls diese Zone die Cima Lunga-Einheit und die Simano-Decke voneinander abtrennen sollte, so verfaltet D_2 diese Deckengrenze ebenfalls isoklinal. Ein Umbiegen des alten Deckenkontaktes war im Feld zwar stellenweise zu vermuten, jedoch nirgendwo direkt zu beobachten (GROND, 1994; WAHL, 1994). Da sich die leukokraten Gneise, welche in der Cima Lunga-Einheit vorkommen, aber weder chemisch noch mineralogisch oder textuell vom Verzascagneis unterscheiden lassen (GROND, 1994; GROND et al., 1995), können sie somit zumindest teilweise auch eingefalteten Gneisen der Simano-Decke entsprechen, wobei die Deckengrenze dazwischen ebenfalls



Figur 3.35: Schematisches, interpretatives Modell für die Cima Lunga-Einheit (modifiziert nach GROND et al., 1995; vgl. auch Profil in Fig. 3.24). Diese stellt eine nach Westen geschlossene D₂-Grossfalte, bestehend aus mehreren flachliegenden Isoklinalen dar, die eine D₁-Deckfalte koxial überprägt. Die Deckengrenze verläuft in diesem Modell im Bereich der karbonatischen Gesteine (Calcitmarme, Grt-Knotenschiefer, Kalksilikatefelse) und Metaperidotitlinsen und ist von D₂ verfaltet, wobei sowohl die Verzasca-Angengneise der unterliegenden Simano-Decke wie auch die Gesteine der überliegenden Maggia-Tambo-Decke in die Cima Lunga-Einheit eingefaltet werden und in dieser beispielsweise manche der hellen Gneislagen bilden. A = Basisfalte, B = Scateefalte, C = Ambraefalte, D = Gagnonefalte, E = Gagnonefalte.

deformiert worden sein muss. Aufgrund dieser Überlegungen, einer strukturgeologischen Kartierung und struktureller Feldbeobachtungen wird folgendes Modell für den Aufbau der Cima Lunga-Einheit vorgeschlagen (Fig. 3.35; GROND et al., 1995):

Die Cima Lunga-Einheit stellt einen nach Westen schliessenden Stapel von grossen, flachliegenden D_2 -Isoklinalfalten dar, in welchem eine tendenzielle lithologische Abfolge von an der Basis vermehrt amphibolführenden über staurolith- und disthenhaltige hin zu flaserigen Glimmerschiefern nachweisbar ist (HEINRICH, 1978; GROND et al., 1995). Diese Isoklinalfalten haben sich als Folge von NW–SE-gerichteter Extension und damit einhergehender vertikaler Verkürzung in Zusammenhang mit Zergleiten und Kollaps der zuvor infolge der Deckenüberschiebung (D_1) verdickten Kruste entwickelt (vgl. Diskussion in Kapitel 3.5.1). Die Deckengrenze befindet sich im Bereich der Calcitmarmore, Granat-Knotenschiefer und Metaperidotitlinsen sowie mit diesen assoziierten Kalksilikatfelsen und wird von D_2 verfaltet. Insbesondere mächtigere leukokrate Gneisbänder können dabei eingefaltete Gesteine (z.B. Verzasca-Augengneise der unterliegenden Simano-Decke) aus benachbarten tektonischen Einheiten verkörpern. Eine Verfaltung von Deckengrenzen durch die zweite Deformationsphase tritt auch in benachbarten Gebieten der Zentralalpen auf (Referenzen in GRUJIC, 1992). Der nach Westen schliessende D_2 -Faltenstapel überlagert überdies eine D_1 -Deckfalte coaxial (Fig. 3.35), womit die Cima Lunga-Einheit als ganzes einer analogen D_1/D_2 -Interferenzgeometrie des Typs 3 entspricht, wie sie in kleinerem Massstab an Aufschlüssen zu beobachten ist.

Die Rückrotation des westschliessenden D_2 -Faltenstapels zeigt jedoch, dass nur diejenigen leukokraten Gneisbänder im Westen desselben in die Cima Lunga-Einheit eingefalteten Verzasca-Augengneisen der unterliegenden Simano-Decke entsprechen können, sofern die ganze Cima Lunga-Einheit nicht nur eine (Sediment-) Synklinale innerhalb der Simano-Decke darstellen soll. Und dies ist aufgrund der allgemein angenommenen Äquivalenz zur Adula-Decke eher auszuschliessen. Somit kommen die eingefalteten Gesteine im Osten des Faltenstapels oberhalb der Cima Lunga-Einheit zu liegen und stammen aus der tektonisch höher gelegenen Maggia- oder Tambo-Decke (Fig. 3.35), aber keinesfalls aus der Simano-Decke. Die Metaperidotite und Metakarbonate im Bereich der Deckengrenze scheinen sich ebenfalls auf der Cima Lunga-Einheit zu befinden und können Reste des paläogeographisch zwischen dem europäischen Kontinent und der Briançonnais-Schwelle gelegenen Valais-Troges darstellen.

Mit Hilfe dieses Modells für den strukturellen Aufbau der Cima Lunga-Einheit (Fig. 3.35) lassen sich die folgenden Punkte erklären: 1) Die basischen und ultrabasischen Linsen konzentrieren sich zusammen mit Calcitmarmoren und Granat-Knotenschiefern auf eine schmale Zone innerhalb der Gneise und sind auf unterschiedlichen Niveaus sowohl im Val Mött als auch im Val d'Ambra aufgeschlossen (vgl. Fig. 3.24b). 2) Die basischen und ultrabasischen Körper können während D_1 an der Deckengrenze eingeschuppt worden sein, falls dies nicht schon früher geschehen ist und auch die Nebengesteine subduziert worden sind. 3) Die Cima Lunga-Einheit ist in der südlichen Steilzone nahe der Insubrischen Linie lediglich über eine sehr geringmächtige Brücke mit der südlichen Adula-Decke verbunden (siehe SPICHER, 1980: tektonische Karte der Schweiz; BÄCHLIN et al., 1974: geologischer Atlas der Schweiz, Blatt Bellinzona). 4) Die Cima Lunga-Einheit scheint westlich des Val Verzasca auszukeilen und weiter im Westen nicht wieder zu erscheinen. Ähnliche

basisch-ultrabasisch-karbonatische Gesteinsassoziationen wie in der Cima Lunga-Einheit finden sich lediglich weiter westlich in der Isorno-Serie (WIELAND, 1966; JORIS, 1985), allenfalls in vergleichbarer tektonischer Lage. Diese Gesteine zeigen jedoch keine Hinweise auf eine Hochdruckphase. Eine direkte Korrelation der Isorno-Serie mit der Cima Lunga-Einheit erscheint daher eher unsicher.

3.6 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die nördliche Cima Lunga-Einheit weist eine äusserst komplexe Deformationsgeschichte auf. Ihre heutige Geometrie verkörpert das Resultat mehrerer, sich überlagernder Strukturen in allen Grössenordnungen, von mikroskopisch bis regional. Im Gebiet um die Cima di Gagnone lassen sich aufgrund detaillierter Feldarbeiten vier alpine Deformationsphasen (D_1 bis D_4) sowie eine vorangehende eoazäne Hochdruckphase (D_{HP}) unterscheiden:

- D_{HP} : S-gerichtete Subduktion (HEINRICH, 1983, 1986) ozeanischer und kontinentaler Kruste unter den adriatischen Subkontinent führt zu Verschuppung und Imbrikation verschiedener Lithologien unter Ausbildung eines tektonischen Mélanges (TROMMSDORFF, 1990) im Kontaktbereich zwischen abtauchender Platte und «Hangingwall». D_{HP} äussert sich in der Boudinage basischer Gänge in Metaperidotiten sowie in einer reliktschen Schieferung und Lineation und kulminiert unter Hochdruckbedingungen.
- D_1 : Die erste (alpine) Deformationsphase bewirkt die N- bis NW-gerichtete Deckenüberschiebung der Cima Lunga-Einheit auf die Simano-Decke und entwickelt eine Serie von grossräumigen, liegenden Deckfalten, eine Schieferung S_1 und eine Lineation L_1 . Kleinräumige D_1 -Falten sind unzusammenhängend («intrafolial folds») und nicht auskartierbar. Kompetente basische und ultrabasische Körper werden in N-S-Richtung boudiniert.
- D_2 : Die zweite Deformationsphase stellt die am besten erhaltene Verformungsphase im ganzen Zentralalpenraum dar (z.B. MILNES, 1974a/b; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). Sie verfaltet das alpine Deckengebäude sowie die Deckengrenze zwischen der Cima Lunga-Einheit und der Simano-Decke und bildet die Hauptschieferung S_2 . Starke NW-SE-Extension mit «Top nach SE- bis SSE»-Schersinn äussert sich in einer ausgeprägten Streckungslineation L_2 und führt zu fortgesetzter Boudinage der kompetenten basisch-ultrabasischen Linsen sowie häufiger Schieferungs-boudinage in den Gneisen und Schiefen. D_2 entwickelt einen Stapel grossräumiger flachliegender Isoklinalfalten, welche die Cima Lunga-Einheit aufbauen und sich in der unterliegenden Simano-Decke fortsetzen.
- D_3 : Die dritte Deformationsphase bringt offene Falten mit steil nach SW-einfallender Faltenachsebene und NW-SE-streichender Faltenachse, jedoch nur selten eine Schieferung oder Lineation hervor. D_3 -Falten sind stark disharmonisch und auf die Grenzzonen zwischen ultramafischen Linsen und Nebengesteinen beschränkt.

Regional ruft D_3 teilweise quer zum Alpenbogen verlaufende Grossfalten, mancherorts mit einer achsenebenenparallelen Krenulationsschieferung, sowie die Maggia-«Querzone» oder «Maggia Steep Zone» hervor (z.B. PREISWERK, 1918; NIGGLI et al., 1936; WENK, 1953; MERLE et al., 1989; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). D_3 ist ungefähr zeitgleich zu ersten Hebungsprozessen im Bereich der späteren Insubrischen Linie und steht in Zusammenhang mit Rückfaltung und -überschiebung in einem «dextral-transpressiven» Regime am Südrand des Lepontins (SCHMID et al., 1987, 1989; HEITZMANN, 1987).

D₄: Die vierte spätalpine Deformationsphase tritt in der Cima Lunga-Einheit nur sehr selten auf und äussert sich in lokaler Krenulation und Kinkfaltenbildung in glimmerreichen Schiefen. Am Nordrand der Zentralalpen zeigt sich D_4 für grossräumige, synformartige Rückfalten mit steilstehenden nördlichen Schenkeln verantwortlich (MILNES, 1974b; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996).

post-D₄: Syn- bis post- D_4 einsetzende spröde Deformation führt zur Bildung von meist steilstehenden E–W- bis NNW–SSE-streichenden Brüchen mit teils Senkung der nordöstlichen Blöcke (BAUDIN et al., 1993; HUBER & MARQUER, 1996) und teils Hebung der nördlichen Blöcke (z.T. in Cima Lunga-Einheit, GROND et al., 1995). Sie stehen in Zusammenhang mit E–W-gerichteter Extension und lateralem Ausweichen der Alpen bei dextraler Transpression (z.B. SCHMID et al., 1987) und sind etwa zeitgleich mit spröde-duktilen Bewegungen an der Simplon-Linie im Westen und der Brenner-Abschiebung im Osten (MANCKTELOW, 1985, 1990, 1992; SELVERSTONE, 1988). Spröde Deformation hält bis heute an.

Die vier alpinen Phasen D_1 bis D_4 treten sowohl in den basischen und ultrabasischen Körpern als auch in den umliegenden (semi-)pelitischen Gneisen und Glimmerschiefern der Cima Lunga-Einheit auf, während die Strukturen der Hochdruckphase auf die Linsengesteine und die mit diesen assoziierten Kalksilikatfelse (Omphazit-Pseudomorphosen, vgl. Kapitel 5.5) beschränkt sind. Somit müssen die basischen und ultrabasischen Linsen prä- bis spätestens syn- D_1 mit den Gneisen zusammengebracht und ab D_1 gemeinsam deformiert worden sein. Ob auch die Nebengesteine zumindest teilweise subduziert wurden, lässt sich mit strukturellen Methoden nicht beantworten. Im übrigen können die vier alpinen Phasen D_1 bis D_4 über den gesamten Zentralalpenraum verfolgt und mit der publizierten Deformationsabfolge in den über- (Tambo- und Suretta-Decke) und unterliegenden (Simano- und Leventina-Decke) penninischen Einheiten sowie in der tektonisch gleichgestellten Adula-Decke korreliert werden (vgl. Tab. 3.3 und Kapitel 3.5.1). Das Hochdruckereignis ist in den Zentralalpen dagegen auf die Cima Lunga-Einheit und die Adula-Decke beschränkt, vergleichbare Hochdruckrelikte finden sich erst wieder in den Westalpen (Zermatt-Saas-Zone, Sesia-Zone, Dora Maira; Reviews bei WIDMER, 1996; RUBATTO, 1998).

Ein eozänes Alter für die Hochdruckphase in der Cima Lunga-Einheit scheint gesichert zu sein (BECKER, 1993; GEBAUER, 1996), wohingegen widersprüchliche tertiäre und kretazische Alter aus der mittleren und nördlichen Adula-Decke existieren (HUNZIKER et al., 1989; SANTINI, 1992). Ein präalpines Alter für die Adula-Eklogite wäre durchaus denkbar (z.B. BIINO et al., 1997). Dementsprechend ist es nicht sicher, dass die Hochdruckrelikte in den beiden tektonischen Einheiten auf dasselbe frühalpine Subduktionsereignis zurück-

gehen, oder ob sie teilweise nicht gar Relikte einer herzynischen Hochdruckphase darstellen, wie sie mancherorts in den zentralalpinen Decken und in den Südalpen auftreten (siehe Review in PFEIFER et al., 1991).

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Hochdruckphase in der nördlichen Cima Lunga-Einheit vor der Deckenbildung (D_1) erfolgt sein muss, da (1) die Deformationsphasen D_1 bis D_4 allen lithologischen Einheiten gemeinsam sind und unter ähnlichen amphibolit- bis grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen stattgefunden haben (vgl. Kapitel 5); (2) weder die Decken im Liegenden noch jene im Hangenden der Cima Lunga-Einheit und der Adula-Decke Hinweise auf eine eozäne Hochdruckphase aufweisen, all diese Decken jedoch vergleichbare Deformationsphasen zeigen, die D_1 bis D_4 im untersuchten Gebiet entsprechen.

Die Cima Lunga-Einheit wird durch einen nach Westen schliessenden Stapel von liegenden D_2 -Isoklinalfalten aufgebaut, der möglicherweise eine grossräumige D_1 -Deckfalte koaxial überprägt (vgl. strukturelles Modell, Fig. 3.35). Die Deckengrenze zur unterliegenden Simano-Decke wird dabei von der eher umstrittenen Lage am Übergang zwischen Verzasca-Augengneisen und Glimmerschiefern (nach HEINRICH, 1978, 1983) neu auf das Niveau der Metaperidotitlinsen, Calcitmarmore und Granat-Knotenschiefer verlegt, ein durchgehender Deckentrenner konnte auch bei dieser Neubearbeitung des Gebietes nicht gefunden werden. Falls es sich bei den Marmoren und Granat-Knotenschiefern jedoch nicht um Reste von karbonatischen Metasedimenten des Mesozoikums handelt, wie sie andernorts im Penninikum als Deckenscheider definiert sind, dann ist auch diese Lage der Deckengrenze wie die ältere Version schlecht belegt. Dennoch kann mit diesem «Deckenmodell» für die Cima Lunga-Einheit erklärt werden, dass (1) die Metaperidotitkörper sowohl im Westen (z.B. Val Mött) als auch im Osten (Val d'Ambra) der Cima Lunga-Einheit auf verschiedenen Höhenlagen vorkommen, obschon sie ursprünglich auf eine schmale Zone konzentriert waren; (2) die Cima Lunga-Einheit im Westen auskeilt und nicht mehr erscheint und (3) die basischen und ultrabasischen Linsen während oder vor D_1 nahe der Deckengrenze eingeschuppt worden sein könnten.

Kapitel 4

Gesamtgesteinschemie – Hinweise auf eine reliktsche ozeanische Abfolge

4.1 Einleitung

Anhand von geochemischen und petrologischen Untersuchungen an den basischen und ultrabasischen Linsen der Cima Lunga-Einheit haben TROMMSDORFF et al. (1975), EVANS & TROMMSDORFF (1978, 1983) und EVANS et al. (1979, 1981) postuliert, dass es sich bei der Assoziation von Metaultrabasika, Metabasika und Metasedimenten um die Relikte einer ozeanischen Abfolge handeln könnte. Diese Autoren stützten sich dabei insbesondere auf (1) rodingitisierte basische Gänge, welche die ultramafischen Linsen zum Teil diskordant durchschlagen (vgl. Kapitel 3.2.2); (2) die Gesamtgesteinschemie von Eklogiten und Metarodingiten, die Basalten von mittelozeanischen Rücken (MORB) entspricht und auf eine Fraktionierung bei tiefen Drucken hindeutet (EVANS et al., 1981); und (3) das Auftreten von Titanoklinohumit-Relikten und -Pseudomorphosen in einigen ultramafischen Linsen, ein Mineral, das typisch für alpine Antigorit-Serpentinite zu sein scheint (EVANS et al., 1981; EVANS & TROMMSDORFF, 1983; SCAMBELLURI et al., 1991; TROMMSDORFF & EVANS, 1980) und in Ultramafititen der Zentral- und Westalpen weit verbreitet ist (siehe WEISS, 1997). Im Gegensatz zu den basischen Gesteinen existieren bisher nur sehr wenige chemische Analysen von den in der nördlichen Cima Lunga-Einheit weit verbreiteten Metaperidotiten (z.B. TROMMSDORFF & EVANS, 1969; EVANS & TROMMSDORFF, 1978; SCHLÄPFER, 1979; PFEIFER, 1981) und mit diesen vergesellschafteten Kalksilikatfelsen und Calcitmarmoren (NEUENSCHWANDER, 1996). Eine frühere teilweise Serpentinisierung der ultramafischen Gesteine, die gleichzeitig mit der Rodingitisierung der basischen Gänge abgelaufen ist, wurde zwar in Analogie zu anderen alpinen Serpentiniten vermutet (EVANS & TROMMSDORFF, 1978; EVANS et al., 1979, 1981; TROMMSDORFF, 1990), ist bisher chemisch jedoch nicht belegt worden.

Demgegenüber waren die Granat-Peridotite von Alpe Arami, die ebenfalls innerhalb der Cima Lunga-Einheit anstehen, schon öfters Gegenstand chemisch-petrographischer Untersuchungen und werden als Residuen partieller Aufschmelzung betrachtet (z.B. O'HARA & MERCY, 1966; ROST et al., 1974; ERNST, 1978; OTTONELLO et al., 1984a). Ausser seltenen Titanoklinohumit-Pseudomorphosen (MÖCKEL, 1969) weist dieser Peridotitkörper keine ozeanischen Affinitäten auf, da die mit ihm zusammen vorkommenden basischen Gesteine nicht rodingitisiert sind und in unmittelbarer Umgebung keine Metasedimente (wie Kalksilikatfelse oder Marmore) auftreten (siehe TROMMSDORFF, 1990).

Die folgenden Kapitel behandeln die chemische Zusammensetzung der Metaperidotite (Kapitel 4.2), der Eklogite und Metarodingite (Kapitel 4.3) sowie der mit diesen basischen

und ultrabasischen Gesteinen auftretenden, fein- bis grobkörnigen Kalksilikatfelsen und Calcitmarmoren (Kapitel 4.4). In Kapitel 4.5 werden die einzelnen Resultate zusammengetragen und anhand eines tektonischen Modells diskutiert. Neben den in Kapitel 3.2 beschriebenen, spärlichen Feldbeobachtungen bietet einzig die Gesamtgesteinschemie der einzelnen Lithologien einige Anhaltspunkte auf die präalpine Geschichte der basischen und ultrabasischen Linsen aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit sowie die dabei abgelaufenen Prozesse. Präalpine Mineralogien und Strukturen sind dagegen durch die alpine Deformation und Metamorphose fast vollständig überprägt worden.

Anhand der chemischen Untersuchungen lässt sich zeigen, dass die ultrabasischen Gesteine ehemaligem subkontinentalem oder subozeanischem Mantel und nicht Kumulaten entsprechen und Restite unterschiedlich starker partieller Aufschmelzung darstellen. Zu einem späteren Zeitpunkt sind sie zumindest teilweise am Ozeanboden freigelegt und dort partiell serpentinisiert worden. Die basischen Gesteine haben etwa zu dieser Zeit die Ultramafitite oberflächennah durchschlagen und sind teilweise rodingitisiert worden. Sie weisen eine typische MORB-Charakteristik auf. Die Kalksilikatfelse kommen Mischungsprodukten aus Ultramafititen und Marmoren gleich und repräsentieren somit am ehesten ehemalige Ophikarbonate, die entweder auf die freigelegten Peridotite oder als Bruchfüllungen in ozeanischen Bruchzonen abgelagert wurden. Die folgenden Ausführungen erhärten somit die These von EVANS et al. (1979, 1981), dass es sich bei den Linsenassoziationen rund um die Cima di Gagnone um Relikte einer früheren ozeanischen Abfolge handelt.

4.2 Metaperidotite – teilweise serpentinisierte Mantelrelikte

Die ultramafischen Gesteine aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit weisen in ihrer chemischen Zusammensetzung eine relativ grosse Variabilität auf, die von harzburgitisch und teils gar dunitisch bis zu fertil lherzolitisch reicht. Ehemalige pyroxenitische Lagen sind dagegen selten, Kontaktbereiche zu Metarodingitgängen (Amph-Chl-Mgt-Schiefer und -Blackwalls) haben jedoch ebenfalls eine pyroxenitähnliche Zusammensetzung. Figur 4.1 gibt eine Übersicht über die modale Vielfalt der Ultramafitite in Bezug auf berechnete Olivin-, Orthopyroxen- und Klinopyroxen-Gehalte; eine Auswahl repräsentativer Peridotitanalysen, die das vorkommende Spektrum abdecken, findet sich in Tabelle 4.1.

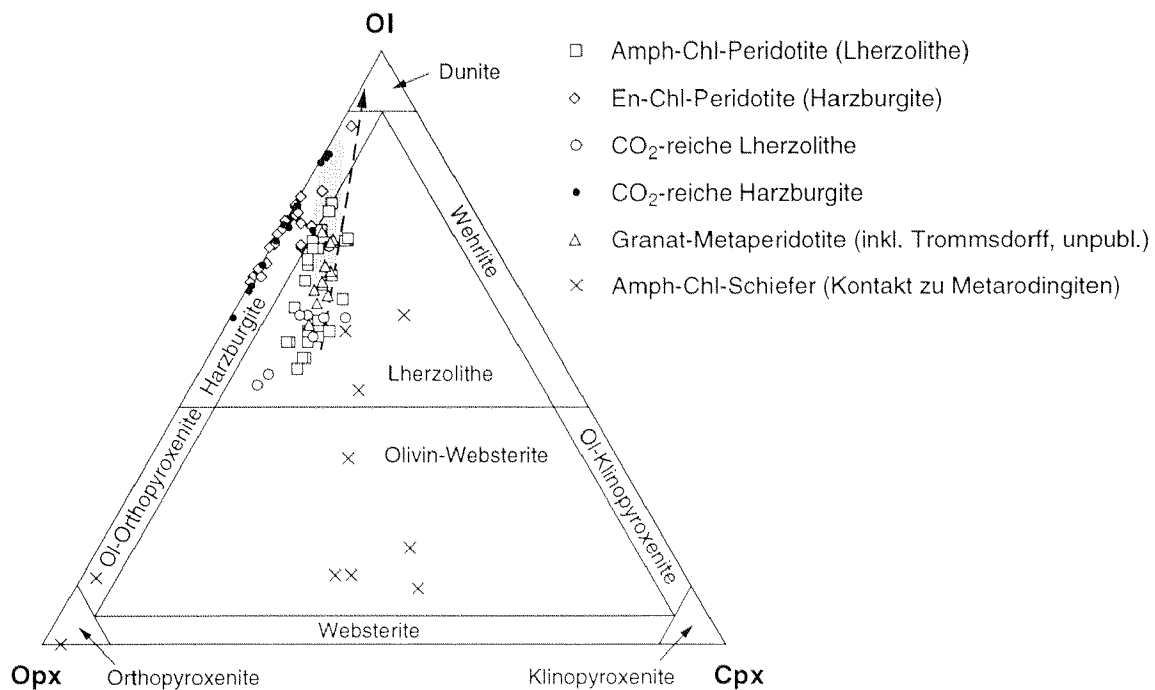
Wie in Kapitel 3.2.2 erwähnt, lässt sich ein eigentlicher Lagenbau in den ultramafischen Linsen im Feld nur selten direkt beobachten (vgl. Fig. 3.2). Der Wechsel zwischen verschiedenen Peridotittypen ist eher diffus, wobei innerhalb einzelner Linsenkörper jeweils einer dominiert. Die ultramafischen Gesteine sind infolge der alpinen Metamorphose (eklogit- und amphibolitfaziell) vollständig rekristallisiert, so dass die frühere peridotitische Mineralogie nicht erhalten geblieben ist. Aus diesem Grund beziehen sich Gesteinsbezeichnungen wie Harzburgit, Dunit, Lherzolith oder Pyroxenit im folgenden lediglich auf die chemische Gesteinszusammensetzung und die daraus berechenbaren Modalbestände und nicht auf die heute zu beobachtende Mineralogie.

Um allfällige, auf die alpine Überprägung zurückzuführende chemische Veränderungen erkennen und von früheren Prozessen unterscheiden zu können, werden die Analysen zusätzlich mit publizierten Daten aus kaum oder nur schwach serpentinisierten und relativ

unmetamorphen Peridotitmassiven (Ronda: FREY et al., 1985; Horoman: FREY et al., 1991; Lanzo: BODINIER, 1988; Malenco: MÜNTENER, 1997) sowie mit frischen, am Ozeanboden erbohrten Serpentiniten verglichen (mittelatlantischer Rücken: CANNAT et al., 1995; Hess Deep: GILLIS et al., 1993; Vema-Bruchzone: FRÜH-GREEN, unpubl. Daten).

4.2.1 Normative Mineralbestände und deren Variationen

Die normierten Zusammensetzungen an Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen und Spinell sind aus den volatilfreien Gesamtgesteinsanalysen der verschiedenen Metaperidotite (nur Hauptelemente) mit dem Programm MANNOR (geschrieben von P. ULMER, 1992, unpubl.) bestimmt worden. Die normierten Mineralgehalte sind einerseits im normativen Dreieck



Figur 4.1: Normative Mineralgehalte (Spinell-Norm: Ol, Cpx, Opx, Spi) der verschiedenen ultramafischen Gesteine aus der Adula-Cima Lunga-Deckeinheit, berechnet aus den volatilfreien Gesamtgesteinsanalysen der Hauptelemente (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , FeO_{100} , CaO , Na_2O , K_2O , Cr_2O_3 , NiO , P_2O_5) mit dem FORTRAN-Programm MANNOR (geschrieben von P. ULMER, 1992, unpubl.). Die Punkte sind vom Spinell-Apex auf die Ol-Opx-Cpx-Ebene projiziert und entsprechen normierten modalen Gehalten an Ol, Opx und Cpx. Zur Berechnung der modalen Zusammensetzungen ist ein $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{100}=0$ sowie eine Tschermak-Komponente von 0.05 in Pyroxenen angenommen worden. Klinopyroxene stellen Mischungen aus $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, Diopsid ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) und Hedenbergit ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$), Orthopyroxene solche aus Enstatit und Ferrosilit [$(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$], Olivine aus Forsterit und Fayalit [$(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_4$] und Spinell aus Herzynit und MgAl_2O_4 dar. Als Vergleich sind der Bereich von abyssalen Peridotiten nach DICK et al. (1984) (graues Feld) sowie der Trend für die Lanzo-Peridotite (nach BODINIER, 1988; gestrichelter Pfeil) eingezeichnet. Ausser einigen Kontaktgesteinen zu Metarodingiten fallen alle analysierten Peridotite in die Felder der Lherzolithe und der Harzburgite. Die Lherzolithe bilden einen deutlichen Trend von Cpx- und Opx-reichen zu Olivin-reichen Zusammensetzungen und decken sich teilweise recht gut mit dem eingetragenen Bereich für abyssale Peridotite. Die Harzburgite verteilen sich dagegen entlang der Ol-Opx-Achse und scheinen entweder an Cpx-verarmten Lherzolithen oder an Opx-angereicherten Harzburgiten/Duniten zu entsprechen.

Tabelle 4.1: Repräsentative, volatiltfreie XRF-Analysen (CO₂-arm) der Haupt- und Spurenelemente für verschiedene Peridotite aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit, geordnet nach steigenden MgO-Gehalten.

Probe	32.12	V.2	34.4	31.4 P	31.30	29.8	163a.33	III.13	163a.16	160.3	32.1	31.4 D	31.14	163b.8	V1.8
Hauptelemente (Gew%):															
SiO ₂	44.65	44.36	45.11	44.52	45.42	45.04	45.38	45.23	44.74	42.96	44.14	41.78	45.43	43.95	43.65
TiO ₂	0.17	0.17	0.17	0.16	0.15	0.09	0.01	0.01	0.04	0.04	0.03	0.05	0.01	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	5.26	4.27	4.01	3.71	4.05	3.7	1.62	1.62	1.54	2.47	1.84	1.32	1.09	1.28	0.71
Fe ₂ O ₃	9.45	9.81	9.27	9.72	8.92	8.95	8.44	8.43	8.76	9.64	9.91	12.41	8.53	8.66	8.8
MnO	0.13	0.14	0.14	0.15	0.14	0.15	0.12	0.12	0.12	0.13	0.15	0.21	0.12	0.11	0.12
MgO	37.12	38.06	38.07	38.32	38.94	39.02	42.75	43.1	43.54	43.6	43.8	44.34	44.89	45.89	46.77
CaO	3.43	3.48	3.53	3.73	2.62	3.27	1.77	1.61	1.4	1.32	0.36	0.59	0.03	0.13	bd
Na ₂ O	0.01	bd	bd	bd	bd	0.01	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.01	bd	bd
K ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.4	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Cr ₂ O ₃	0.42	0.36	0.32	0.33	0.33	0.36	0.39	0.34	0.4	0.42	0.37	0.12	0.35	0.4	0.41
NiO	0.29	0.31	0.3	0.3	0.3	0.3	0.35	0.38	0.37	0.37	0.36	0.39	0.38	0.38	0.4
FeO _{tot}	8.51	8.83	8.34	8.75	8.02	8.06	7.6	7.58	7.88	8.67	8.92	11.17	7.68	7.79	7.92
Mg#	0.89	0.88	0.89	0.89	0.90	0.90	0.91	0.91	0.91	0.90	0.90	0.88	0.91	0.91	0.91
Fe#	0.11	0.12	0.11	0.11	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.12	0.09	0.09	0.09
Cr#	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.14	0.12	0.15	0.10	0.12	0.06	0.18	0.17	0.28
H ₂ O+	4.61	3.15	4.22	3.14	3.32	3.05	2.61	1.32	1.26	1.46	2.52	0.96	1.81	1	0.52
CO ₂	0.72	0.44	0.2	0.19	0.24	0.05	0.12	0.07	0.08	0.25	0.69	0.05	0.25	0.04	0.3
LOI	5.33	3.59	4.42	3.33	3.56	3.1	2.73	1.39	1.34	1.71	3.21	1.01	2.06	1.04	0.82
Spurenelemente (ppm):															
V	82	90	77	77	70	68	47	36	39	66	43	38	33	34	27
Cr	3574	3035	2694	2752	2850	3040	3196	2755	3230	3856	3000	873	2826	3386	3158
Ni	1923	1929	1852	1926	1983	1969	2231	2355	2317	2348	2198	2514	2367	2395	2371
Co	93	99	87	122	96	95	112	88	88	131	118	194	131	123	102
Cu	bd	bd	bd	11	10	bd	7	bd	bd	16	bd	20	9	10	bd
Zn	52	53	46	57	54	49	46	37	40	54	59	77	57	48	44
Sc	24	18	15	16	18	17	12	12	12	7	11	4	12	8	7
Ti	1034	1014	1023	938	878	564	62	62	246	246	187	306	62	246	61

LOI = Glühverluste total (Loss on ignition)

nd: nicht gemessen (not detected); bd: unterhalb der Nachweisgrenze (below detection)

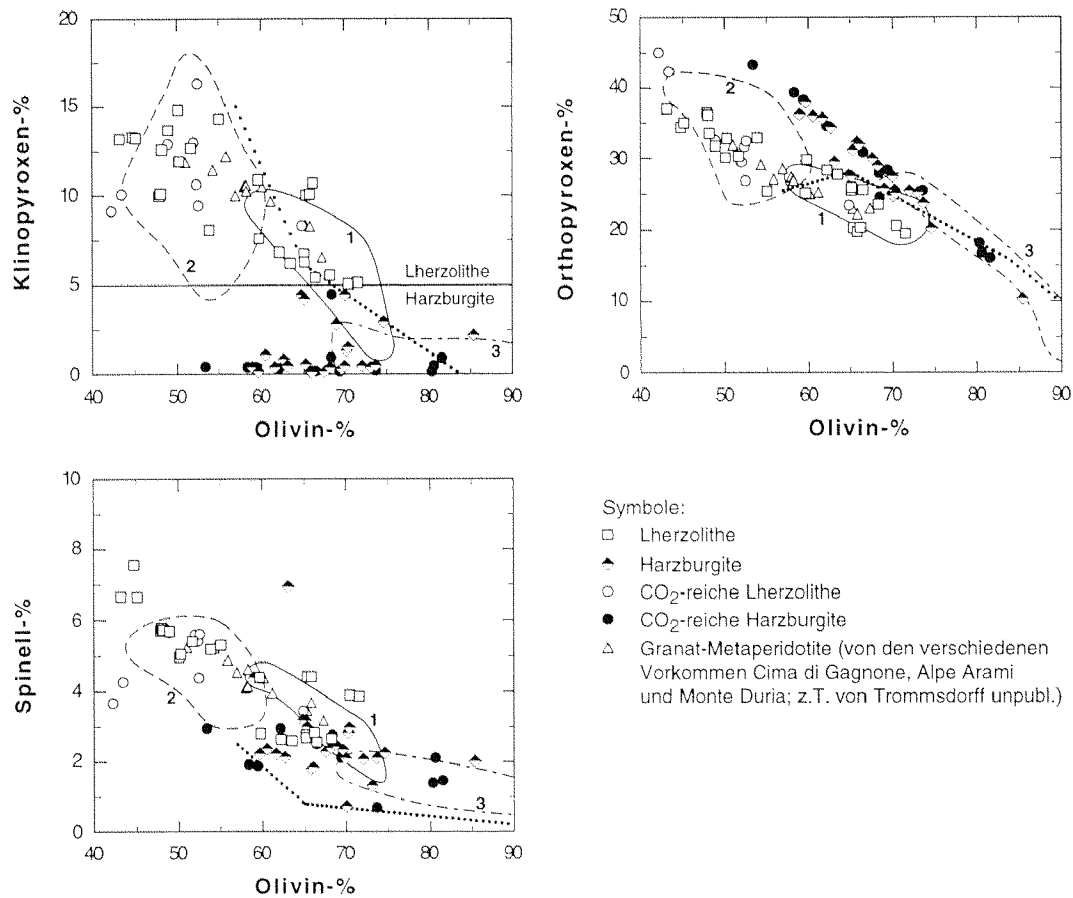
mit den Eckpunkten für Olivin, Orthopyroxen und Klinopyroxen (Fig. 4.1) und andererseits in Variationsdiagrammen zwischen Pyroxenen beziehungsweise Spinell und Olivin dargestellt (Fig. 4.2). Alle analysierten Peridotite fallen in Figur 4.1 entweder ins Feld der Lherzolithen oder der Harzburgite, eigentliche Dunite sind nicht dabei. Proben aus dem Kontaktbereich zu Metarodingitgängen (mehrheitlich Mgt-Amph-Chl-Schiefer) entsprechen nach ihren errechneten Mineralbeständen teils Olivin-Websteriten und Websteriten, teils Orthopyroxeniten.

Das normative Spektrum der Peridotite reicht von fertilen über verarmte Lherzolithen bis hin zu Klinopyroxen-führenden und Klinopyroxen-freien Harzburgiten. Lherzolithen enthalten etwa 45–70% Olivin, 20–35% Orthopyroxen, 7–16% Klinopyroxen und 2–7% Spinell, wobei die fertilsten (48–53% Ol, 30–33% Opx, 13–15% Cpx, 3–6% Spi) der durchschnittlichen Zusammensetzung des primitiven Mantels recht nahe kommen (vgl. Zusammenstellung in KOSTOPOULOS, 1991). Die Harzburgite bestehen im Mittel aus 60–85% Olivin, 10–38% Orthopyroxen, 0–4% Klinopyroxen und 1–4% Spinell und die Granat-Metaperidotite von den drei Vorkommen in der Adula-Cima Lunga-Einheit (Cima di Gagnone, Alpe Arami und Monte Duria) aus 51–67% Olivin, 22–31% Orthopyroxen, 7–12% Klinopyroxen und 3–5 % Spinell.

Die Lherzolithen und die Granat-Metaperidotite zeigen im Olivin-Orthopyroxen-Klinopyroxen-Diagramm (Fig. 4.1) einen deutlichen Trend, der auf einen harzburgitischen Pol bei ca. 85% Olivin und 15% Orthopyroxen zuläuft. Dieser Trend deckt sich recht gut mit den Beobachtungen aus anderen Peridotitmassiven wie beispielsweise Ronda (FREY et al., 1985) oder Malenco (MÜNTENER, 1997) und aus abyssalen Peridotiten (DICK et al., 1984, graues Feld in Fig. 4.1). Hingegen ist er nicht ganz konsistent mit jenem aus dem Lanzoperidotitkörper (BODINIER, 1988), welcher stärker auf den Olivin-Apex zuläuft (Pfeil in Fig. 4.1). Dies kann einerseits mit partieller Aufschmelzung unter niedrigeren Druckbedingungen (Spi- und/oder Plag-Stabilitätsfeld) in geringerer Tiefe erklärt werden, wo inkongruentes Schmelzen der Pyroxene effizienter zu sein scheint (siehe Ausführungen in BODINIER, 1988), oder andererseits durch unterschiedliche Berechnungsmethoden der normativen Mineralbestände gesteuert sein. Die Harzburgite weichen dagegen teilweise stark vom Trend der Lherzolithen ab und verteilen sich im Diagramm allesamt entlang der Achse zwischen Olivin und Orthopyroxen. Sie können demnach entweder an Klinopyroxen verarmte ehemalige Lherzolithen darstellen oder entsprechen an Orthopyroxen angereicherten Harzburgiten und Duniten. Von wenigen Ausnahmen abgesehen weisen CO₂-haltige Lherzolithen und Harzburgite dieselben Mineralbestände wie CO₂-freie Äquivalente auf und folgen den gleichen Korrelationstrends. Die alpine CO₂-Metasomatose hat somit nur einen untergeordneten Effekt auf die errechneten modalen Zusammensetzungen.

Die Amphibol-Chlorit ± Magnetit-Schiefer (z.T. Olivin-führend), die randlich zu den boudinierten Metarodingitgängen vorkommen, plotten im Olivin-Orthopyroxen-Klinopyroxen-Diagramm (Fig. 4.1) entweder auf die Verlängerung des Lherzolithen- (Olivin-Websterite und Websterite) oder des Harzburgit-Trends (Orthopyroxenite). Sie können demnach entweder Pyroxenite, die als Segregate oder Kumulate aus einer Schmelze randlich zu den Metarodingiten kristallisierten, oder aber metasomatisch veränderte Peridotite darstellen, welchen Ca, Fe und Si aus den Metarodingiten zugeführt worden sind und die Mg an dieselben abgegeben haben.

Weitere Evidenzen ergeben sich aus den Variationsdiagrammen zwischen den normativen Anteilen an Pyroxenen, Spinell und Olivin (Fig. 4.2). In diesen sind auch die Schmelz-



Figur 4.2: Variationen der normativen Gehalte an Olivin gegen Spinell, Klino- und Orthopyroxen. Die eingetragenen Felder entsprechen frischen Spinell-Peridotiten (1), stark serpentinisierten Spinell-Peridotiten (2) sowie Harzburgiten und Duniten (3) aus dem Malenco-Gebiet (Daten von MÜNTENER, 1997). Weiter ist der Trend für zunehmende partielle Aufschmelzung eines fertilen Spinell-Lherzolithen (in 1%-Schritten) nach dem Schmelzmodell von KOSTOPOULOS (1991) eingezeichnet (punktierte Linie). Generell nehmen sowohl in Lherzolithen als auch in Harzburgiten die Konzentrationen an Cpx, Opx und Spinell mit steigendem Ol-Anteil ab, wobei teilweise eine recht gute Übereinstimmung mit den Schmelztrends festzustellen ist. Zahlreiche Harzburgite und einige Lherzolithe sind jedoch stark an Cpx und Ol ab- und an Opx angereichert.

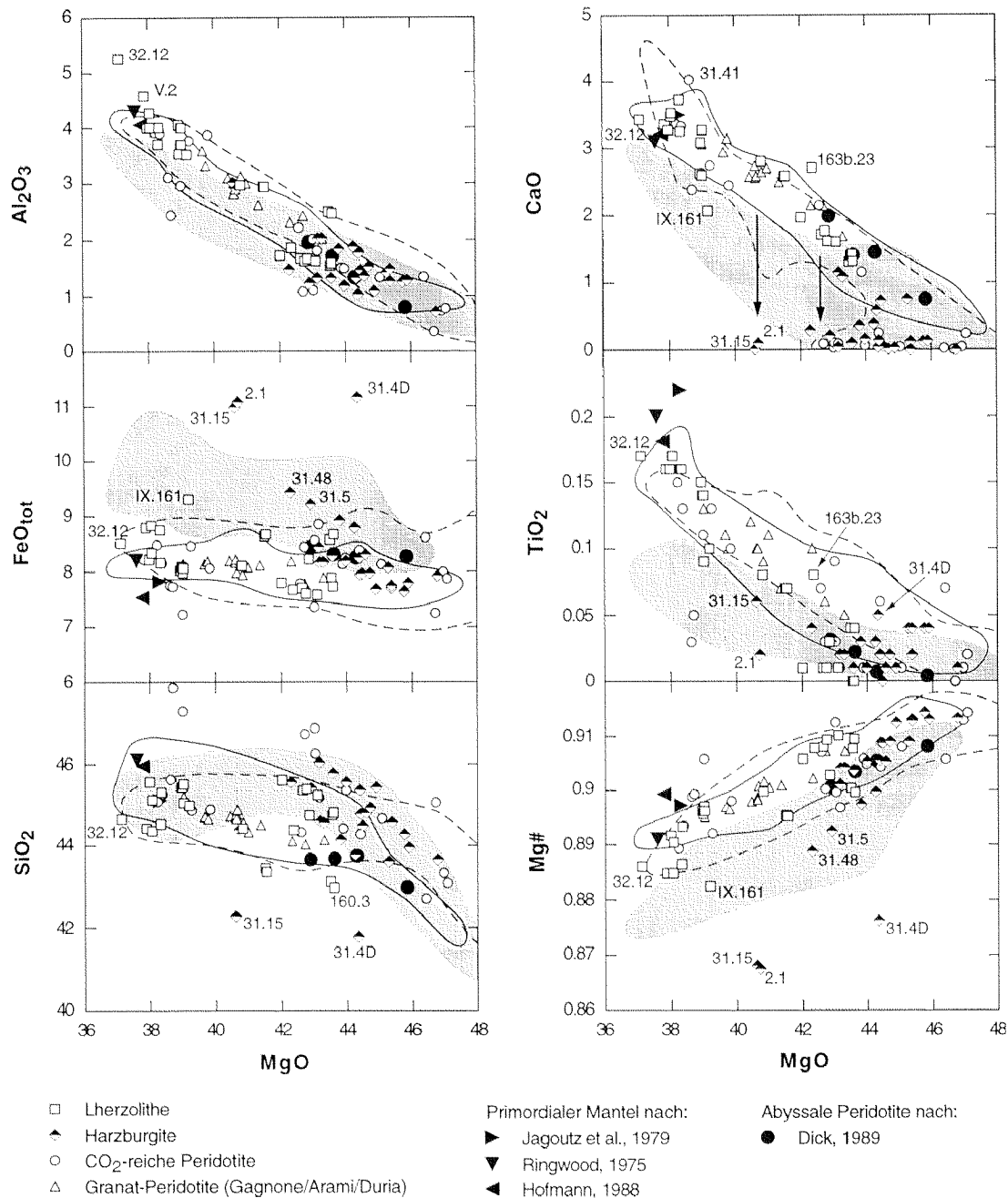
trends, die nach einem Modell von KOSTOPOULOS (1991) aus zunehmender partieller Aufschmelzung eines fertilen Spinell-Lherzoliths resultieren, sowie die Felder für frische und serpentinisierte Spinell-Lherzolithe und Harzburgite/Dunite aus dem Malenco-Ultramafit (MÜNTENER, 1997) eingezeichnet. Generell nehmen sowohl in Lherzolithen und Granat-Metaperidotiten als auch in Harzburgiten die Gehalte an Pyroxenen und Spinell mit zunehmendem Olivinanteil ab. Dabei stimmen besonders die Lherzolithe und Granat-Metaperidotite recht gut mit dem Schmelzmodell überein. Die fertilsten Glieder sind lediglich leicht an Orthopyroxen an- und Olivin abgereichert und fallen in das Feld der stark serpentinisierten Lherzolithe aus dem Malenco. Die Harzburgite weichen dagegen zum Teil massiv vom Modell für Residuen aus partieller Aufschmelzung ab. Dieselbe Feststellung, obschon in abgeschwächter Form, lässt sich auch anhand der manchmal hochgradig serpentinisierten Malenco-Harzburgite und -Dunite nachvollziehen. Sowohl die Cima di Gagnone als auch die Malenco-Peridotite weisen zudem gegenüber dem Modell von KOSTOPOULOS (1991) einen zu hohen normativen Spinellanteil auf (allenfalls ein Artefakt des Programms MANNOR), welcher dennoch mit steigendem Olivinanteil einer deutlich negativen Korrelation unterliegt (Fig. 4.2).

Nach ihren normativen Mineralbeständen und deren Variationen sind die Cima di Gagnone-Peridotite kompatibel mit einer Entstehung als Residuen aus unterschiedlich starker partieller Aufschmelzung einer fertilen Iherzolithischen Quelle, abgelaufen unter eher moderaten bis hohen Drucken im Granat- und/oder Spinell-Stabilitätsfeld (vgl. BODINIER, 1988). Ein Teil der Peridotite, die heutigen Harzburgite und Klinopyroxen-armen Lherzolithe, sind während eines sekundären Alterationsprozesses zusätzlich chemisch verändert worden, was sich in ausgesprochen tiefen Klinopyroxen- und hohen Orthopyroxen-Gehalten äussert. Dafür käme in erster Linie eine partielle Serpentinisierung in einem ozeanischen Milieu in Frage. Ähnliche Variationen können, meist in schwächerer Form, aber auch auf eine der folgenden Arten entstehen: (1) Eine Reaktion zwischen Peridotit und zirkulierender Schmelze verbraucht Pyroxen (v.a. Cpx) und fällt Olivin und zum Teil Orthopyroxen aus (z.B. BERGER & VANNIER, 1984; KELEMEN et al., 1992). (2) Die Harzburgite können durch die Reaktion Olivin + Schmelze \rightarrow Orthopyroxen an Orthopyroxen angereichert werden. (3) Metasomatoseprozesse während der alpinen Metamorphose führen zu einer chemischen Veränderung der Peridotite (z.B. Si-Zufuhr aus den sauren Nebengesteinen). (4) Die Berechnung des normativen Verhältnisses zwischen Orthopyroxen und Olivin mit dem Programm MANNOR kann einem systematischen Fehler unterworfen sein. Ein direkter Test ist aufgrund der fehlenden «primären» Mineralogie jedoch nicht möglich.

4.2.2 Hauptelemente

Die Metaperidotite der nördlichen Cima Lunga-Einheit weisen stark ändernde Anteile an H_2O (0.52–5.07 Gew%) und teilweise auch an CO_2 (0.04–14.98 Gew%) auf, was der unterschiedlich starken alpinen Metasomatose zuzuschreiben ist (Glühverluste (= LOI «loss on ignition»): 0.82–18.4 Gew%). Infolgedessen sind in den folgenden Variationsdiagrammen ausschliesslich volatilfreie Zusammensetzungen für Haupt- und Spurenelemente dargestellt, um auf Verdünnungseffekte zurückgehende Abweichungen auszuschliessen. Tabelle 4.1 gibt eine kleine Auswahl an repräsentativen, CO_2 -armen Analysen, geordnet nach steigendem MgO; der komplette Datensatz findet sich im Anhang. In Bezug auf die verschiedenen Haupt- und Spurenelementvariationen unterliegen die Cima di Gagnone-Peridotite einem breiten Spektrum, das von fertilen Lherzolithen bis zu verarmten Lherzolithen und Harzburgiten reicht (dh. Al_2O_3 : 0.36–5.26 Gew%; CaO: 0–4.03 Gew%; MgO: 47.07–37.12 Gew%). Die Proben mit den tiefsten MgO-Gehalten stimmen recht gut mit geschätzten und modellierten Werten für den primitiven Erdmantel überein (Fig. 4.3 und 4.5; RINGWOOD, 1975; JAGOUTZ et al., 1979; HOFMANN, 1988; SUN & McDONOUGH, 1989; McDONOUGH & SUN, 1995). Die refraktärsten Lherzolithe und zahlreiche Harzburgite decken sich demgegenüber recht genau mit abyssalen Peridotiten (MICHAEL & BONATTI, 1985; DICK, 1989).

Die Hauptelemente unterliegen einigen gut definierten, systematischen Trends (Fig. 4.3), die ausgezeichnet mit publizierten Zusammensetzungen für Mantelperidotite korrespondieren (BONATTI & MICHAEL, 1989). Al_2O_3 , CaO, TiO_2 und weniger deutlich auch SiO_2 korrelieren besonders in Lherzolithen und Granat-Peridotiten, aber teilweise auch in Harzburgiten, invers mit den MgO-Gehalten, während die Mg# (= $Mg/(Mg+Fe_{tot})$) mit steigendem MgO zunimmt. Die FeO_{tot} - und die MnO-Gehalte (nicht dargestellt in Fig. 4.3) ändern dagegen mit steigendem MgO nur unwesentlich. Analoge Trends sind aus zahlreichen



Figur 4.3: Variationsdiagramme zwischen verschiedenen Hauptelementen (Al_2O_3 , CaO , FeO_{tot} , TiO_2 , SiO_2 und $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}})$; alle in Gew-% und volatilfrei gerechnet) und MgO für Cima di Gagnone-Lherzolithe und -Harzburgite sowie einige Granat-Metaperidotite aus der Adula-Cima Lunga-Deckeinheit (Cima di Gagnone, Alpe Arami, Monte Duria; Daten teilweise von TROMMSDORFF, unpubl.). Eingetragene Felder: ausgezogene Linie – massive Peridotitvorkommen (Ronda, Horoman und Lanzo; Daten von FREY et al., 1985, 1991; BODINIER, 1988); gestrichelte Linie – Malenco-Peridotite (nach MÜNTENER, 1997); graues Feld – ozeanische Serpentinite (Daten aus CANNAT et al., 1995; GILLIS et al., 1993; G. FRÜH-GREEN, unpubl.). Man beachte die teilweise tiefen CaO -Gehalte einiger Lherzolithe und zahlreicher Harzburgite.

Peridotitvorkommen (z.B. Ronda: FREY et al., 1985; Lanzo: BODINIER, 1988; Horoman: FREY et al., 1991; Pyrenäen: BODINIER et al., 1988; zentraler Dinaridengürtel: LUGOVIC et al., 1991; Malenco: MÜNTENER, 1997) sowie aus Spinell-Lherzolith-Xenolithen in Alkali-basalten (z.B. MAALOE & AOKI, 1977; DUPUY et al., 1986; STOSCH et al., 1986) beschrieben worden. Zahlreiche Lherzolithe sind zudem deutlich an TiO_2 verarmt, was allenfalls auf

einen Ti-Verlust infolge ozeanisch-hydrothermalen Alteration oder Bildung von Titanoklinohumit-haltigen Venen während der prograden alpinen Entwicklung zurückzuführen sein könnte.

Die anhand der Cima di Gagnone-Peridotite feststellbaren Hauptelementvariationen erstrecken sich von der Zusammensetzung für den primitiven Erdmantel bis hin zu jener von abyssalen Peridotiten (Fig. 4.3). Sie können somit entweder auf unterschiedlich starker partieller Aufschmelzung einer mehr oder weniger homogenen Lherzolithischen Quelle oder auf unterschiedlich perfekter Schmelzextraktion bei konstantem Aufschmelzungsgrad beruhen (z.B. FREY et al., 1985, 1991; BODINIER, 1988; BODINIER et al., 1988; RAMPONE et al., 1995, 1996).

Im Gegensatz zu den Lherzolithen weichen viele Harzburgite teilweise signifikant von den üblichen Korrelationstrends unter den Hauptelementen ab (Fig. 4.3). Die Gehalte an MgO, Al₂O₃, TiO₂ und MnO liegen im Bereich von abyssalen Peridotiten (DICK, 1989; MICHAEL & BONATTI, 1985). CaO ist jedoch oft stark abgereichert, wohingegen FeO_{tot} und SiO₂ negativ mit MgO korrelieren und etwas erhöht sind, wobei diese harzburgitischen Subtrends steiler als diejenigen der Lherzolithe und Granat-Peridotite ausfallen. Die massive Abnahme an SiO₂ und FeO_{tot} mit steigendem MgO, die sich auch in der Mg# äussert, dürfte dabei mit der grösseren Gewichtung dieser Elemente bei dem ausgeprägten Ca-Verlust einerseits und konstant gehaltener Summe der Hauptelemente andererseits zusammenhängen («constant sum-effect», vgl. Kapitel 2.6 in ROLLINSON, 1993) und stellt einen rein statistischen Effekt und keinen geochemisch begründeten Trend dar. Dies trifft jedoch nur zum Teil auf die Proben 31.15, 2.1 und 31.4D zu, die zwar auch an Ca verarmt sind, zusätzlich aber massiv tiefere SiO₂- und TiO₂- sowie höhere FeO_{tot}- und MnO-Gehalte aufweisen.

Verschiedene Autoren (z.B. PETERS, 1963; DIETRICH, 1969; KEUSEN, 1972; MÜNTENER, 1997) beschreiben eine analoge Ca-Abnahme für einige serpentinisierte Spinell-Peridotite und Harzburgite aus dem Alpenraum und interpretieren dies teilweise als Ca-Verlust infolge eines Serpentinisierungsprozesses. Zudem fallen die Cima di Gagnone-Harzburgite mehrheitlich in das Feld der frischen ozeanischen Serpentinite, die sich gegenüber massiven Peridotitvorkommen durch tiefere Anteile an CaO und TiO₂ sowie höhere FeO_{tot}-Gehalte auszeichnen (siehe Fig. 4.3). SiO₂ steigt zunächst mit zunehmendem MgO leicht an und fällt ab ca. 43 Gew% MgO steil ab, wobei die Harzburgite diesen negativen Trend widerspiegeln. Al₂O₃ weicht dagegen in den ozeanischen Serpentiniten kaum von den üblichen Gehalten in Peridotiten ab, womit der negative Trend im Al₂O₃ gegen MgO-Variationsdiagramm sowohl in Lherzolithen als auch in Harzburgiten am ehesten der magmatischen Entwicklung entspricht. Eine frühere, unterschiedlich starke Serpentinisierung dürfte somit am ehesten für den zum Teil massiven Ca- und Ti-Verlust einiger Lherzolithe und zahlreicher Harzburgite aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit verantwortlich sein.

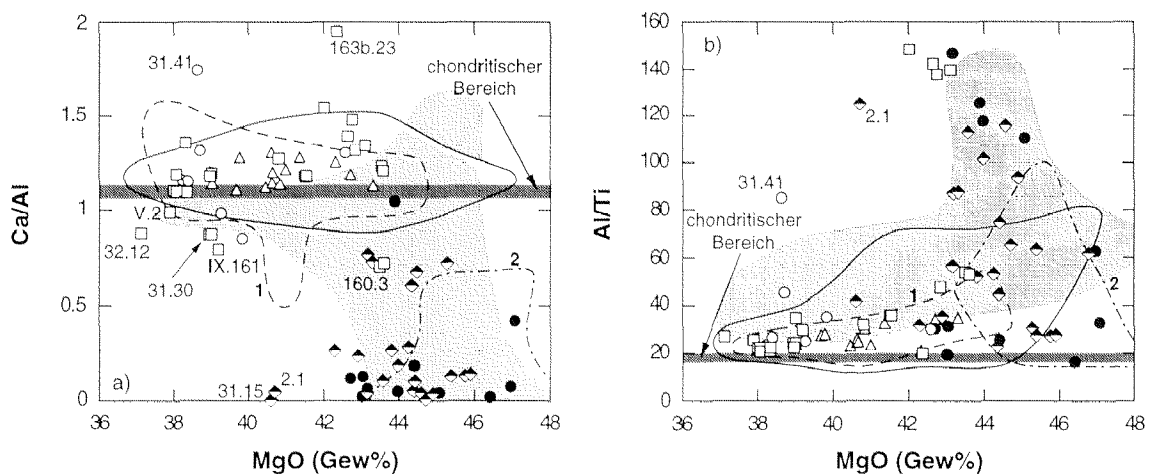
Die alpine H₂O- und CO₂-Metasomatose, die mit der amphibolitfaziellen Metamorphose in den Zentralalpen einhergeht, ist dagegen mehr oder weniger isochemisch. Von wenigen Ausnahmen abgesehen, folgen die CO₂-reichen Lherzolithe und Harzburgite bezüglich der Hauptelemente denselben chemischen Trends wie die entsprechenden CO₂-freien Peridotite (vgl. Fig. 4.3 und 4.4).

Verhältnisse zwischen Hauptelementen (wie z.B. Ca/Al und Al/Ti, Fig. 4.4) liefern weitere Informationen zu Prozessen wie partielles Aufschmelzen und/oder hydrothermale Alteration. Das Ca/Al-Verhältnis der Cima di Gagnone-Lherzolithe und der Granat-

Peridotite aus der Adula-Cima Lunga-Einheit kann auch in Bezug auf die laufenden Kontroversen betreffend das Ca/Al-Verhältnis im oberen Erdmantel wichtig sein. Anhand unzähliger ultramafischer Xenolithe haben PALME & NICKEL (1985) festgestellt, dass das Ca/Al-Verhältnis im heutigen oberen Mantel etwa 15% höher als in Chondriten zu sein scheint. HART & ZINDLER (1986) führten dieses nicht-chondritische Verhältnis dagegen auf eine subjektive Probenauswahl zurück, wobei Klinopyroxen-reiche Peridotitxenolithe bevorzugt wurden. Nach Figur 4.4a haben die meisten Lherzolithe und Granat-Peridotite ein Ca/Al-Verhältnis, das höher als der chondritische Bereich nach PALME & NICKEL (1985) ist. Manche Proben weisen jedoch tiefere Ca/Al-Verhältnisse als die Xenolithe von PALME & NICKEL (1985) auf, und einige, eher fertile (tiefe MgO-Gehalte) liegen sogar im chondritischen oder fast-chondritischen Bereich. Letzteres ist kompatibel mit einem chondritischen Ca/Al-Verhältnis für fertile Peridotite im oberen Erdmantel und stimmt mit den Beobachtungen an Peridotiten aus dem zentralen Dinaridengürtel (LUGOVIC et al., 1991) sowie aus den externen und internen Liguriden überein (RAMPONE et al., 1995, 1996). Das hohe Ca/Al-Verhältnis zahlreicher Proben ist allenfalls auch auf stark boudinierte Pyroxenit-Reste in vielen Lherzolithen von Cima di Gagnone und in Extremfällen (Proben 31.41 und 163b.23) zudem auf eine Ca-Zufuhr aus angrenzenden Metarodingitgängen während der alpinen Metamorphose zurückzuführen.

Die Harzburgite sowie einige Lherzolithe (160.3, 32.12, 31.30, IX.161) zeichnen sich dagegen durch Ca/Al-Verhältnisse aus, die teilweise markant unter den chondritischen Bereich fallen. Dies entspricht einer stärkeren, relativ zu Al selektiven Ca-Abnahme und deckt sich mit den Beobachtungen an frischen Serpentiniten vom Ozeanboden beziehungsweise an serpentinisierten Harzburgiten und Duniten aus dem Malenco-Gebiet (Fig. 4.4a).

Das Al/Ti-Verhältnis ist für alle analysierten Peridotite höher oder gleich dem chondritischen Bereich nach PALME & NICKEL (1985) (Fig. 4.4b). Eliminiert man einige Proben mit extrem hohem Al/Ti, so lässt sich sowohl in den Lherzolithen und den Granat-Peridotiten als auch in den Harzburgiten mit sinkendem MgO eine allgemeine Abnahme im Al/Ti-



Figur 4.4: Ca/Al- (a) und Al/Ti-Verhältnisse (b) gegen MgO. Die chondritischen Bereiche stammen von PALME & NICKEL (1985). Die Symbole sind dieselben wie in Fig. 4.2, die Felder wie in Fig. 4.3; die Malenco-Ultramafitite (MÜNTENER, 1997) sind zusätzlich unterteilt in Lherzolithe (1) und Harzburgite/Dunite (2) (teilweise stark serpentinisiert). Die Lherzolithe und Granat-Peridotite zeigen mehrheitlich eine positive Abweichung vom chondritischen Bereich und allenfalls eine leicht negative Korrelation bezüglich Al/Ti. Die Harzburgite zeichnen sich dagegen durch allgemein sehr tiefe Ca/Al- und oftmals hohe Al/Ti-Verhältnisse aus und stimmen recht gut mit ozeanischen Serpentiniten und Malenco-Harzburgiten/Duniten überein.

Verhältnis feststellen, die auf das chondritische Verhältnis zuläuft (analog zu Malenco-Peridotiten, MÜNTENER, 1997). Dabei zeigen besonders die Harzburgite eine sehr grosse Streuung ($22 < \text{Al/Ti} < 146$) und überlagern meist mit den Feldern für ozeanische Serpentinite und/oder Malenco-Harzburgite und -Dunite (Fig. 4.4b). Die extremen Al/Ti-Verhältnisse einiger Lherzolithe (Al/Ti um 140) und Harzburgite sind eventuell auch einer überdurchschnittlich starken Ti-Fraktionierung bei der späteren Kristallisation von Titanoklinohumit in Olivin-Adern zuzuschreiben.

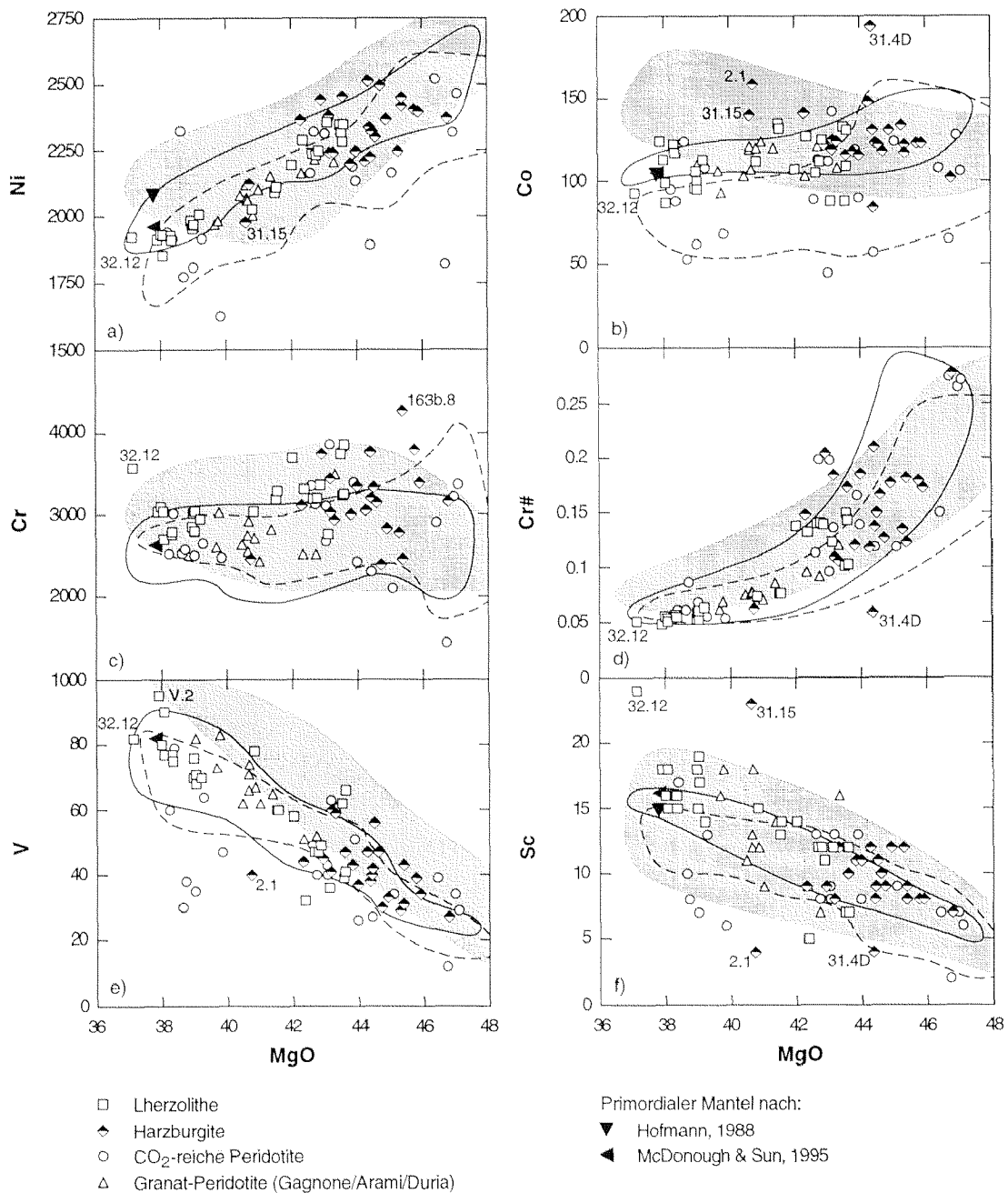
Da sowohl Ti als auch Ca in Peridotiten bevorzugt in Klinopyroxenen eingebaut werden, und Klinopyroxen ein höheres Ca/Al-Verhältnis als Orthopyroxen aufweist, ist die beobachtete Zunahme im Al/Ti- respektive Abnahme im Ca/Al-Verhältnis zwischen Lherzolithen und Harzburgiten konsistent mit einer Abnahme an modalem Klinopyroxen und allenfalls gleichzeitiger Zunahme an Orthopyroxen (vgl. mit Fig. 4.1 und 4.2). Besonders die Variationen im Ca/Al-Verhältnis lassen sich jedoch nur teilweise mit einer verschieden starken partiellen Aufschmelzung eines homogenen lherzolitischen Ursprungsgesteins erklären. Denn bei diesem Prozess nehmen sowohl die modalen Anteile an Klinopyroxen wie auch an Orthopyroxen und Spinell sukzessive ab (siehe Fig. 4.2 und KOSTOPOULOS, 1991), was sich auch für refraktäre Proben wie die Cima di Gagnone-Harzburgite in einem Ca/Al-Verhältnis im chondritischen Bereich oder nur wenig darunter äussern müsste (vgl. Feld für Ronda/Horoman/Lanzo in Fig. 4.4a, sowie z.B. LUGOVIC et al., 1991; RAMPONE et al., 1995). Dies trifft aber nur auf die Lherzolithe und Granat-Peridotite zu, deren Ca/Al-Verhältnis auch für refraktärrere Proben noch im chondritischen Bereich oder gar darüber liegt. Die extrem tiefen Ca/Al- und hohen Al/Ti-Verhältnisse in den Harzburgiten und einigen Lherzolithen müssen dagegen das Resultat eines sekundären Prozesses wie beispielsweise eine ozeanisch-hydrothermale Alteration darstellen, wobei besonders Ca und wahrscheinlich auch Ti abgeführt und von anderen Hauptelementen wie Al fraktioniert werden.

4.2.3 Spurenelemente und deren Variationen

a) Übergangselemente: Ni, Co, Cr, Sc, V, Cu, Zn, Ga

Wie die Hauptelemente zeigen auch die Übergangsmetalle (ermittelt durch XRF-Analytik, vgl. Anhang) sowohl in den Lherzolithen und Granat-Peridotiten als auch in den Harzburgiten einige gut definierte chemische Trends gegenüber MgO (Fig. 4.5, Tab. 4.1). Diese Trends stimmen meist gut mit jenen aus anderen Peridotitmassiven wie beispielsweise Ronda (FREY et al., 1985), Horoman (FREY et al., 1991), Lanzo (BODINIER, 1988; BODINIER et al., 1991) und Malenco (MÜNTENER, 1997) sowie aus frischen Serpentiniten überein (CANNAT et al., 1995; GILLIS et al., 1993; FRÜH-GREEN, unpubl. Daten) (vgl. Felder in Fig. 4.5). Die fertilsten Lherzolithe weisen ähnliche Spurenelementgehalte wie primitive Mantelperidotite nach JAGOUTZ et al. (1979), HOFMANN (1988) und McDONOUGH & SUN (1995) auf, wohingegen die Harzburgite an das refraktäre Ende der jeweiligen Trends plotten.

Ni und (weniger ausgeprägt) Co sind positiv mit MgO korreliert, was darauf beruht, dass diese Elemente vorwiegend durch Olivin kontrolliert sind und sich in Ultramafititen kompatibel verhalten (Verteilungskoeffizient zwischen Gestein und Schmelze > 1 , z.B. FREY et al., 1985). Insbesondere Ni weist in den CO₂-freien Lherzolithen und Harzburgiten



Figur 4.5: Variationsdiagramme für verschiedene Übergangselemente (alle in ppm und volatilfrei gerechnet) und die Cr# (=Cr/Cr+Al) versus MgO (in Gew%). Eingetragene Felder: ausgezogene Linie – massive Peridotite (Ronda, Horoman und Lanzo: FREY et al., 1985, 1991; BODINIER, 1988); gestrichelte Linie – Malenco-Peridotite (MÜNTENER, 1997); graues Feld – ozeanische Serpentinite (CANNAT et al., 1995; GILLIS et al., 1993; G. FRÜH-GREEN, unpubl.).

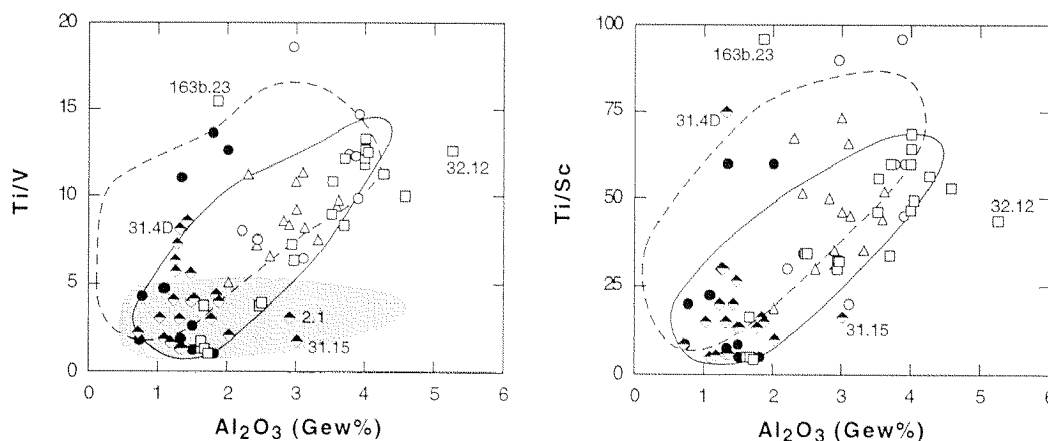
eine relativ geringe Variationsbreite (1850–2500 ppm) auf, was deutlich für Residuen aus einem Schmelzprozess und nicht für Olivin-reiche Kumulate aus einem basischen Magma spricht (vgl. Fig. 8 in FREY et al., 1985, und Referenzen darin). Die ozeanischen Serpentinite zeigen im Gegensatz zu orogenen Peridotiten eine schwach negative Korrelation zwischen Co und MgO.

Gegenüber Ni und Co unterliegt Cr besonders in den Harzburgiten einer relativ grossen Streuung (2350–4260 ppm) und variiert mit steigendem MgO nur unwesentlich (Fig. 4.5c). Die Cr-Gehalte scheinen sich demnach zumindest teilweise unabhängig von den Haupt-

elementen zu verhalten (z.B. MAALOE & AOKI, 1977) und auf einer inhomogenen Verteilung von Chromspinell in den verschiedenen Proben zu basieren. Dieselbe Erklärung wurde auch für die Cr-Verteilung in anderen, grösseren Peridotitvorkommen in Erwägung gezogen (z.B. FREY et al., 1985, 1991; MÜNTENER, 1997). Das Cr/Cr+Al-Verhältnis (Cr#) der Lherzolithe, Granat-Peridotite und Harzburgite (0.055–0.277) steigt dagegen mit zunehmendem MgO-Anteil an (Fig. 4.5d). Dabei weisen die Harzburgite eine grössere Variationsbreite als die Lherzolithe und Granat-Peridotite auf. Zudem zeigt der Korrelationstrend zwischen der Cr# und MgO wie auch in den anderen Peridotitvorkommen und ozeanischen Serpentinitten einen deutlich nicht-linearen Verlauf.

Die inkompatiblen Elemente Sc und V (Peridotit/Schmelze-Verteilungskoeffizienten < 1 , FREY et al., 1985) variieren invers mit steigendem MgO (Fig. 4.5e/f) und sind vorwiegend durch die Pyroxen-Gehalte kontrolliert (RAMPONE et al., 1996). Für beide Elemente ergeben sich mehr oder weniger lineare Variationstrends, wobei die Harzburgite und refraktären Lherzolithe die tiefsten Konzentrationen aufweisen. Besonders Sc zeigt für ein konstantes MgO eine grosse Variabilität, was allenfalls wieder auf eine Mischung mit Pyroxenit-Relikten hinweisen könnte. Andererseits unterliegen die Serpentinitten einer ähnlich breiten Streuung und lassen auf einen Effekt der Serpentinisierung schliessen, wobei Pyroxen zerstört und Sc abgeführt wird.

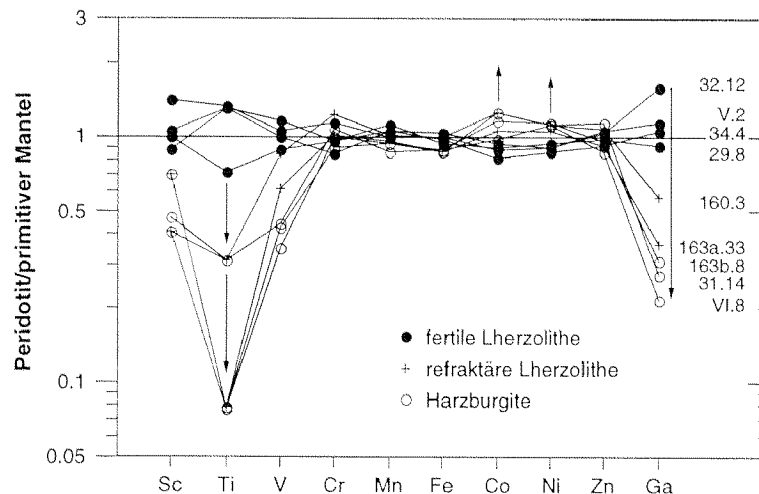
Von einigen Ausreissern und der relativ grossen Variation abgesehen sind die Ti/V- und Ti/Sc-Verhältnisse positiv mit Al_2O_3 (Fig. 4.6) beziehungsweise invers mit MgO korreliert. Das Ti/V-Verhältnis nimmt dabei von 13.3 in den fertilen Lherzolithen auf 1.1 in refraktären Peridotiten ab, das Ti/Sc-Verhältnis schwankt zwischen ca. 70 und 4 (exklusive der Ausreisser mit höheren Werten). Diese Trends beruhen auf dem inkompatibleren Verhalten von Ti gegenüber V und Sc (BODINIER et al., 1988; MÜNTENER, 1997). Auffällig ist besonders auch das von Al_2O_3 unabhängige, konstant tiefe Ti/V-Verhältnis in den ozeanischen Serpentinitten (graues Feld in Fig. 4.6). Dieses Verhalten hängt in erster Linie mit den teilweise schon in fertileren Proben überaus tiefen Ti-Konzentrationen (Fig. 4.3) bei zum Teil gar leicht erhöhten V-Gehalten zusammen (Fig. 4.5) und könnte entweder durch den Serpentinisierungsprozess bedingt sein oder ein Signal des verarmten ozeanischen



Figur 4.6: a) Ti/V- und b) Ti/Sc-Verhältnisse gegen Al_2O_3 . Symbole wie in Fig. 4.2 und Felder wie in Fig. 4.3. Die deutliche Abnahme im Ti/V und Ti/Sc mit steigendem refraktärem Charakter von Lherzolithen zu Harzburgiten ist konsistent mit inkompatiblerem Verhalten von Ti gegenüber V und Sc. Man beachte zudem das von Al_2O_3 unabhängige, konstant tiefe Ti/V-Verhältnis in den frischen Serpentinitten (graues Feld), das mit deren allgemein tiefen Ti-Gehalten zusammenhängt (vgl. mit Fig. 4.3).

Mantels darstellen. Zahlreiche Cima di Gagnone-Harzburgite und einige Lherzolithe fallen sowohl in das Feld der Peridotitmassive wie auch der Serpentinite.

In einem nach dem primitiven Mantel normierten Diagramm für die Übergangsmetalle inklusive Zn und Ga (Fig. 4.7) haben die fertilen Lherzolithe mehr oder weniger flache Verteilungsmuster mit Konzentrationen im Bereich des primitiven Mantels; Sc, Ti und Ga können gar etwas erhöht sein. Die refraktären Lherzolithe und Harzburgite sind jedoch zunehmend an Sc, V, Ga und vor allem Ti abgereichert, während Co und Ni leicht ansteigen. Cr, Mn, Fe und Zn sind dagegen kaum betroffen und weisen sehr konstante Gehalte auf.



Figur 4.7: Nach primitivem Mantel normierte Konzentrationen der Übergangsmetalle inklusive Zn und Ga (nach JAGOUTZ et al., 1979; FREY et al., 1991) in fertilen und refraktären Lherzolithen sowie Harzburgiten (Normierungswerte für Ga: McDONOUGH & SUN, 1995; restliche Elemente: JAGOUTZ et al., 1979). Die inkompatibleren Elemente Sc, Ti, V und Ga zeigen die grössten Variationen und nehmen von Lherzolithen zu Harzburgiten stark ab, während die kompatiblen Elemente Ni, Co, Cr, Mn, Fe und Zn kaum ändern oder gar leicht zunehmen.

Diese an den Peridotiten aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit festgestellten Variationen für verschiedene kompatible (Ni, Co, z.T. Cr) und leicht inkompatible (Sc, V, Ga, z.T. Cu und Zn) Spurenelemente lassen sich, wie auch jene für die Hauptelemente (Kapitel 4.2.2), mit von Lherzolithen zu Harzburgiten sinkenden modalen Anteilen an Klino- und Orthopyroxen sowie steigenden Olivin-Gehalten erklären. Sie sind konsistent mit einer Entstehung der Peridotite als Residuen aus zunehmender partieller Aufschmelzung eines fertilen lherzolithischen Muttergesteins (z.B. FREY et al., 1985, 1991; BODINIER et al., 1988; BODINIER, 1988; RAMPONE et al., 1995, 1996). Die Harzburgite stellen dabei die am stärksten an basischen Komponenten wie Al_2O_3 , CaO, Ti, Sc, V und Ga verarmten und an kompatiblen Elementen wie Ni, Co und Cr angereicherten Gesteine dar. Eine nachfolgende ozeanisch hydrothermale Alteration und teilweise Serpentinisierung der Peridotite verändert demgegenüber die Konzentrationen der meisten Übergangselemente, abgesehen von Ti und Sc, normalerweise kaum.

Wie bei den Hauptelementen (Fig. 4.3) weichen nur wenige Peridotite signifikant von den üblichen Variationstrends der Übergangselemente ab (Fig. 4.5 und 4.6): (i) Die Probe 32.12 mit dem tiefsten MgO-Gehalt hat einen überaus fertilen Charakter und ist neben Al_2O_3 auch an Sc, Ga und Cr angereichert (Fig. 4.5, 4.7), was auf einen etwas höheren

modalen Klinopyroxen- und Chromspinell-Anteil zurückzuführen sein könnte. (ii) Die Probe 31.15, ein ehemaliger, stark an Ca verarmter Lherzolith, weist anomal hohe Gehalte an Cr_2O_3 (2.61 Gew%), V (217 ppm), Co (140 ppm) und Sc (23 ppm) auf, was mit dem hohen Chromitferrit-Anteil in diesem Gestein zusammenhängen dürfte. (iii) 31.4D und 2.1 sind reich an Co und arm an Sc und V, was allenfalls in einem hohen modalen Olivin- und tiefen Klinopyroxen-Gehalt begründet ist. (iv) Die zum Teil äusserst hohen Ti/V- und Ti/Sc-Verhältnisse einiger Peridotite (z.B. 163b.23 und 31.4D, Fig. 4.6) erklären sich eventuell mit einer sekundären Ti-Anreicherung, beispielsweise aus direkt benachbarten basischen Gängen (Metarodingite). (v) Die CO_2 -führenden Peridotite (Lherzolithe und Harzburgite) stimmen zwar meist gut mit den üblichen Korrelationstrends überein, sind manchmal aber auch massiv an Co, Ni, V und Sc verarmt und variieren dementsprechend über relativ weite Bereiche. Die alpine CO_2 -Metasomatose scheint somit einige Spurenelemente zumindest teilweise zu beeinflussen, wobei besonders die kompatiblen Elemente Co und Ni betroffen sind (vgl. Fig. 4.5a/b). Neben reinen Verdünnungseffekten könnte dies mit dem Zerfall von Olivin zu Magnesit und Talk zusammenhängen, wobei Co und Ni mit der neuen Mineralogie nicht kompatibel sind und durch die fluide Phase abtransportiert werden. Für genauere Aussagen sind jedoch weitere Studien erforderlich.

b) Seltene Erden Elemente (REE)

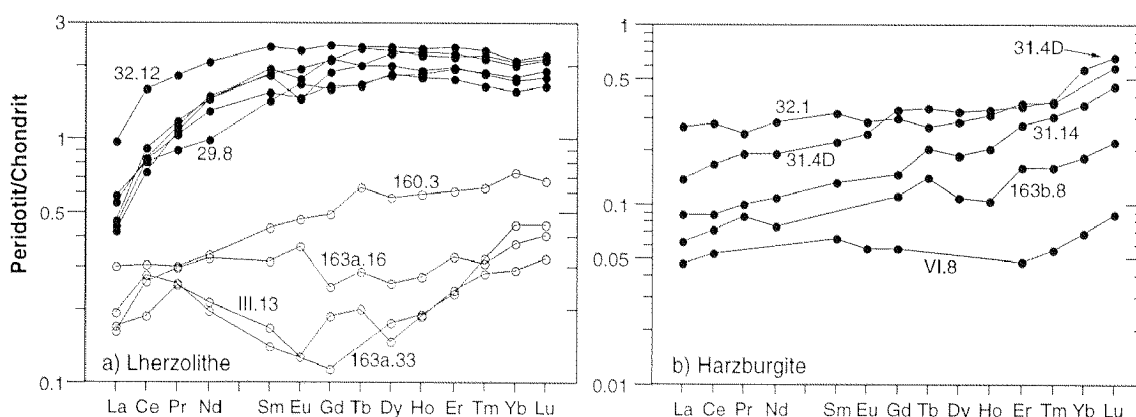
Wie in zahlreichen Peridotitmassiven korrelieren die Seltenen Erden Elemente (REE: «rare earth elements»); gemessen mittels ICP-MS, vgl. Anhang) aus den Cima di Gagnone-Peridotiten positiv mit Al_2O_3 und CaO beziehungsweise invers mit MgO (z.B. McDONOUGH & FREY, 1989, und Referenzen darin), wobei die Variationstrends für individuelle Elemente unterschiedliche Formen wiedergeben: die mittleren und schweren Seltenen Erden (MREE bzw. HREE: «medium/heavy rare earth elements») zeichnen sich durch mehr oder weniger lineare, die leichten Seltenen Erden (LREE: «light rare earth elements») dagegen durch leicht gekurvte Trends aus, was mit der wachsenden Inkompatibilität von den HREE zu den LREE zusammenhängt (vgl. z.B. FREY et al., 1985; BODINIER, 1988). Die Chondritnormierten REE-Konzentrationen der Peridotite sind in Figur 4.8 dargestellt und nehmen generell von fertilen über refraktäre Lherzolithe zu Harzburgiten kontinuierlich ab. Die LREE/HREE-Verhältnisse sind dabei stets tiefer als in Chondriten (Chondrit-normalisiertes La_n/Yb_n zwischen 0.2 und 0.67). Im Detail unterscheiden sich die REE-Verteilungsmuster zwischen lherzolithischen und harzburgitischen Gesteinen jedoch deutlich (Fig. 4.8).

Die an normativem Klinopyroxen-reichen, fertilen Lherzolithe (Fig. 4.8a) zeigen N-MORB («normale» Basalte von mittelozeanischen Rücken)-artige REE-Spektren und sind durch einen geringen Verlust an den leichten Seltenen Erden (La_n : 0.4–0.97; La_n/Sm_n : 0.11–0.41) sowie durch relativ flache Segmente für die schweren Seltenen Erden mit 1.6 bis 2.5 mal der chondritischen Konzentration charakterisiert (Sm_n/Yb_n : 0.79–1.14). Im einzelnen handelt es sich um schwach fraktionierte REE-Spektren mit La_n/Yb_n -Verhältnissen zwischen 0.2 und 0.46. Dabei verläuft die Abnahme von Yb in den verschiedenen Proben nicht parallel zur Abnahme von La, was zu sich kreuzenden REE-Mustern führt. Dies bedeutet, dass die LREE-Abreicherung zumindest teilweise von den HREE unabhängig ist. Solche, an LREE-verarmte Verteilungsmuster sind schon öfters beschrieben worden und scheinen typisch für alpine Peridotitvorkommen und Spinell-Lherzolithe-Xenolithe zu sein (z.B. LOUBET et al., 1975; LOUBET & ALLÈGRE, 1982; OTTONELLO et al.,

1984a/b; BODINIER, 1988; BODINIER et al., 1988, 1991; MÜNTENER, 1997; Reviews in FREY, 1984, und McDONOUGH & FREY, 1989).

Die Probe 32.12 weist gegenüber den anderen Lherzolithen neben erhöhten Al-, Ti- und Sc-Gehalten (siehe oben) auch deutlich höhere Konzentrationen in den leichten und mittleren Seltenen Erden und somit eine überdurchschnittliche Fertilität auf. Diese REE-Anreicherung lässt sich ebenfalls mit einer kleinen Menge an pyroxenitischen Komponenten im Lherzolith erklären, entstanden durch starke Tektonisierung und Streckung von ehemaligen Pyroxenit-Lagen, welche heute teilweise als Amphibol- und Chlorit-reiche Schlieren erkennbar sind. Das Tb/Yb-Verhältnis der analysierten lherzolithischen Proben liegt im chondritischen Bereich (Tb_n/Yb_n : 0.93–1.13) (Fig. 4.9a). Eine teilweise geringe Anreicherung der MREE lässt sich eventuell mit geringfügig erhöhten modalen Klinopyroxen-Anteilen erklären (z.B. BODINIER et al., 1991; DOWNES et al., 1991; FREY et al., 1991) und könnte als weiterer Hinweis auf eine Vermischung mit Pyroxenitrelikten gewertet werden. So weisen beispielsweise Klinopyroxenitlagen aus manchen massiven Peridotitvorkommen Tb_n/Yb_n -Verhältnisse > 1 auf (Ronda: SUEN & FREY, 1987; Pyrenäen: BODINIER et al., 1987a/b; Malenco: MÜNTENER, 1997). Eine partielle Aufschmelzung im Granat-Peridotit-Stabilitätsfeld lässt sich dagegen mehr oder weniger ausschliessen, da daraus nach BODINIER et al. (1988) und McDONOUGH & FREY (1989) ein Tb/Yb-Verhältnis unter dem chondritischen Wert resultieren müsste, weil Granat die mittleren von den schweren REE fraktioniert.

In Bezug auf ihre REE-Spektren stellen die Lherzolithe (besonders die Probe 32.12) aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit äusserst fertile Peridotite dar, welchen nur kleine Mengen basischer Schmelzen entzogen worden sind.



Figur 4.8: Chondrit-normierte Gehalte an Seltenen Erden Elementen (REE) für einige CO_2 -arme Peridotite aus der Cima Lunga-Einheit. Die chondritischen REE-Konzentrationen für die Normierung stammen von SUN & McDONOUGH (1989).

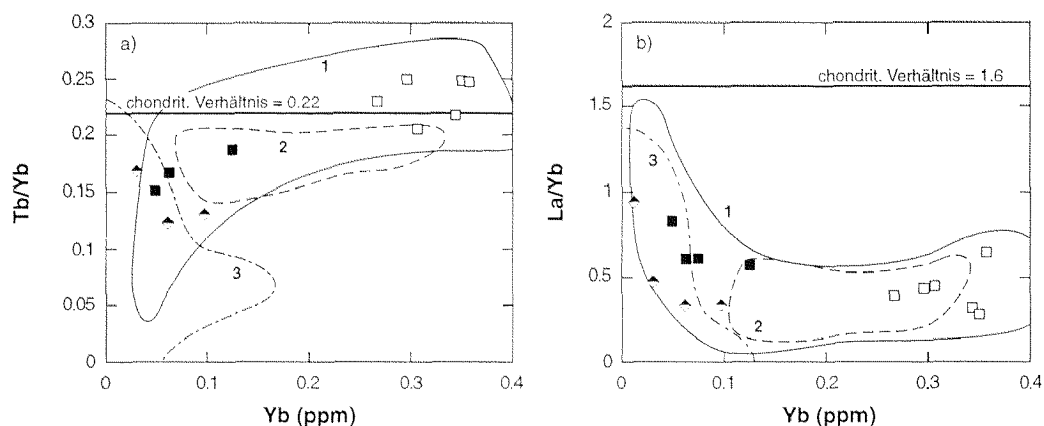
a) Fertile Lherzolithe (schwarze Kreise) zeichnen sich durch eine relativ geringe LREE-Abnahme und mehr oder weniger flache MREE- und HREE-Spektren aus. Refraktäre Lherzolithe (weisse Kreise) sind dagegen besonders an MREE und HREE abgereichert und weisen zum Teil leicht U-förmige REE-Verteilungen auf.
b) Harzburgite haben allgemein tiefe REE-Konzentrationen mit flachen bis von LREE zu HREE stetig ansteigenden Spektren.

Die refraktären, Klinopyroxen-armen Lherzolithe (Fig. 4.8a) und die Harzburgite (Fig. 4.8b) zeichnen sich durch allgemein tiefere Chondrit-normierte REE-Konzentrationen als die fertilen Lherzolithe aus (La_n : 0.05–0.3; Yb_n : 0.07–0.74). Insbesondere unterscheiden sie sich von letzteren in den deutlich niedrigeren MREE-Gehalten (Tb_n : 0.05–0.34 in

Harzburgiten; 0.1–0.63 in verarmten Lherzoliten; 1.64–2.36 in fertilen Lherzoliten) und den signifikant tieferen MREE/HREE-Verhältnissen (Tb_n/Yb_n : 0.56–0.85). Dies äussert sich auch in einer deutlich positiven Korrelation zwischen Tb/Yb und Yb in Figur 4.9a, konsistent mit inkompatiblerem Verhalten der MREE gegenüber den HREE, und lässt sich auf progressiven Entzug von Klinopyroxen infolge zunehmendem partiellem Aufschmelzungsgrad zurückführen.

Im Vergleich zu fertilen Lherzoliten treten daneben jedoch noch einige zusätzliche Komplikationen in den REE-Spektren von verarmten Lherzoliten und Harzburgiten auf. Die refraktären Lherzolithe haben stark unterschiedliche REE-Verteilungsmuster, mit der grössten Variation in den mittleren und der kleinsten in den leichten REE (Ce und Pr). Dementsprechend verteilen sich die Ce_n/Sm_n -Verhältnisse über einen grossen Bereich zwischen 0.7 und 1.96. Die Probe 160.3 zeigt für mittlere und schwere REE einen ähnlichen Kurvenverlauf wie die fertilen Lherzolithe, während die Konzentrationen an den leichten REE (besonders La) gegenüber letzteren nur unwesentlich abgenommen haben. Überdies kommen leicht U-förmige REE-Verteilungsmuster mit verschieden ausgeprägter LREE-Anreicherung ($Ce_n/Sm_n > 1$) vor. Dies sowie eine zusätzlich schwache La- und teilweise auch Ce-Abnahme kann unter Umständen mit einer sekundären LREE-Mobilisierung infolge einer ozeanisch hydrothermalen Alteration zusammenhängen (z.B. WOOD et al., 1976; HELLMAN & HENDERSON, 1977; FLOYD, 1977; OTTONELLO et al., 1979; MENZIES et al., 1993).

Die Harzburgite sind normalerweise durch stark fraktionierte REE-Spektren mit La_n/Yb_n -Variationen zwischen 0.24 und 0.67 sowie durch von La bis Lu stetig ansteigende Chondrit-normierte REE-Konzentrationen charakterisiert (Fig. 4.8b). Abgesehen von der Probe VI.8 und teilweise etwas tieferen LREE-Gehalten bewegen sich ihre REE-Konzentrationen in demselben Bereich wie in den refraktären Lherzoliten. Diese Verteilungsmuster spiegeln die teilweise hohen normativen Anteile an Orthopyroxen in diesen Gesteinen wider, da die Verteilungskoeffizienten $D_{REE}^{Opx/liq}$ von leichten zu schweren REE stetig zunehmen (z.B. KELEMEN et al., 1992; ROLLINSON, 1993). Wie manchmal das LREE/



Figur 4.9: a) Tb/Yb - beziehungsweise b) La/Yb -Verhältnisse versus Yb für einige CO_2 -arme Peridotite; chondritische Verhältnisse nach SUN & McDONOUGH (1989). Das Tb/Yb -Verhältnis liegt für fertile Lherzolithe im chondritischen Bereich oder darüber und nimmt mit steigendem refraktärem Charakter zu den Harzburgiten hin ab. Das La/Yb -Verhältnis steigt dagegen mit sinkendem Yb -Gehalt von fertilen zu verarmten Proben leicht an. Allgemein zeigt sich zudem eine gute Übereinstimmung mit den Trends in anderen Peridotitmassiven. Weisse Quadrate: fertile Lherzolithe, schwarze Quadrate: refraktäre Lherzolithe, Rhomben: Harzburgite. Eingezeichnete Felder: 1) Ronda-, Horoman- und Lanzo-Peridotite (nach FREY et al., 1985, 1991; BODINIER, 1988); 2) Malenco-Lherzolithe und 3) Malenco-Harzburgite/Dunite (nach MÜNTENER, 1997).

HREE-Verhältnis (Fig. 4.9b) liegt auch das LREE/MREE-Verhältnis in den Harzburgiten zwar unterhalb des chondritischen Wertes, fällt jedoch teilweise deutlich höher als in den fertilen Lherzoliten aus, was mit einer geringeren LREE-Fraktionierung in den Harzburgiten zusammenhängt (La_n/Sm_n : 0.22–0.41 in fertilen Lherzoliten; 0.62–0.83 in Harzburgiten). Die refraktärste Probe VI.8 und die Probe 32.1 weisen für leichte und mittlere Seltene Erden einen flachen Kurvenverlauf auf, der erst in den schweren Seltenen Erden anzusteigen beginnt (Fig. 4.8b).

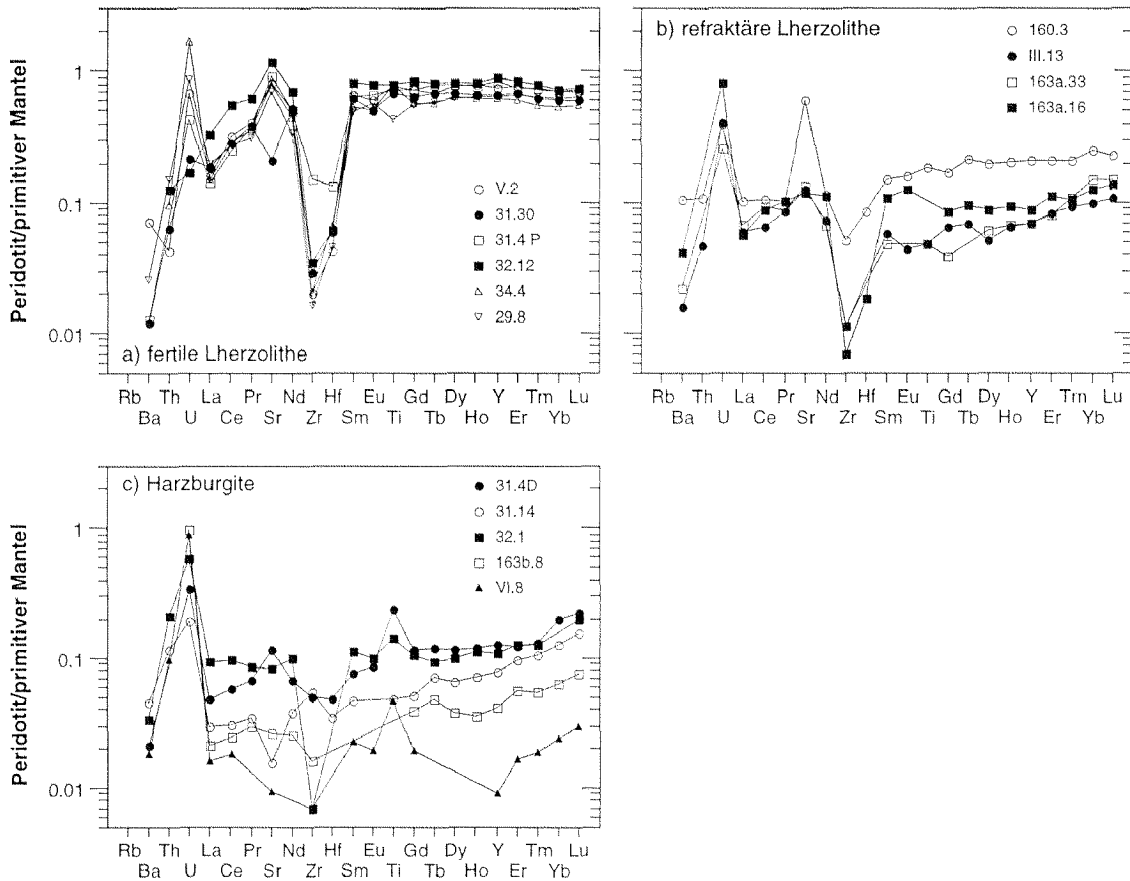
Nach diesen Beobachtungen nehmen die Konzentrationen an den leichten verglichen mit den schweren Seltenen Erden Elementen von fertilen zu refraktären Peridotiten weniger stark ab. Diese relative LREE-Anreicherung mit steigendem refraktärem Charakter äussert sich ausserdem in einer flachen bis negativen Korrelation zwischen den LREE/HREE-Verhältnissen und den HREE-Gehalten (Fig. 4.9b) und ist nicht kompatibel mit einem einfachen partiellen Schmelzmodell (z.B. BODINIER, 1988; BODINIER et al., 1991; DOWNES et al., 1991). U-förmige respektive von mittleren zu leichten Seltenen Erden abflachende Verteilungsspektren für refraktäre Peridotite sind schon mehrfach aus orogenen und ophiolithischen ultrabasischen Gesteinen beschrieben und auf eine LREE-Anreicherung in Zusammenhang mit einer Peridotit/Schmelze-Reaktion zurückgeführt worden (PRINZHOFER & ALLÈGRE, 1985; McDONOUGH & FREY, 1989; DOWNES et al., 1991; BODINIER et al., 1988, 1991; FREY et al., 1991; VAN DER WAL & BODINIER, 1996; MÜNTENER, 1997).

c) Inkompatible Spurenelemente (REE, Ba, Th, U, Sr, Y, HFSE)

Die teilweise stark inkompatiblen Spurenelemente Ba, Th, U, Sr, Y und die HFSE («high field strength elements»: Ti, Zr, Hf, Nb und Ta) zeigen in den Cima di Gagnone-Peridotiten normalerweise keine systematische Korrelation mit den Hauptelementen, sondern unterliegen einer oftmals grossen Streuung (v.a. U, Th, Zr und Hf) mit vergleichbaren Konzentrationen in Lherzoliten und Harzburgiten. Lediglich für Sr und Y ergeben sich einigermaßen gute, inverse Variationstrends mit MgO. Besonders der Sr-Trend ist nicht linear, was die relative Unabhängigkeit zwischen Sr und den Hauptelementen reflektiert und ein Mass für die hohe Empfindlichkeit dieser inkompatiblen Spurenelemente auf Prozesse wie partielle Aufschmelzung oder Metasomatose darstellt (siehe FREY et al., 1985).

Die Verteilungsspektren der inkompatiblen Elemente aus den Lherzoliten, refraktären Lherzoliten und Harzburgiten sind in Figur 4.10a bis c abgebildet, normiert nach den Konzentrationen im primordialen Mantel und geordnet nach zunehmenden Verteilungskoeffizienten zwischen Peridotit und basaltischer Schmelze, wie von SUN & McDONOUGH (1989) und McDONOUGH & SUN (1995) vorgeschlagen. Diese Verteilungsmuster lassen sich wie folgt charakterisieren:

- 1) Die Seltenen Erden Elemente und Y zeigen eine analoge Verteilung wie in den Chondritnormierten Diagrammen (Fig. 4.8) mit einer allgemeinen Konzentrationsabnahme von Lherzoliten zu Harzburgiten.
- 2) Die positiven Ti-Anomalien einiger Harzburgite sind wahrscheinlich durch Orthopyroxen dominiert, der normalerweise im Vergleich zu den benachbarten REE positive Ti- und auch Zr-Anomalien aufweist. Da die Ti-Gehalte aber nur mit der XRF-Methode gemessen wurden und dementsprechend besonders bei tiefen Konzentrationen grösseren Fehlern unterworfen sind, müssen diese Anomalien mit Vorsicht betrachtet werden.



Figur 4.10: Nach primitivem Mantel normierte Diagramme für die inkompatiblen Elemente Rb, Ba, Th, U, Sr, Zr, Hf, Ti, Y und die REE aus fertilen Lherzoliten (a), refraktären Lherzoliten (b) und Harzburgiten (c). Die Elemente sind nach zunehmenden Verteilungskoeffizienten zwischen Peridotit und basaltischer Schmelze geordnet (nach SUN & McDONOUGH, 1989). Man beachte die mehrheitlich positiven Sr- und stark negativen Zr- und Hf-Anomalien in fertilen und residualen Lherzoliten sowie die extremen, positiven U- und Rb-Anomalien in allen Proben. Die inkompatibelsten Elemente Rb, Ba, Th und U weisen in Lherzoliten und Harzburgiten ähnliche Konzentrationen auf.

- 3) Mit einer Ausnahme (Probe 31.30) treten in den Lherzoliten teilweise markant positive Sr-Anomalien auf (Sr_n/Nd_n : 1.07–5.23, grösster Wert in der Probe 160.3). In fertilen Lherzoliten bewegen sich die Sr-Konzentrationen dabei oftmals im Bereich des primitiven Mantels (dh. Sr_n nahe 1). Die Harzburgite zeichnen sich dagegen durch fehlende respektive variable positive und negative Sr-Anomalien mit einem Sr_n/Nd_n -Verhältnis zwischen 0.42 und 1.72 aus. Allgemein sinken die Sr-Gehalte mit steigendem refraktärem Charakter von fertilen Peridotiten zu Harzburgiten.

Die positiven Sr-Anomalien können einerseits auf sekundäre Alterationsprodukte wie beispielsweise Amphibole oder kleine Mengen an Calcit in feinen Rissen hinweisen, die während einer hydrothermalen Umwandlung und Serpentinisierung am Ozeanboden oder infolge der alpinen Metamorphose entstanden sind (z.B. BODINIER et al., 1988, 1991; WEISS, 1997). Oder sie stellen andererseits das Resultat eines Austauschprozesses mit einer volatilreichen, kleinen Schmelzfraction dar (z.B. ALARD et al., 1996; VAN DER WAL & BODINIER, 1996). MÜNTENER (1997) beschreibt in serpentinisierten Spinell-Peridotiten aus dem Val Malenco vorwiegend negative Sr-Anomalien.

- 4) Ausser der fertilsten Probe 32.12 weisen alle Peridotite sehr hohe U-Gehalte im Vergleich zu den benachbarten LREE und Th auf, die manchmal sowohl in Lherzoliten als auch in

Harzburgiten mit U-Konzentrationen in primitivem Mantel übereinstimmen, und zeigen zudem eine teilweise extreme Fraktionierung im U_n/Th_n -Verhältnis (U_n/Th_n : 1.37–17.33). Stark positive U-Anomalien sind auch in Mantelxenolithen (ALARD et al., 1996; IONOV et al., 1995), massiven Peridotiten (z.B. DUPUY et al., 1991) sowie teilweise in serpentinisierten Spinell-Lherzoliten, Harzburgiten und Duniten aus der Malenco-Region beobachtet (MÜNTENER, 1997) und teils auf metasomatische Anreicherung aus einer volatilreichen Schmelze, teils auf Kontamination mit einer krustalen Komponente zurückgeführt worden. Letzteres wäre während der alpinen Metamorphose durch krustale fluide Phasen aus den umliegenden Gneisen und Schieferen gut möglich.

- 5) Sowohl die fertilen wie auch die refraktären Lherzolithe sind verglichen mit den benachbarten REE Nd und Sm durch zum Teil massive, negative Zr- und Hf-Anomalien charakterisiert, mit den grössten Abweichungen in fertilen und leicht tieferen Werten in refraktäreren Proben. Für die restlichen HFSE (Ti, aber auch Nb und Ta, in Fig. 4.10 aufgrund zu grosser Messungenauigkeit nicht dargestellt) ergeben sich dagegen weder ausgesprochen positive noch negative Anomalien. Somit scheinen sich die Elemente Zr und Hf unabhängig von den anderen HFSE und den REE verhalten zu haben, was besonders für Zr und Ti nicht ungewöhnlich ist (SALTERS & SHIMIZU, 1988). In den Harzburgiten ist im Gegensatz dazu mit Ausnahme der Probe 32.1 eine entsprechende Zr- und/oder Hf-Anomalie nicht erkennbar (Fig. 4.10c). In den meisten Peridotiten lässt sich zudem eine leichte Fraktionierung zwischen Zr und Hf beobachten, was meist in einem Zr_n/Hf_n -Verhältnis kleiner eins resultiert (Zr_n/Hf_n : 0.31–0.56).

Diese negativen Zr- und Hf-Anomalien können auf verschiedene Arten entstanden sein: (i) Bei der Bestimmung der Zr- und Hf-Konzentrationen mittels Lösungs-ICP-MS können analytische Probleme auftreten (Diskussion in WEISS, 1997). Einerseits entwickeln sich in Kombination mit Flusssäure manchmal HFSE-Komplexe, welche aus der Lösung ausfallen (COLLINS et al., 1982), und andererseits bleiben oft Rückstände schwerlöslicher Minerale wie beispielsweise Zirkon oder Spinell zurück (GREEN, 1995), welche die hauptsächlichen HFSE-Träger in ultramafischen Gesteinen sind. In beiden Fällen werden der Lösung grössere Mengen an HFS-Elementen entzogen. (ii) Da die Zr- und Hf-Anomalien besonders in den Lherzoliten vorkommen und in fertilen Proben am grössten sind (Fig. 4.10a und b), könnten sie mit dem Klinopyroxen-Gehalt zusammenhängen. Klinopyroxen zeichnet sich in Peridotiten häufig durch negative HFSE-Anomalien aus (SALTERS & SHIMIZU, 1988; VANNUCCI et al., 1991; RAMPONE et al., 1991). Aufgrund dessen postulierten SALTERS & SHIMIZU (1988) gar eine generelle HFSE-Verarmung in Gesteinen des oberen Erdmantels. RAMPONE et al. (1991) haben an fertilen Lherzoliten aus Ligurien allerdings gezeigt, dass negative Zr- und Ti-Anomalien in Klinopyroxen durch komplementäre positive Anomalien in Orthopyroxen ausgeglichen werden können, woraus kontinuierliche Gesamtgesteinsspektren resultieren müssten. (iii) Wie oben erwähnt können besonders einige fertile Lherzolithe mit kleinen Pyroxenitresten aus tektonisch stark beanspruchten Pyroxenitgängen vermischt sein, was zu erhöhten modalen Klinopyroxen-Anteilen und damit zu einer Verstärkung der negativen Zr- und Hf-Anomalien führt. (iv) Akzessorische Minerale wie Rutil, Ilmenit und Titanoklinohumit, die in Peridotiten meist in kleinen Konzentrationen vorhanden sind (z.B. in der Form von Einschlüssen in Spinell, Olivin und anderen Mineralen), können das HFSE-Budget in Ultramafititen weitgehend kontrollieren (z.B. BODINIER et al., 1996; WEISS, 1997) und sind zudem in der Lage, die HFSE von den REE sowie

Zr von Ti und Hf zu fraktionieren (z.B. SALTERS & SHIMIZU, 1988). Bei der Rekristallisation der Peridotitmineralogie während einer ozeanisch-hydrothermalen Alteration oder der alpinen Überprägung können diese Akzessorien teilweise zerstört und die freigesetzten HFSE abgeführt werden, was sich in negativen HFSE-Anomalien sowie fraktionierten HFSE-Spektren äussern würde.

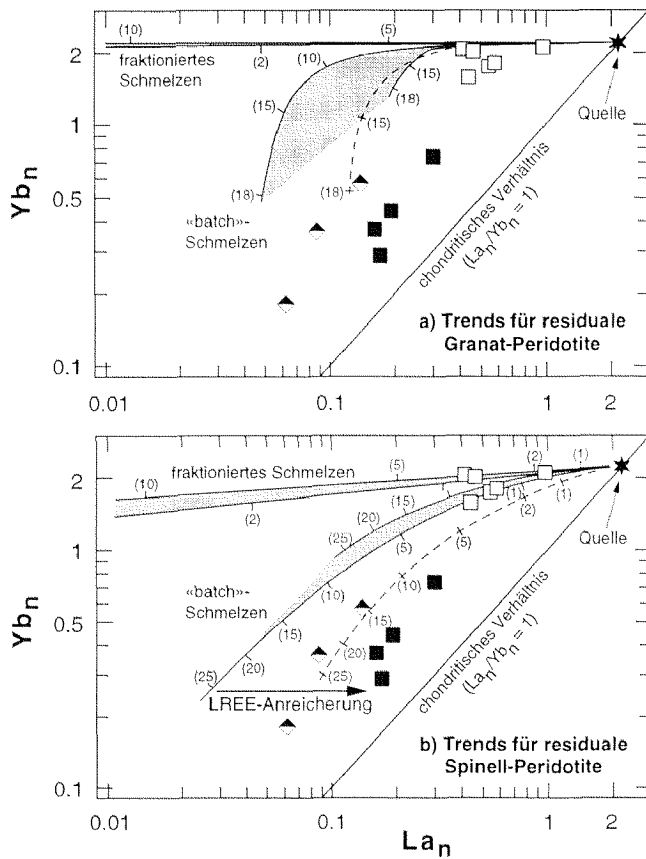
Die Tatsache, dass die inkompatibelsten Elemente Ba, Th, U sowie die LREE und einige HFSE in refraktären Peridotiten ähnliche Konzentrationen wie in fertilen Lherzolithen aufweisen und zum Teil stark positive Anomalien mit Gehalten im Bereich des primitiven Mantels bilden, lässt auf sekundäre Anreicherungs- oder Homogenisierungsprozesse schliessen, welche von partieller Aufschmelzung unabhängig sind. Dafür kommt einerseits eine Reaktion mit einer volatilreichen, perkolierenden Schmelze oder andererseits eine Alteration infolge ozeanischer oder alpiner Metasomatose in Frage.

4.2.4 Diskussion

a) Partielle Aufschmelzung

Die anhand der Cima di Gagnone-Peridotite (Lherzolithe und Harzburgite) feststellbaren Variationen zwischen den meisten Haupt- und Spurenelementen sowie den Modalbeständen sind konsistent mit der Annahme, dass diese Peridotite Residuen aus unterschiedlich starkem, partiellem Aufschmelzen eines mehr oder weniger homogenen, fertilen Ausgangsgesteins repräsentieren, ähnlich wie dies für zahlreiche Peridotitmassive demonstriert worden ist (z.B. Liguriden: OTTONELLO et al., 1984b; RAMPONE et al., 1995, 1996; Ronda: FREY et al., 1985; Lanzo: BODINIER, 1988; östliche Pyrenäen: BODINIER et al., 1988; Malenco: MÜNTENER, 1997). Diese Annahme wird weiter durch Elementverhältnisse wie beispielsweise Ti/V oder Ti/Sc bestätigt, welche von fertilen Lherzolithen zu refraktären Peridotiten abnehmen (Fig. 4.6). Markante Abweichungen von den üblichen Trends treten eigentlich nur in den tiefen Ca-Gehalten respektive den daraus berechneten, modalen Klinopyroxen-Anteilen in zahlreichen Harzburgiten auf und lassen sich auf einen Ca-Verlust infolge eines Serpentinisierungsprozesses zurückführen (vgl. weiter unten).

Etwas weniger offensichtlich sind die Bedingungen, unter welchen die Schmelzprozesse abgelaufen sein könnten. Das nahezu chondritische bis überchondritische Ca/Al-Verhältnis in refraktären Lherzolithen (Fig. 4.4a) sowie das relativ tiefe Tb/Yb-Verhältnis einiger Lherzolithe und aller Harzburgite (Fig. 4.9a) könnte auf teilweises Aufschmelzen eines fertilen Peridotits im Granat-Stabilitätsfeld hinweisen (vgl. BODINIER et al., 1988; McDONOUGH & FREY, 1989; MÜNTENER, 1997). Sowohl das überaus hohe Tb/Yb-Verhältnis der fertilen Lherzolithe (z.T. höher als in Chondriten) als auch die allgemein schlechte Übereinstimmung mit berechneten Trends für residuale Granat-Peridotite in Figur 4.11a (Modellrechnung nach FREY et al., 1985) sprechen jedoch gegen diese These. Wie das Modell zeigt, würden sowohl «batch»- wie auch fraktioniertes Schmelzen schon bei kleinen Schmelzmengen zu residualen Granat-Peridotiten mit sehr schnell abnehmenden LREE- und auch MREE-Gehalten führen. Der partielle Schmelzprozess in den Cima di Gagnone-Peridotiten könnte zwar im Granat-Feld eingesetzt haben, ist hauptsächlich aber im Spinell-Stabilitätsfeld abgelaufen (siehe Fig. 4.11b), wobei aus stärkerem Schmelzentzug ebenso



Figur 4.11: Doppellogarithmische, Chondrit-normierte La_n gegen Yb_n -Diagramme, modifiziert nach FREY et al. (1985, Fig. 12). Symbole wie in Fig. 4.9. Das chondritische La/Yb -Verhältnis ist durch die 45° -Linie angezeigt. Keiner der Cima di Gagnone-Peridotite weist ein $La_n/Yb_n > 1$ auf. Die theoretischen Felder stehen für berechnete residuale Granat- (a) respektive residuale Spinell-Peridotite (b), wobei jeweils die Trends für fraktioniertes Schmelzen und einen «batch»-Gleichgewichts-Schmelzprozess dargestellt sind (SHAW, 1970). Die Zahlen in Klammern markieren den Schmelzanteil in %. Die Zusammensetzung der Quelle wurde bei $La_n = Yb_n = 2.2$ angenommen und liegt damit nur geringfügig höher als das $Yb_n = 2.1$ der fertilsten Probe 32.12. Zur Berechnung der Modelltrends sind zwei extreme Sätze von REE-Verteilungskoeffizienten verwendet worden: ein hoher Satz mit $D_{HREE}^{Cpx/liq} \sim 1$ und $D_{HREE}^{Gr/lyq} \sim 10$ sowie ein tiefer Satz mit $D_{HREE}^{Cpx/liq} \sim 0.2$ und $D_{HREE}^{Gr/lyq} \sim 4$ (beide nach FREY et al., 1978). Die gestrichelte Linie repräsentiert den Effekt eines höheren Wertes von 0.01 statt 0.002 für $D_{La}^{Ol/liq}$. Weitere Informationen zur Berechnung des Modells finden sich bei FREY et al. (1985).

Die Cima di Gagnone-Peridotite lassen sich am besten mit einem «batch»-Gleichgewichts-Schmelzmodell erklären und stellen residuale Spinell-Peridotite dar. Die refraktären Lherzolithe und Harzburgite sind nachträglich an LREE angereichert worden, was sich in einer Verschiebung der Punkte zu höheren La_n -Werten äußert.

eine MREE-Fraktionierung gegenüber den HREE resultieren kann. Die nur schwachen bis ganz fehlenden negativen Eu-Anomalien in verarmten Peridotiten sprechen weiter gegen eine Fortsetzung des Schmelzprozesses unter niederen Drucken im Plagioklas-Stabilitätsfeld (vgl. Modell in PRINZHOFER & ALLÈGRE, 1985). Der überfertile Charakter einiger Lherzolithe, welcher sich in überdurchschnittlich hohen Al-, Ti-, Sc- und REE-Gehalten äußert, dürfte im übrigen aus einer Mischung zwischen Peridotit und kleinen Mengen von pyroxenitischen Schlieren hervorgegangen sein.

Der Grad der partiellen Aufschmelzung variiert von Probe zu Probe recht stark (Figuren 4.2, 4.3, 4.5 und 4.11) und wird für die fertilen Lherzolithe, die lediglich eine schwache LREE-Abnahme und relativ flache MREE- und HREE-Spektren zeigen (Fig. 4.8), als sehr gering erachtet ($< 5\%$, Fig. 4.11b). Für die refraktären Lherzolithe dürfte er dagegen wesentlich höher liegen (ca. 15–20%) und wird für einige Harzburgite gar bis 30% und höher geschätzt (z.B. Probe VI.8) (Abschätzungen anhand des Schmelzmodells von KOSTOPOULOS, 1991, vgl. Fig. 4.2, sowie aus Vergleich mit berechneten Trends für residuale Spinell-Peridotite im La_n - Yb_n -Diagramm, Fig. 4.11b, nach FREY et al., 1985, 1991). Dabei scheint ein «batch-equilibrium»-Schmelzmodell (SHAW, 1970) oder ein kontinuierlicher Schmelzprozess mit 1–5% «trapped melt» (LANGMUIR et al., 1977) für die Genese der beobachteten Elementvariationen am plausibelsten zu sein (Fig. 4.11b). Inkrementelles

Das Diagramm zeigt zwei Achsen, die logarithmisch skaliert sind. Die vertikale Achse ist mit Yb_n beschriftet und reicht von 0.1 bis 2. Die horizontale Achse ist mit La_n beschriftet und reicht von 0.01 bis 2. In beiden Diagrammen (a) und (b) ist eine gestrichelte 45-Grad-Linie eingezeichnet, die das chondritische Verhältnis $(La_n/Yb_n = 1)$ darstellt. Ein Sternchen in der oberen rechten Ecke markiert die 'Quelle' bei $La_n = Yb_n = 2.2$. Verschiedene Datenreihen sind durch Linien verbunden, die den Schmelzanteil in Prozent markieren (z.B. 10, 2, 5, 15, 18, 20, 25). In Diagramm (a) sind Trends für residuale Granat-Peridotite dargestellt, in Diagramm (b) für residuale Spinell-Peridotite. Ein Bereich für 'LREE-Anreicherung' ist in (b) hervorgehoben. Verschiedene Symbole (Quadrat, Kreis, Dreieck) repräsentieren verschiedene Proben.

oder fraktioniertes Schmelzen müsste schon bei geringem Schmelzentzug zu Residuen führen, die eine starke Abnahme an inkompatiblen Elementen wie den leichten Seltenen Erden aufweisen (siehe dazu JOHNSON et al., 1990; RAMPONE et al., 1996), was in den meisten Peridotiten der nördlichen Cima Lunga-Einheit nicht der Fall ist.

Die fertilen Lherzolithe kommen als Ausgangsgesteine bei der Genese von MORB-Schmelzen oder primitiven basischen Magmen in Frage, aus welchen sich MOR-Basalte differenzieren lassen (vgl. FREY et al., 1985). Sie zeigen gewisse Affinitäten zu subkontinentalem lithosphärischem Mantel wie beispielsweise auch die externen Liguriden-Peridotite (RAMPONE et al., 1995) oder die Malenco-Peridotite (MÜNTENER, 1997). Die refraktären Lherzolithe und die Harzburgite stellen dagegen Residuen nach dem Entzug einer basischen Primärschmelze dar, wobei sie besonders in ihrer Hauptelementzusammensetzung mit abyssalen Peridotiten vergleichbar sind (Fig. 4.3; DICK, 1989; MICHAEL & BONATTI, 1985). Deren REE-Verteilungsmuster sind jedoch nicht ganz konsistent mit jenen von abyssalen Peridotiten, die sich durch sehr niedrige LREE/HREE infolge fraktionierter oder inkrementeller Aufschmelzung auszeichnen. Dabei müsste der Grad der partiellen Aufschmelzung tief genug sein (< 10% fraktioniertes Schmelzen), so dass Klinopyroxen im Residuum erhalten bliebe, da MOR-Basalte relativ tiefe Anteile an Ca, Al und Sc enthalten und Klinopyroxen die einzige Phase im Mantel ist, die diese Elemente puffern kann (vgl. Diskussionen in JOHNSON et al., 1990; RAMPONE et al., 1996). Da die refraktären Lherzolithe und Harzburgite jedoch Residuen nach höherem Grad eines Gleichgewichtsschmelzprozesses darstellen, ist es wahrscheinlich, dass sie nicht eigentlichen abyssalen Peridotiten oder subozeanischem asthenosphärischem Mantel entsprechen, sondern vielmehr verarmte Zonen innerhalb des subkontinentalen lithosphärischen Mantels repräsentieren.

b) sekundäre Anreicherung und Schmelzperkolation in den Peridotiten

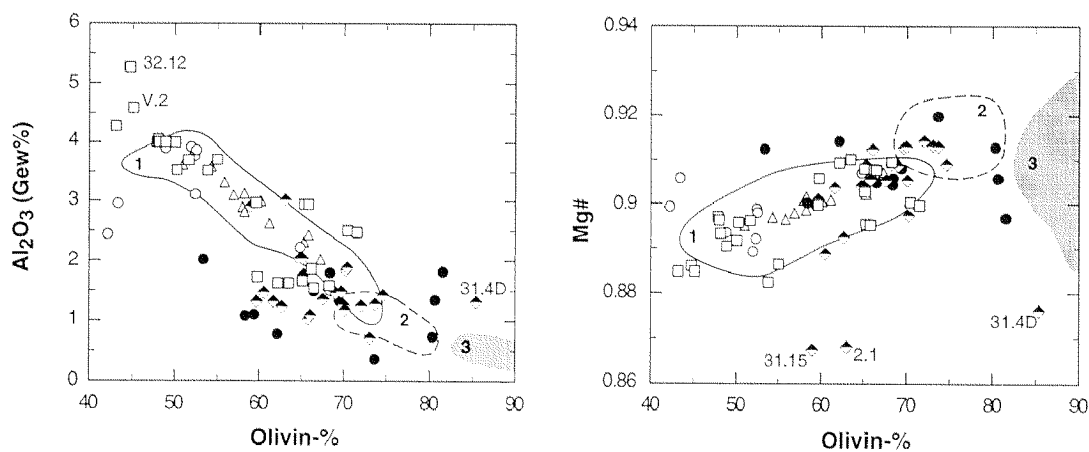
Die refraktären Lherzolithe und die Harzburgite der nördlichen Cima Lunga-Einheit weisen im Vergleich zu den fertilen Peridotiten etwas erhöhte La/Sm- respektive La/Yb-Verhältnisse auf (Fig. 4.8), was sich in einer leicht negativen Korrelation zwischen dem La/Yb-Verhältnis und Yb äussert (vgl. Fig. 4.9b). Eine LREE-Anreicherung mit zunehmendem residualem Charakter zeigt sich auch in höheren La_n -Werten gegenüber dem berechneten «batch-melting» Trend in Figur 4.11b und ist nicht kompatibel mit einem einfachen Modell für partielles Aufschmelzen. Unabhängig vom verwendeten Schmelzmodell («batch melting», SHAW, 1970; kontinuierliches Schmelzen, LANGMUIR et al., 1977; inkrementelles oder fraktioniertes Schmelzen, JOHNSON et al., 1990) führen alle Schmelzprozesse zu abnehmendem La/Yb mit sinkendem Yb-Gehalt. Erhöhte LREE-Konzentrationen scheinen recht typisch für refraktäre Peridotite und Harzburgite aus verschiedenen Peridotitmassiven, Ophiolithen und Mantelxenolithen in alkalischen Laven zu sein (siehe Review in McDONOUGH & FREY, 1989; BODINIER et al., 1991; DOWNES et al., 1991). Sie werden oft auf eine metasomatische Veränderung der refraktären Peridotite durch perkolierende, LREE-reiche Schmelzen oder Fluids zurückgeführt, die entweder lokal entlang von Brüchen und Venen eindringen (z.B. BODINIER et al., 1990) oder «poröses» peridotitisches Gestein pervasiv durchfließen (z.B. VAN DER WAL & BODINIER, 1996).

Nach TORAMARU & FUJII (1986) sind Olivin-reiche Peridotite für perkolierende Schmelzen durchlässiger als Olivin-arme Lherzolithe, wesshalb Harzburgite und Dunite

bevorzugt von LREE-reichen Schmelzen und Fluids infiltriert und dabei selber an LREE und anderen inkompatiblen Elementen (z.B. Rb, Ba, Th, U, Sr) angereichert werden. Weiter können sich Harzburgite mit erhöhten LREE-Gehalten auch direkt aus einer Reaktion zwischen Peridotit und Schmelze bilden, bei der Klinopyroxen verbraucht und Olivin, oft zusammen mit Orthopyroxen, produziert wird (KELEMEN et al., 1992, 1995). Fortdauernde Peridotit/Schmelze-Wechselwirkung kann dabei zu einer Fokussierung des Schmelzflusses in dunitischen «Kanälen» führen (z.B. MÜNTENER, 1997). Dies zeigt, dass Harzburgite und Dunite nicht zwingend aus stärkerem Grad von partieller Aufschmelzung hervorgehen müssen.

Eine Entstehung der Cima di Gagnone-Harzburgite aus einer Peridotit-Schmelze-Interaktion erscheint aus folgenden Gründen eher unwahrscheinlich: (i) In den verschiedenen Peridotitkörpern lassen sich keine grösseren Dunit-Lagen finden, entlang welcher fokussierter Schmelzfluss hätte stattfinden können. (ii) Die Harzburgite zeigen gegenüber den refraktären Lherzolithen keine nennenswerte Olivin-Zunahme (Fig. 4.12), sondern nur eine starke Klinopyroxen-Abnahme (Fig. 4.2). Keiner der Harzburgite fällt in Figur 4.12 in das Feld der «replacive» Dunite (KELEMEN et al., 1995) und nur wenige in dasjenige der Harzburgite aus dem Malenco-Gebiet (nach MÜNTENER, 1997). Der sinkende Al_2O_3 -Gehalt und die steigende Mg# mit zunehmendem modalem Olivin-Gehalt von Lherzolithen zu Harzburgiten ist demgegenüber in Residuen aus unterschiedlicher partieller Aufschmelzung zu erwarten (FREY et al., 1985). (iii) Ein Klinopyroxen-Abbau infolge Peridotit/Schmelze-Reaktion müsste sich neben den tiefen Ca-Gehalten auch in tieferem Al, Ti, V und Sc äussern. (iv) Bei einem Austausch mit grösseren Schmelzmengen wäre eine stärkere LREE-Anreicherung zu erwarten, als dies in den Harzburgiten verwirklicht ist.

Aus diesen Gründen entsprechen die refraktären Lherzolithe und Harzburgite in erster Linie Residuen aus stärkerer partieller Aufschmelzung und haben allenfalls zu einem späteren Zeitpunkt mit einer kleinen Menge einer volatilen Schmelze oder einer



Figur 4.12: Variationsdiagramme zwischen Al_2O_3 respektive der Mg# und dem normativen Olivin-Gehalt. Die Symbole sind analog zu Fig. 4.2; die Felder repräsentieren (1) Lherzolithe, (2) Harzburgite und (3) diskordante «replacive» Dunite (entstanden aus einer Peridotit/Schmelze-Reaktion) aus dem Malenco-Ultramafitkörper (nach MÜNTENER, 1997). Die Cima di Gagnone-Peridotite zeigen mit steigendem Olivin-Gehalt eine allgemeine Al_2O_3 -Abnahme und einen Anstieg in der Mg# und decken sich mit den Feldern für Malenco-Lherzolithe und -Harzburgite. Keine der Proben plottet dagegen in das Feld der Malenco-Dunite, die sich durch äquivalente Mg# wie die Lherzolithe und Harzburgite, aber markant höhere Olivin-Gehalte auszeichnen. Die Cima di Gagnone-Harzburgite sind somit nicht kompatibel mit einer Schmelze/Gesteins-Reaktion.

krustalen fluiden Phase ausgetauscht, letzteres beispielsweise während einer ozeanisch-hydrothermalen Alteration oder der alpinen Metamorphose. Diese Prozesse könnten zu einer Anreicherung an inkompatiblen Elementen (Rb, Ba, Th, U, Sr, LREE) sowie zu positiven U- und Sr-Anomalien in diesen Peridotiten geführt haben (ALARD et al., 1996; IONOV et al., 1995).

Die in manchen Lherzoliten und teilweise auch Harzburgiten spärlich vorkommenden Pyroxenit-Gänge und -Schlieren (vgl. Fig. 3.2c, Kapitel 3.2) stellen am ehesten Kristall-Segregate dar, die aus einer zur Oberfläche migrierenden Schmelze entlang der Wände von Magmakanälen ausgefällt worden sind (z.B. BODINIER et al., 1987a/b; FREY et al., 1985; McDONOUGH & FREY, 1989). Die zum Teil hohen Al-, Ti-, Sc und REE-Gehalte einiger Proben (z.B. 32.12; V.2), zum Teil mit MREE/HREE > 1, lassen auf eine Mischung zwischen Peridotit und kleinen Pyroxenitresten schliessen und geben einen weiteren Hinweis auf frühere Pyroxenitgänge, welche heute aufgrund der alpinen Überprägung stark gestreckt und daher kaum mehr erkennbar sind.

c) Ozeanisch-hydrothermale Alteration: Hinweise auf eine partielle Serpentinisierung

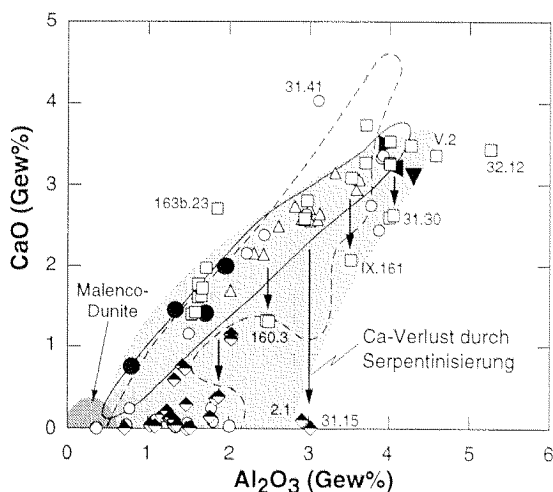
Aus der oftmals recht starken Rodingitisierung der basischen Gänge, die in den ultrabasischen Linsen der nördlichen Cima Lunga-Einheit zahlreich aufgeschlossen sind, wurde bisher auf eine gleichzeitige Serpentinisierung der umliegenden Ultramafitite geschlossen (z.B. EVANS & TROMMSDORFF, 1978; EVANS et al., 1979, 1981; TROMMSDORFF, 1990). Wie schon von FREY et al. (1985), BODINIER (1988) und BODINIER et al. (1988) gezeigt, hat ein geringer Serpentinisierungsgrad nur einen untergeordneten Einfluss auf die Elementverteilungen in Peridotiten. In diesen sowie manchen weiteren Arbeiten, die sich vorrangig mit Mantelprozessen befassen, sind die Proben jedoch jeweils so gewählt worden, dass sie a priori eine möglichst geringe Serpentinisierung oder andere Alterationserscheinungen aufweisen (meist < 10%, z.B. RAMPONE et al., 1995, 1996). Nach MÜNTENER (1997) verhalten sich mit Ausnahme von Na, Ca und Sr die meisten Elemente aber auch bei stärkerer bis vollständiger Serpentinisierung mehr oder weniger immobil. Im vorliegenden Fall ist eine selektive Probenauswahl nicht möglich, da die ultramafischen Gesteine während der jüngeren alpinen Metamorphosephasen komplett rekristallisiert sind. Dementsprechend ist es besonders wichtig, einen allfälligen Einfluss einer ozeanisch-hydrothermalen Alteration auf die chemische Zusammensetzung der Cima di Gagnone-Peridotite erkennen und von früheren Mantelsignalen trennen zu können. Dies ist in erster Linie qualitativ anhand von Vergleichen mit frischen Serpentiniten, die am Ozeanboden erbohrt worden sind, sowie mit den Serpentiniten aus dem Malenco-Gebiet geschehen (siehe Felder in Fig. 4.2 bis 4.6, 4.13). Der Grad der Alteration ist teilweise recht hoch gewesen, da die koexistierenden basischen Gänge oft stark rodingitisiert sind (siehe folgendes Kapitel 4.3), wobei nach Massenbilanzrechnungen von RÖSLI (1988) eine verhältnismässig geringe Ultramafititmenge dafür ausreichen würde.

Eine allfällige partielle Serpentinisierung lässt sich in einigen Lherzoliten und zahlreichen Harzburgiten aus der Region um die Cima di Gagnone vor allem anhand der Hauptelementvariationen vermuten (vgl. Fig. 4.3, 4.4 und 4.13). Sie äussert sich möglicherweise in ausgesprochen tiefen Na-Gehalten (in den meisten Fällen unterhalb der XRF-Nachweisgrenze von ca. 0.2 Gew% Na₂O), einem zum Teil massiven Ca-Verlust, einer moderaten Ti-Abnahme sowie in manchmal leicht erhöhten Fe- und Si-Konzentrationen

(Fig. 4.3) (MENZIES et al., 1993). Al und Mg scheinen dagegen kaum beeinflusst zu sein. Die ozeanischen Serpentinite und in abgeschwächter Form auch die Malenco-Serpentinite weisen analoge Abweichungen von den sonst üblichen Trends für unterschiedlich stark refraktäre Peridotite auf.

Anhand von Gresensdiagrammen, in welchen der unalterierte Protolith mit dem alterierten Gestein verglichen wird (siehe GRESENS, 1967), konnte RÖSLI (1988) aufzeigen, dass ein Serpentinisierungsprozess zu starker Ca-Abnahme und gleichzeitig leichter Fe-Zunahme führt, während die anderen Hauptelemente Mg, Si, Mn und besonders Al plus-minus unverändert bleiben. Je nach dem Alterationsgrad kann das Gesteinsvolumen dabei infolge der Hydratation um bis zu 30% ansteigen. WIDMER (1996) stellt mittels theoretischer Modellrechnungen fest, dass schon bei einem relativ geringen Fluid/Gesteins-Verhältnis von 10 die zirkulierenden Lösungen dem Peridotit eine beträchtliche Menge an CaO entziehen können, wobei eine typische Serpentin- Mineralogie entsteht (> 90% Serpentinminerale, ~9% Klinochlor, weiter kleine Mengen an Amphibol, Gips/Anhydrit, Brucit, Kalzit, Magnesit und Pyrit). Eine Modellierung der Alterationsprozesse mit Hilfe von Gresensdiagrammen erscheint im Fall der Cima di Gagnone-Peridotite jedoch wenig sinnvoll, da der Protolith nicht bekannt ist und die Wahl desselben zusätzlich durch den unterschiedlich starken residualen Charakter der Peridotite erschwert wird. Unter der Annahme, dass sich Al während der ozeanisch-hydrothermalen Alteration am wenigsten mobil verhalten hat und somit vorwiegend magmatische Prozesse wiedergibt, lässt sich der mit einer Serpentinisierung verbundene Ca-Verlust am besten in CaO–Al₂O₃-Diagramm qualitativ veranschaulichen (Fig. 4.13). Besonders die Harzburgite entsprechen demnach oftmals an CaO-abgereicherten Lherzoliten und stellen das Produkt einer Kombination aus partieller Aufschmelzung und nachfolgender ozeanischer Hydratation dar.

Der teilweise massive Ca-Verlust und die damit einhergehende passive Si-Zunahme spiegelt sich auch in den ausgesprochen tiefen modalen Klinopyroxen- und gleichzeitig erhöhten Orthopyroxen-Gehalten der Harzburgite wider (vgl. Fig. 4.1 und 4.2). Die fertilen Lherzolithe weisen dagegen, wie auch die serpentinisierten Spinell-Peridotite aus dem Malenco-Gebiet (MÜNTENER, 1997), gegenüber normalen fertilen Peridotiten (KOSTOPOULOS, 1991) zwar etwas tiefere Olivin- und höhere Orthopyroxen-Konzentrationen auf, zeigen aber in den Haupt- und Spurenelementen kaum Abweichungen von den üblichen Schmelztrends.



Figur 4.13: Variation zwischen CaO und Al₂O₃. Symbole und Felder wie in Fig. 4.3 [ausgezogene Linie: frische Peridotite (Ronda, Horoman, Lanzo); gestrichelte Linie: teilweise serpentinisierte Malenco-Peridotite; graues Feld: ozeanische Serpentinite]. Ausserdem ist der mögliche Zusammensetzungsbereich der «replacive» Dunite aus dem Malenco eingetragen. Die frischen Peridotite variieren über einen schmalen Bereich. Ein Serpentinisierungsprozess äussert sich sowohl in den Cima di Gagnone- als auch in den Malenco-Peridotiten in einem teilweise massiven Ca-Verlust, während Al kaum beeinflusst wird. Die Malenco-Dunite fallen dagegen an das refraktäre Ende des Trends für frische Peridotite und sind gleichermaßen an Ca und Al verarmt.

Eine ozeanisch-hydrothermale Alteration findet normalerweise unter eher tiefen bis moderaten Temperaturen um 200–300 °C statt (z.B. EVANS, 1977), kann aber je nach Exhumationsrate bereits bei Temperaturen um 600 °C einsetzen und bis 25 °C anhalten (KIMBALL et al., 1985). Dabei wird die Peridotit-Mineralogie immer stärker hydratisiert und in eine Serpentin-Mineralogie umgewandelt. Olivin und Orthopyroxen werden vorwiegend von Serpentinmineralen ersetzt, während sich Klinopyroxen resistenter zeigt und in vielen frischen Serpentiniten zumindest noch reliktsch erhalten ist (z.B. CANNAT et al., 1995; MENZIES et al., 1993). Bei fortschreitender Hydratation zersetzt jedoch auch er sich zunächst zu Amphibol (vorwiegend tremolitisch, bei höherem T auch edenitisch) und schliesslich zu feinverwachsenen Aggregaten aus Chlorit, Serpentin, Tremolit, sekundärem Klinopyroxen und Ilmenit (KIMBALL et al., 1985). Zudem können sich kleinere Mengen von sekundären Ca-reichen Mineralen wie Anhydrit und/oder Calcit bilden (MENZIES et al., 1993), wobei unter 400 °C das X_{CO_2} tiefer als 0.05 bleiben muss, da sonst Antigorit nicht mehr stabil ist (vgl. TROMMSDORFF & EVANS, 1977; TROMMSDORFF & CONOLLY, 1990). Darüber hinaus dürften beträchtliche Mengen an CaO in der Form von gelöstem Ca^{2+} und OH^- mit dem zirkulierenden Meerwasser abgeführt werden, während Al und Mg in Serpentinmineralen, Chlorit und Amphibol eingebaut und konserviert werden können.

Die im Vergleich zu refraktären Peridotiten relativ unveränderten Ca-Konzentrationen in vielen fertilen Peridotiten der Cima Lunga-Einheit (ebenso wie in serpentinierten Peridotiten aus dem Malenco) lassen sich einerseits eventuell mit der grösseren Resistenz von Klinopyroxen gegen eine ozeanische Alteration erklären, so dass er in fertileren Gesteinen nur unvollständig zersetzt worden ist. Andererseits wäre es auch denkbar, dass die Lherzolithe wenig serpentinierten und die Harzburgite stärker serpentinierten Peridotitbereichen entsprechen, was jedoch aufgrund der in beiden Gesteinen häufig vorkommenden Rodingitgänge eher fraglich ist.

Im Vergleich zu manchen Hauptelementen lassen die Spurenelemente kaum Anzeichen einer ozeanisch-hydrothermalen Alteration erkennen (vgl. Fig. 4.5). MENZIES et al. (1993) konnten anhand von Experimenten nachweisen, dass eine Serpentinisierung höchstens einen geringen Effekt auf die meisten Spurenelemente ausübt, mit Ausnahme von Sr und allenfalls der leichten Seltenen Erden Elemente. Die positiven Sr-Anomalien in manchen Lherzolithen (siehe Fig. 4.10) sind somit unter Umständen einer ozeanischen Umwandlung zuzuschreiben. Dabei kann Sr einerseits aus dem zirkulierenden Meerwasser in neuentstehenden Ca-reichen Phasen wie beispielsweise Karbonaten und/oder Gips/Anhydrit angereichert werden (z.B. BODINIER et al., 1988, 1991; MENZIES et al., 1993) oder andererseits in reliktschem Klinopyroxen gebunden geblieben sein, da dieses Mineral im Gegensatz zu Olivin und Orthopyroxen das Sr-Budget in Peridotiten mehrheitlich kontrolliert. Die Harzburgite zeigen dagegen keine oder aber variable positive oder negative Sr-Anomalien, was ebenfalls auf eine gewisse Sr-Mobilität zurückzuführen ist (z.B. MÜNTENER, 1997). Neben Sr könnten zudem auch Rb und U infolge hydrothermalen Alteration in sekundären, teils akzessorischen Phasen wie Erzen und Phlogopit angereichert werden. Die daraus resultierenden positiven Anomalien wären von der früheren Mantelgeschichte unabhängig und sowohl in fertilen wie auch in refraktären Peridotiten zu erwarten. Verschiedene Autoren haben überdies angenommen, dass die leichten REE während einer ozeanisch-hydrothermalen Alteration ebenso mobil sein können, wobei sowohl eine Anreicherung als auch eine Abnahme auftreten könne (OTTONELLO et al., 1979; HELLMAN & HENDERSON, 1977; FLOYD, 1977). Nach neueren Untersuchungen werden die LREE-

Gehalte von einem Serpentinisierungsprozess jedoch höchstens in geringem Mass verändert (Review in MENZIES et al., 1993), was auch auf die Cima di Gagnone-Peridotite zutreffen dürfte.

Obschon Orthopyroxen-reiche Harzburgite auch aus einer Schmelze/Gesteins-Reaktion hervorgehen können (KELEMEN et al., 1992), werden die ausgeprägte Ca-Abnahme in zahlreichen Harzburgiten und einigen Lherzoliten aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit sowie die damit verbundenen tiefen normativen Klinopyroxen- und hohen Orthopyroxen-Gehalte vorderhand einer ozeanisch-hydrothermalen Alteration zugeschrieben. Bei einer Schmelze/Gesteins-Reaktion müsste neben einer Ca- auch eine parallel laufende Al-Abnahme und eine Mg-Zunahme sowie eine Veränderung in einigen Spurenelementgehalten festzustellen sein (besonders V, Ti, Sc und ev. Cr, die bevorzugt in Klinopyroxen eingebaut werden). Dementsprechend fallen die diskordanten «replacive» Dunite aus der Malenco-Region im CaO–Al₂O₃-Diagramm (Fig. 4.13) mehr oder weniger an das residuale Ende des normalen Schmelztrends und weisen gegenüber Ca keine nennenswert höheren Al-Konzentrationen wie die Cima di Gagnone-Harzburgite auf.

d) Einfluss der alpinen H₂O- und CO₂-Metasomatose

Eine allfällige chemische Veränderung in den Cima di Gagnone-Peridotiten, die auf die alpinen Metamorphosephasen zurückgeht (Hochdruckphase und amphibolitfazielle Phase, siehe Kapitel 5), lässt sich am ehesten anhand der CO₂-reichen Lherzolithe und Harzburgite beurteilen. Die Hochdruckmetamorphose ist verbunden mit zunehmender Entwässerung und Rekristallisation der zuvor partiell serpentinisierten ultramafischen Gesteine. Ihr Einfluss auf die Gesamtgesteinschemie der Peridotite ist nur schwer feststellbar, scheint generell aber eher gering zu sein. Eine gewisse Ca-Mobilität in Zusammenhang mit der Rekristallisation der Ca-reichen Phasen, die während dem ozeanischen Stadium entstanden sind, wäre jedoch durchaus denkbar, da beim Zerfall der Serpentinminerale auch grosse Fluidmengen freigesetzt werden, die als Transportmedium für gelöste Stoffe in Frage kommen. Dies könnte in einigen Peridotiten den Ca-Verlust zusätzlich verstärkt haben, lässt sich aber kaum von einer aus der früheren Serpentinisierung hervorgegangenen Ca-Abnahme unterscheiden. Die retrograde Regionalmetamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen (siehe Kapitel 5) geht demgegenüber mit unterschiedlich starker H₂O- und CO₂-Metasomatose aus den Nebengesteinen einher (z.B. HEINRICH, 1983). Die CO₂-haltigen Peridotite sind somit von der mehrphasigen metamorphen Überprägung am stärksten betroffen und müssten die grössten, alpin bedingten Veränderungen in Bezug auf die Gesamtgesteinschemie aufweisen (vgl. PFEIFER, 1978, 1979, 1987).

Die CO₂-reichen Peridotite (z.B. Linse Mg 30 im Val d'Efra; Kreissignaturen in Fig. 4.1 bis 4.6, 4.12 und 4.13) folgen sowohl bezüglich der Haupt- und Spurenelemente als auch in den Modalbeständen mehrheitlich denselben Variationstrends wie die entsprechenden CO₂-freien Lherzolithe und Harzburgite. Sie zeigen höchstens eine etwas breitere Streuung, die jedoch keiner speziellen Systematik unterliegt. In einigen Proben, besonders in Kontaktnähe zu den benachbarten Gneisen, ist teilweise eine mässige Si-Anreicherung aus den sauren Nebengesteinen feststellbar (Fig. 4.3), was sich wie eine Serpentinisierung in erhöhten normativen Orthopyroxen-Gehalten äussert. Peridotite aus unmittelbarer Nähe zu rodingitisierten basischen Gängen (innerhalb 1 m von äusserster Blackwall) können ausserdem leicht höhere Ca-Konzentrationen aufweisen, da die Ca-Diffusion infolge des

starken Konzentrationsgefälles zwischen den Ultramafititen und den Metarodingiten lokal erhöht ist. Und schliesslich zeichnen sich einige CO₂-führenden Peridotite durch tiefere Gehalte in den Spurenelementen Ni, Co, V und Sc aus (Fig. 4.5), was mit einer Umwandlung von Olivin und Klinopyroxen zu Magnesit, Talk und Amphibolen zusammenhängen dürfte. Da jene Elemente mit diesen sekundären Mineralen nur beschränkt kompatibel sind, können sie bevorzugt durch die fluide Phase abtransportiert werden.

Abgesehen von einem möglicherweise starken Alkalien-Verlust (wenn nicht schon durch Serpentinisierung geschehen, vgl. Kapitel 4.2.4c) und einer allfälligen Ca-Abreicherung hat die alpine Metamorphose und die damit verbundene H₂O- und CO₂-Metasomatose die chemische Zusammensetzung der meisten Peridotite somit nur unwesentlich beeinflusst. Grössere Veränderungen treten normalerweise nur lokal in Zusammenhang mit der Blackwall-Bildung an Metarodingiten oder am Kontakt zu den Nebengesteinen auf, wo Lithologien mit stark unterschiedlichen Chemismen zusammentreffen. Die Tendenz von peridotitischen Gesteinen, die Haupt- und Spurenelementzusammensetzung während einer Hydratation und Metamorphose mehrheitlich unverändert beizubehalten, kann auch in den Malenco-Peridotiten beobachtet werden (MÜNTENER, 1997) und scheint bei höhergradiger Überprägung unter amphibolit- oder eklogitfaziellen Bedingungen ebenfalls zutreffend zu sein. Dies zieht die folgenden wichtigen Konsequenzen nach sich: (1) Trotz verbreiteter vorkommender ozeanischer Hydratation und nachfolgender alpiner Metamorphose spiegeln die meisten Elementvariationen wahrscheinlich noch immer Mantelprozesse wider. Selbst die leichten Seltenen Erden Elemente scheinen kaum verändert worden zu sein. (2) Die ozeanisch-hydrothermale Alteration lässt sich anhand der von Al unabhängigen, selektiven Ca-Abnahme noch gut erkennen. (3) Die alpin-metamorphe Überprägung ist trotz des relativ hohen Metamorphosegrades mehr oder weniger isochemisch.

4.2.5 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Wie die systematischen Variationen zwischen den Haupt- und Spurenelementen (MgO, Al₂O₃, CaO, TiO₂, Ni, Co, V, Sc und REE) sowie unter den berechneten Modalbeständen (Ol, Opx, Cpx, Spinell) belegen, stellen die Cima di Gagnone-Peridotite in erster Linie Residuen aus unterschiedlich starken partiellen Schmelzprozessen (< 5% in fertilen Lherzolithen; ca. 15–20% in refraktären Lherzolithen; bis 30% in einigen Harzburgiten) im oberen Erdmantel dar. Elementverhältnisse wie Tb/Yb und Ca/Al lassen darauf schliessen, dass der Schmelzprozess hauptsächlich im Spinell-Stabilitätsfeld abgelaufen ist (Fig. 4.11). Leicht ansteigende LREE/HREE-Verhältnisse mit zunehmendem refraktärem Charakter von Lherzolithen zu Harzburgiten sind jedoch nicht kompatibel mit einem einfachen Schmelzmodell. Sie weisen vielmehr auf eine sekundäre LREE-Anreicherung in Zusammenhang mit einem Austausch zwischen den Peridotiten und kleinen Mengen einer perkolierenden Schmelzfraktion oder einer fluiden Phase hin, welche sich durch erhöhte Konzentrationen an leichten Seltenen Erden und weiteren inkompatiblen Elementen (z.B. Rb, Ba, Sr, U, Th) auszeichnet. So erklären sich auch die zum Teil überaus hohen Gehalte an stark inkompatiblen Elementen wie Ba, Th, U und allenfalls Sr sowie die ausgeprägten positiven U- und auch Sr-Anomalien. Die Konzentrationen an diesen inkompatiblen Elementen erreichen dabei in fertilen Lherzolithen und refraktären Harzburgiten oftmals vergleichbare Werte.

Sowohl der teilweise massive Ca-Verlust und die damit einhergehende passive Fe- und Si-Anreicherung in einigen Lherzoliten und zahlreichen Harzburgiten, als auch die variablen positiven und negativen Sr-Anomalien in manchen Peridotiten sind einer nachfolgenden ozeanisch-hydrothermalen Alteration zuzuschreiben. Die frühere Peridotit-Mineralogie dürfte dabei besonders in refraktäreren Proben mehr oder weniger vollständig durch eine Serpentin-Mineralogie ersetzt worden sein. In der berechneten modalen Zusammensetzung dieser Gesteine äussert sich die ozeanische Umwandlung in extrem tiefen Klinopyroxen- und entsprechend hohen Orthopyroxen-Gehalten. Die verschieden starke Rodingitisierung der basischen Gänge (siehe Kapitel 4.3.3), die in allen ultramafischen Linsen der nördlichen Cima Lunga-Einheit in grosser Zahl vorkommen, findet normalerweise gleichzeitig mit der Serpentinisierung der benachbarten Peridotite statt und bestätigt daher das Auftreten eines ozeanischen Alterationsprozesses. Die Harzburgite repräsentieren demnach an Ca abgereicherte, refraktäre Lherzolithe (sog. «secondary harzburgites»). Sie stellen das Resultat eines kombinierten Prozesses bestehend aus partieller Aufschmelzung im oberen Erdmantel und nachfolgender hydrothermalen Alteration nahe der Ozeanoberfläche dar. Die jüngste Überprägung durch die mehrphasige alpine Metamorphose beeinflusst dagegen weder die Haupt- noch die Spurenelementgehalte wesentlich und darf daher als mehr oder weniger isochemisch betrachtet werden.

4.3 Metabasische Gesteine – ehemalige ozeanische Basalte

Metabasische Gesteine (Eklogite, Metarodingite, Amphibolite) treten in der nördlichen Cima Lunga-Einheit einerseits als teilweise boudinierte Gänge zusammen mit den meta-ultrabasischen Körpern und andererseits als isolierte Linsen oder Lagen innerhalb der (semi-)pelitischen Gneise und Schiefer auf (siehe Kapitel 2 und 3). Die Eklogite und Metarodingite sind bereits in früheren Arbeiten von EVANS et al. (1979, 1981) und TROMMSDORFF et al. (1975) chemisch untersucht und als Basalte mit Affinitäten zu mittelozeanischen Rücken (MORB: «Mid Ocean Ridge Basalts») identifiziert worden. Ihre Gesamtgesteinsanalysen verteilen sich über den ganzen Bereich von basaltischer (für Eklogite und Amphibolite) bis hin zu extrem Ca-reicher und Alkalien-ärmer, rodingitischer Zusammensetzung. Die Metarodingite sind dabei ausschliesslich an die ultramafischen Gesteine gebunden und infolge einer hydrothermalen Alteration bei gleichzeitiger Serpentinisierung der umliegenden Peridotite entstanden. Die mehrphasige alpine Metamorphose führt zur Rekristallisation der basischen Gesteine unter eklogit- und amphibolitfaziellen Bedingungen (vgl. Kapitel 5.4). Während der amphibolitfaziellen Phase werden die Eklogite unter H₂O-Zufuhr aus den Nebengesteinen teilweise zu Symplektit-Eklogiten und (Granat-) Amphiboliten umgewandelt; entlang dem Kontakt zwischen Metarodingiten und Metaperidotiten entstehen mehrfach zonierte Epidot-Amphibol ± Diopsid-Blackwalls (z.B. EVANS et al., 1979).

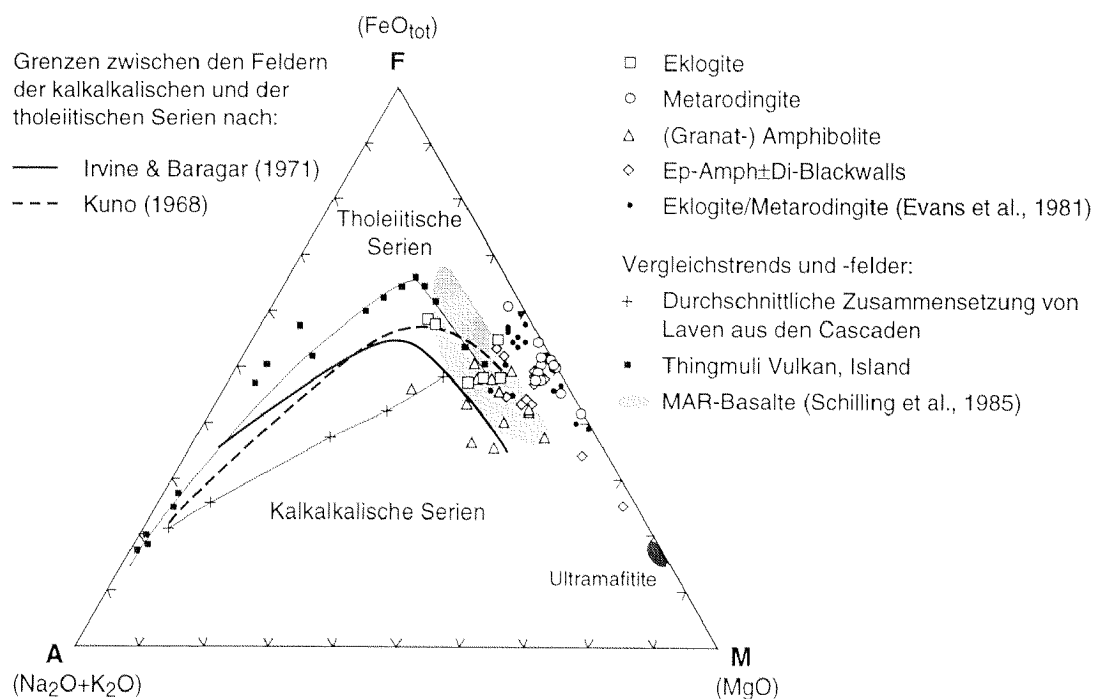
Die chemische Zusammensetzung der Metabasika aus der Cima di Gagnone-Region kann somit durch folgende Faktoren bestimmt sein: (1) Primär-magmatische Faktoren wie Zusammensetzung und Differentiation der Schmelze. (2) Hydrothermale Alteration unter ozeanischen Bedingungen. (3) Metasomatische Veränderungen während der mehrphasigen alpinen Metamorphose.

In diesem Kapitel werden die bereits bestehenden Erkenntnisse zur Herkunft und Genese der basischen Gesteine rekapituliert und durch weitere Daten ergänzt, wobei diesen verschiedenen Prozessen besondere Beachtung zukommen soll. Um besonders magmatische Trends von jüngeren Alterationsprozessen trennen zu können, werden die Metabasika der Cima Lunga-Einheit mit über 180 frischen Basalten aus verschiedenen Segmenten des mittelatlantischen Rückens (MAR-Basalte) verglichen (SCHILLING et al., 1985). Der Einfluss der alpinen Überprägung lässt sich weiter anhand der (Granat-) Amphibolite (sowohl aus den Gneisen als auch von der mafisch-ultramafischen Gesteinssuite stammend) sowie der inneren, Amphibol- und Epidot-reichen Zonen der Metarodingit-Blackwalls (im folgenden einfach «Blackwalls» genannt) abschätzen, die zusätzlich zu Eklogiten und Metarodingiten analysiert worden sind.

4.3.1 Magmatische Entwicklung und Differentiation

a) Klassifizierung der Metabasika

Die Eklogite und die meisten Amphibolite folgen, wie auch die MAR-Basalte, im AFM-Diagramm (A: total Alkalien $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F: $\text{FeO}_{\text{tot}} = \text{FeO} + 0.9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$; M: MgO ; alle in Gew%) einem typischen tholeiitischen Differentiationstrend mit einer Zunahme an FeO und gleichzeitiger Abnahme an MgO bei mehr oder weniger konstanten Anteilen an Alkalien



Figur 4.14: Magmatisches AFM-Diagramm (in Gew%) mit den Grenzen zwischen den Feldern der kalkalkalischen und der tholeiitischen Differentiationsserien nach KUNO (1968) und IRVINE & BARAGAR (1971). Ebenfalls dargestellt sind als typische Vertreter einer kalkalkalischen Serie die Zusammensetzungen von Laven aus den Cascaden, als Vertreter einer tholeiitischen Serie jene von Gesteinen des Thingmuli Vulkans (beide aus CARMICHAEL, 1964) sowie das Feld für MOR-Basalte des mittelatlantischen Rückens (SCHILLING et al., 1985). Die Eklogite und Amphibolite decken sich gut mit den MAR-Basalten, wohingegen die Metarodingite und Blackwalls an Alkalien verarmt sind. Dennoch folgen die Metabasika einem klar tholeiitischen Differentiationstrend.

(Fig. 4.14). Vier amphibolitische Proben sind gegenüber den restlichen etwas alkalienreicher und fallen in das Feld für kalkalkalische Differentiationsserien. Die Metarodingite und zahlreiche Amphibol-Blackwalls (alpin alterierte Metarodingite) sind dagegen deutlich an Alkalien verarmt, unterliegen bezüglich MgO und FeO_{tot} jedoch demselben Trend wie die Eklogite und Amphibolite. Zwei Blackwalls weisen zudem deutlich höhere MgO-Gehalte auf und laufen auf das Feld für Ultramafitite zu, was mit einem metasomatischen Austausch oder einer Vermischung zwischen Metarodingit und angrenzendem Peridotit erklärt werden kann. Ausserdem zeigt sich eine gute Übereinstimmung der neuen Analysen mit den Daten von EVANS et al. (1981), die mehrheitlich rodingitisierte Proben untersucht haben.

Der relativ deutliche Trend im AFM-Diagramm und die gute Übereinstimmung der Eklogite und Amphibolite mit dem Feld der MAR-Basalte weisen darauf hin, dass die metabasischen Gesteine aus einer tholeiitischen Schmelze kristallisiert sind. Die alpine Überprägung scheint ihre chemische Zusammensetzung dagegen kaum beeinflusst zu haben, wie die Äquivalenz zwischen Eklogiten und Amphiboliten respektive Metarodingiten und Blackwalls vermuten lässt.

b) Variationen zwischen Haupt- und Spurenelementen

Die in den folgenden Abschnitten dieses Kapitels dargelegten Ausführungen werden zeigen, dass es sich bei allen analysierten metabasischen Gesteinen mit grosser Wahrscheinlichkeit um ehemalige Basalte handelt. Die Transformation in Richtung Metarodingite äussert sich vor allem in einer ausgeprägten Ca-Zunahme und einem gleichzeitigen Na-Verlust (vgl. Fig. 4.14, 4.15 und Fig. 4.23), so dass die Gesamtgesteinschemie von keinem magmatischen Gestein mehr wiedergegeben werden kann (EVANS et al., 1979, 1981; RÖSLI, 1988). Dieser Ca-Anstieg führt in den übrigen Haupt- und auch Spurenelementen zu einer passiven Konzentrationsabnahme, welche nicht auf tatsächliche Elementverluste sondern auf statistische Verdünnungseffekte infolge konstanter Summe (ca. 100 Gew% für die Hauptelemente) zurückgeht (siehe Kapitel 4.3.3, Fig. 4.23; sowie EVANS et al., 1981; RÖSLI, 1988; statistische Effekte in ROLLINSON, 1993). Da dies trotz der geringen Konzentrationen auch auf die TiO_2 -Gehalte zutrifft, wird in den folgenden Variationsdiagrammen für verschiedene Haupt- und Spurenelemente (Fig. 4.15, 4.16) im Gegensatz zu anderen Arbeiten (z.B. EVANS et al., 1981; WIDMER, 1996) der Mafische Index ($\text{MI} = \text{FeO}_{\text{tot}} / (\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$) anstelle von TiO_2 als Abszisse gewählt. Solange FeO_{tot} und MgO lediglich einer statistischen Verdünnung infolge späterer Ca-Zufuhr unterliegen und nicht durch andere sekundäre Prozesse voneinander fraktioniert werden, bleibt der MI für einen bestimmten Differentiationsgrad konstant, da es sich bei diesem um ein Elementverhältnis und nicht um eine absolute Konzentration handelt.

Der MI wird relativ häufig zur Darstellung der magmatischen Entwicklung von basischen Gesteinen verwendet und stellt einen ausgezeichneten Differentiationsindex dar. Er steigt mit zunehmendem Differentiationsgrad an, da die Restschmelze bei fraktionierter Kristallisation von Olivin, Pyroxenen und Plagioklas laufend Fe-reicher und Mg-ärmer wird. Die in den folgenden Figuren eingezeichneten Felder für über 180 frische MAR-Basalte (SCHILLING et al., 1985) markieren den für MOR-Basalte typischen Differentiationstrend. Daneben sind auch die Analysedaten von EVANS et al. (1981) sowie jene für fünf Eklogite von Alpe Arami (nur Hauptelemente, ERNST, 1977) eingetragen. Fällt eine metabasische Gesteinsprobe aus der Cima Lunga-Einheit in das Feld der MAR-Basalte, so ist

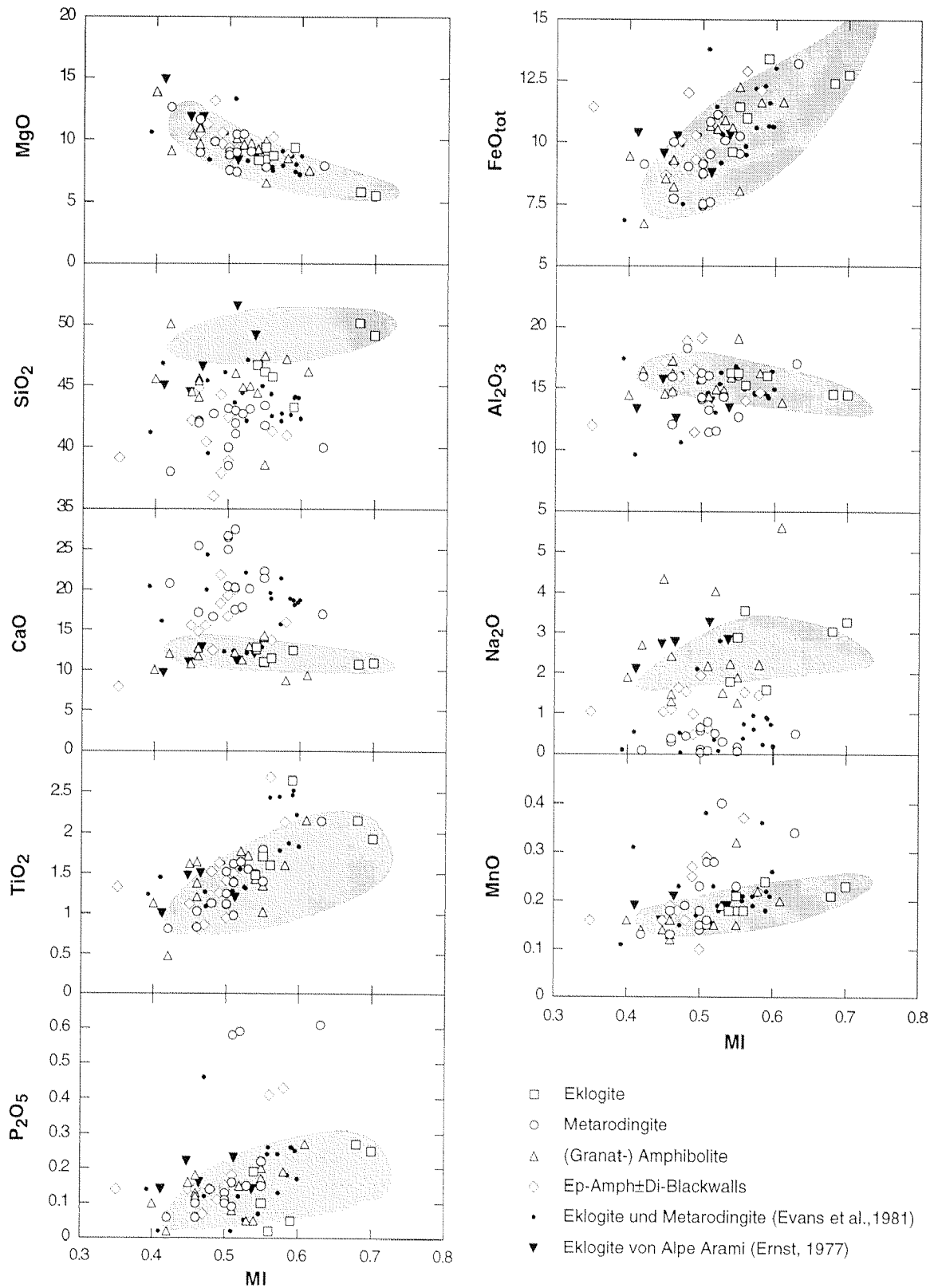
dies noch kein ausreichendes Kriterium, um eine spätere ozeanische oder alpine metasomatische Veränderung gänzlich ausschliessen zu können. Kommt sie andererseits ausserhalb des Bereiches für MAR-Basalte zu liegen, so dürfte sie mit grosser Wahrscheinlichkeit ozeanisch oder alpin alteriert worden sein (vgl. WIDMER, 1996).

Hauptelemente gegen MI (Fig. 4.15):

Abgesehen von einer relativ breiten Variation in Na_2O mit manchmal erhöhten Werten in einigen Amphiboliten und eher etwas zu tiefen SiO_2 -Gehalten überlagern sich die Eklogite und Amphibolite recht gut mit den MAR-Basalten und folgen in etwa denselben Trends. Die Metarodingite und Amphibol-Epidot-Blackwalls sind demgegenüber stark an Na_2O und SiO_2 verarmt und an CaO angereichert und weichen teilweise massiv vom MARB-Trend ab. Die Konzentrationen der übrigen Hauptelemente (MgO , Al_2O_3 , FeO_{tot} , TiO_2 , MnO , P_2O_5) sind im Vergleich zu den Eklogiten jedoch kaum verändert und kommen meist auch innerhalb des MARB-Feldes zu liegen, ausser einer etwas breiteren Streuung in den Al_2O_3 - und manchmal leicht erhöhten MnO -Gehalten. K_2O (in Fig. 4.15 nicht dargestellt) weist sowohl in Eklogiten als auch in Metarodingiten Werte unter 0.2 Gew% und oftmals gar unter der XRF-Nachweisgrenze auf, ist aber in vielen Amphiboliten und einigen Blackwalls deutlich angereichert (bis über 0.8 Gew%) und scheint daher während der alpinen amphibolitfaziellen Hauptmetamorphose mobil gewesen zu sein (vgl. Kapitel 4.3.4).

Aus den Elementverteilungen in Figur 4.15 geht klar hervor, dass besonders CaO , Na_2O und auch SiO_2 von einem sekundären Prozess betroffen sind, wobei es sich teilweise um eine ozeanisch-hydrothermale Alteration handelt (vgl. Kapitel 4.3.3; sowie z.B. WIDMER 1996; RÖSLI, 1988). Die neben den Metarodingiten auch in Eklogiten und Amphiboliten allgemein zu tiefen SiO_2 -Gehalte lassen auf eine gewisse, von der Rodingitisierung unabhängige Si-Mobilität während der alpinen Metamorphose schliessen, oder sie beruhen auf einem allgemein primitiveren Charakter der Schmelze respektive der Quelle dieser Gesteine, als er für MOR-Basalte üblich ist.

MgO , Al_2O_3 , FeO_{tot} , TiO_2 , MnO und P_2O_5 zeigen dagegen besonders in Eklogiten und Amphiboliten, aber weniger deutlich auch in Metarodingiten und Blackwalls nach wie vor die magmatischen Signale mit einigen klar erkennbaren Trends gegenüber dem MI. Dieser variiert über einen grossen Bereich von 0.35 bis 0.7, mit der grössten Datendichte zwischen 0.4 und 0.6 (Fig. 4.15). Die Metarodingite und die (Granat-) Amphibolite weisen im Mittel einen etwas tieferen MI als die Eklogite auf und entsprechen somit eher primitiveren Schmelzen. Dasselbe gilt auch für die fünf Eklogite aus der Randzone des Granat-Peridotitkörpers von Alpe Arami (ERNST, 1977, 1978). MgO unterliegt mit steigendem MI einer ausgezeichneten negativen Korrelation, Al_2O_3 und CaO variieren in Eklogiten und Amphiboliten kaum oder höchstens ganz schwach negativ mit dem MI. Die Abnahme an MgO und die plusminus konstant bleibenden Gehalte an Al_2O_3 und CaO mit zunehmender Differentiation der Schmelze lassen auf kompatibles Verhalten dieser Elemente schliessen und sind konsistent mit fraktionierter Kristallisation von Olivin, Pyroxenen (v.a. Klinopyroxen) und Plagioklas. TiO_2 , FeO_{tot} , MnO und P_2O_5 verhalten sich dagegen eher inkompatibel und werden mit fortschreitender Differentiation in der Restschmelze angereichert.

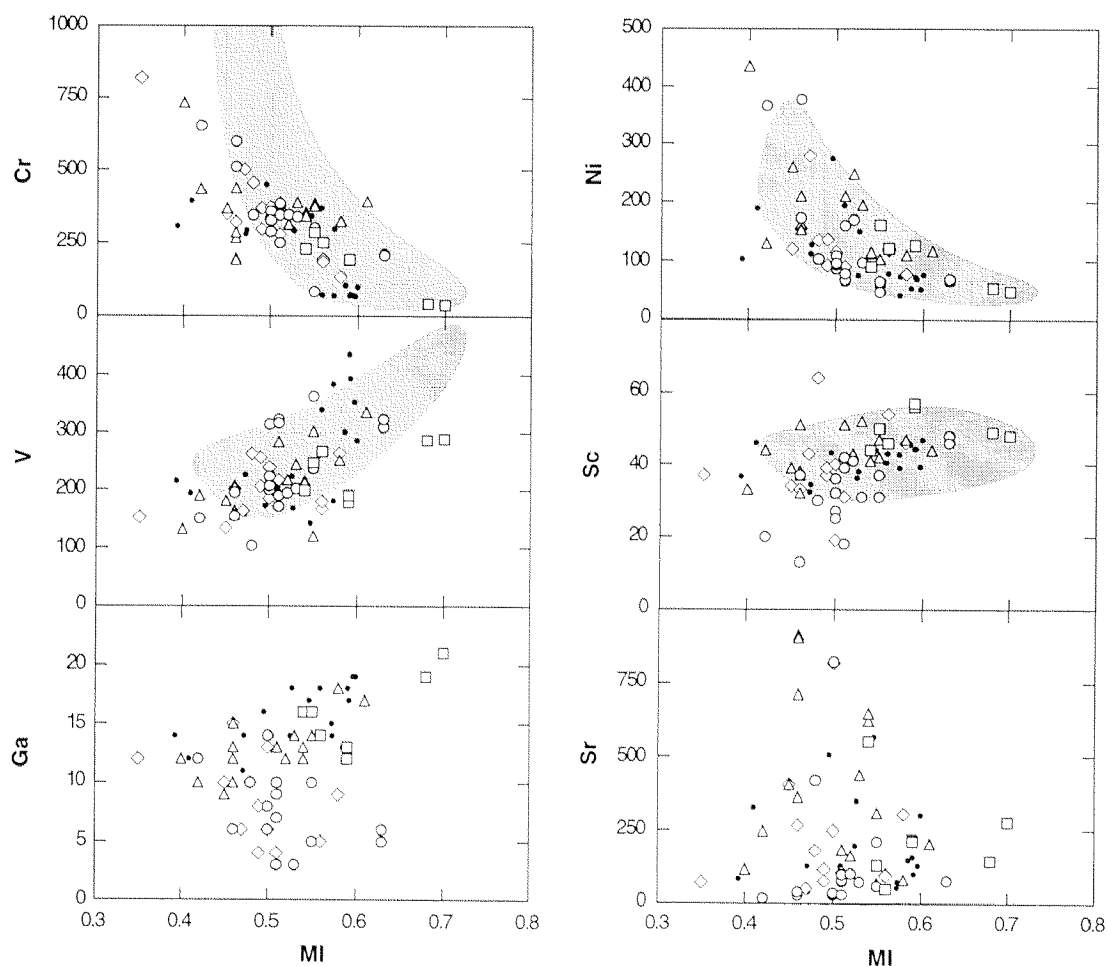


Figur 4.15: Geochemische Variationsdiagramme zwischen den Hauptelementen (alle in Gew%) und dem Mafischen Index ($MI = FeO_{tot} / (FeO_{tot} + MgO)$), einem Mass für den Differentiationsgrad. Die Metabasika aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit werden mit frischen Basalten vom mittelatlantischen Rücken verglichen (graue Felder, SCHILLING et al., 1985). Zusätzlich sind fünf eklogitische Proben von Alpe Arami eingetragen (ERNST, 1977).

Spurenelemente (Figuren 4.16 und 4.17):

Trotz einer oftmals breiten Streuung der Datenpunkte lassen auch die verschiedenen Spurenelemente einige Korrelationstrends mit dem MI erkennen (siehe Fig. 4.16). Die Gehalte an Cr, Ni, V und Sc decken sich sowohl für Eklogite und (Granat-) Amphibolite wie auch für Metarodingite und Blackwalls normalerweise recht gut mit den Feldern der MAR-Basalte. Einige Proben sind lediglich etwas an V und seltener auch an Sc (v.a. Metarodingite) und Cr (v.a. einige Amphibolite) verarmt, was neben einem magmatischen Signal auch einer ozeanisch-hydrothermalen Alteration oder der alpinen Metamorphose zugeschrieben werden könnte.

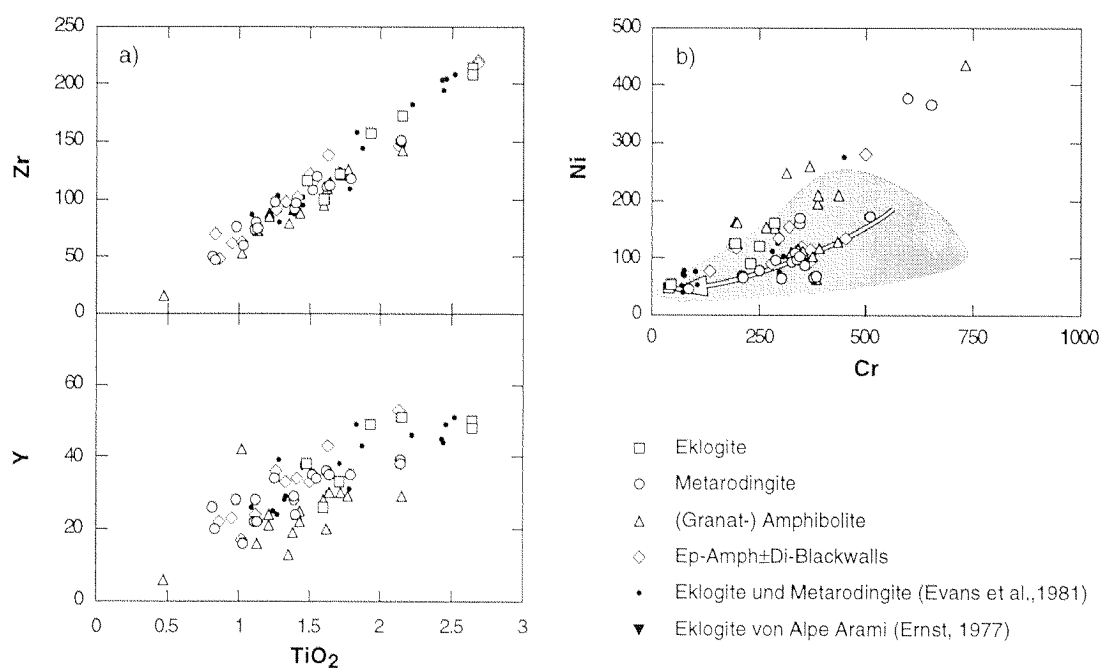
Die kompatiblen Elemente Cr und Ni sinken mit zunehmender Differentiation, in Übereinstimmung mit fortlaufender Kristallisation von Olivin, Klinopyroxen und eventuell Cr-Spinell, welche diese Elemente bevorzugt einbauen und der Restschmelze entziehen. V, Sc und auch Ga (besonders in Eklogiten und Amphiboliten) sind zwar ebenfalls kompatibel in Klinopyroxen, reichern sich aber dennoch mit fortschreitender Differentiation in der Schmelze an und verhalten sich gesamthaft gesehen inkompatibel. Diese Tatsache weist darauf hin, dass neben Olivin und Klinopyroxen vor allem Plagioklas als dominierende Phase kristallisieren könnte, und die Fraktionierung des tholeiitischen Magmas unter eher tiefen Drucken stattgefunden hat (vgl. EVANS et al., 1981). Die Ga-Gehalte sind in



Figur 4.16: Verschiedene Spurenelemente (in ppm), aufgetragen gegen den MI. Symbole und Felder wie in Figuren 4.14 und 4.15.

Metarodingiten und Blackwalls meist markant tiefer als in Eklogiten und Amphiboliten. Ga scheint somit während der nachfolgenden Rodingitisierung unter ozeanisch-hydrothermalen Bedingungen mobil gewesen zu sein. Sr variiert unabhängig vom MI über einen extremen Bereich zwischen 0 und 1000 ppm und ist durch die ozeanische Alteration und/oder die alpine Metamorphose stark beeinflusst worden.

Die Konzentrationen an den stark inkompatiblen Elementen Zr und Y steigen mit zunehmender Differentiation von 50 auf über 200 ppm respektive von 10 auf 60 ppm an (Fig. 4.17a). Beide korrelieren ausgezeichnet mit TiO_2 , wobei es sich um ein relativ unverfälschtes Differentiationssignal handeln dürfte. Sowohl Ti als auch Zr und Y haben sich während der Rodingitisierung und der nachfolgenden alpinen Metamorphose immobil verhalten (in Analogie zu beispielsweise den Metabasika der Zermatt-Saas-Zone; PFEIFER et al., 1989; WIDMER, 1996). Nach EVANS et al. (1981) zeigen neben Zr und Y auch Hf und die schweren REE (hier nicht gemessen) hervorragende lineare Korrelationen mit TiO_2 , die mit ziemlicher Sicherheit ebenfalls magmatischen Ursprungs sind. Die leichten REE streuen dagegen deutlich stärker gegenüber TiO_2 und scheinen während der späteren Überprägungen zumindest partiell mobil gewesen zu sein. WOOD et al. (1976), HELLMAN & HENDERSON (1977) und FLOYD (1977) haben gezeigt, dass die LREE in basischen Gesteinen schon bei ozeanischer zeolithfazieller wie auch bei höhergradiger alpiner Metasomatose einer grösseren Variabilität als die HREE unterliegen können. Cr und Ni nehmen mit fortschreitender Differentiation mehr oder weniger parallel zueinander ab, was der auf den Ursprung zulaufende Trend in Figur 4.17b belegt. Dies ist konsistent mit gleichzeitiger fraktionierter Kristallisation von Olivin (Ni-haltige Phase) und Klinopyroxen (Cr-haltige Phase), eventuell zusammen mit Cr-Spinell, und weiter typisch für MOR-Basalte.



Figur 4.17: a) Variationen zwischen Zr respektive Y (in ppm) und TiO_2 (in Gew%). Besonders zwischen TiO_2 und Zr zeigt sich eine ausgezeichnete lineare Korrelation, die einem unverfälschten Differentiationssignal entsprechen dürfte. b) Cr–Ni-Variationsdiagramm (beide in ppm), der weisse Pfeil gibt den Differentiationstrend der MAR-Basalte an. Die parallele Abnahme von Cr und Ni mit fortschreitender Differentiation ist konsistent mit fraktionierter Kristallisation von Olivin, Klinopyroxen und allenfalls Cr-Spinell. Symbole und Felder wie in Fig. 4.15.

Mit Ausnahme von Sr, Ga (durch Rodingitisierung beeinflusst), teilweise Co (nicht gezeigt in Fig. 4.16) sowie auch Rb und Ba (EVANS et al., 1981) spiegeln die meisten Spurenelemente nach wie vor die magmatische Entwicklung der metabasischen Gesteine aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit wider. Diese ist geprägt durch fraktionierte Kristallisation von Plagioklas, Olivin und Klinopyroxen (siehe folgenden Abschnitt). Relativ flache bis leicht konvexe REE-Spektren sowie das inkompatible Verhalten von Y sprechen überdies gegen Granat und/oder Orthopyroxen als kristallisierende Phasen bei der Fraktionierung der Schmelze (EVANS et al., 1981). Besonders die inkompatiblen Elemente Ti, Zr, Y, Nb sowie Hf und die HREE sind von den nachfolgenden Alterationsprozessen wie Rodingitisierung und mehrphasige alpine Metamorphose kaum verändert worden und eignen sich somit ausgezeichnet zur Diskriminierung der Metabasika nach verschiedenen tektonischen Entstehungsprovinzen (vgl. Kapitel 4.3.2).

c) Extraktions-Betrachtungen und Differentiation

Nachfolgend soll mittels sogenannter Extraktions- oder Mischungsbetrachtungen («extract-» oder «mixing-calculations», Cox et al., 1979) versucht werden, die Mengenverhältnisse zwischen den Phasen Plagioklas, Klinopyroxen und Olivin qualitativ abzuschätzen, welche nach den Variationen zwischen Haupt- und Spurenelementen am ehesten an der Differentiation der Metabasika beteiligt sind. Diese graphische Methode und deren Limiten sind von Cox et al. (1979) detailliert beschrieben und von ROLLINSON (1993) zusammengefasst worden; für genauere Informationen wird auf diese Arbeiten verwiesen. Sie beruht darauf, dass sowohl Mineral- als auch Gesamtgesteinsanalysen in dieselben Variationsdiagramme zwischen jeweils zwei Hauptelementen eingetragen werden, und ist nur für Proben geeignet, die nachträglich möglichst nicht oder nur wenig verändert worden sind (nur Eklogite und Amphibolite). Kristallisiert ein bestimmtes Mineral X aus dem Magma, so bewegt sich die Zusammensetzung der Restschmelze kollinear von X weg. Bei gleichzeitiger Fraktionierung von zwei oder mehr Mineralen verändert sich die Restschmelze entlang einem linearen Trend, der durch die mittlere Zusammensetzung aller beteiligter Minerale in ihren Proportionen und durch die Primärschmelze definiert wird (vgl. Fig. 3.19 in ROLLINSON, 1993). Dieser Differentiationstrend muss somit bei zwei beteiligten Mineralen deren Verbindungslinie beziehungsweise bei mehr als zwei Mineralen das von diesen aufgespannte Feld schneiden. Andererseits können die verschiedenen Minerale nur in denjenigen Verhältnissen zueinander kristallisieren, die durch den Differentiationstrend zugelassen werden.

Da Relikte von magmatischen Mineralen in den Metabasika von Cima di Gagnone aufgrund der starken alpinen Metamorphoseüberprägung nicht erhalten geblieben sind (in Analogie zu den Metaultrabasika), wurden in den folgenden Extraktionsberechnungen mittlere Zusammensetzungen für Plagioklas, Olivin und Klinopyroxen aus ausgewählten frischen Basalten verwendet (Tab. 4.2; DEER et al., 1963, 1978, 1982). Dabei soll angenommen werden, dass diese Minerale magmatische Phasen darstellen, die in etwa im Gleichgewicht mit der Zusammensetzung einer intermediären metabasischen Probe von Cima di Gagnone stehen (siehe auch PUSCHNIG, 1998).

In den Variationsdiagrammen in Figur 4.18 sind die Gesamtgesteinschemismen der Eklogite (inkl. Proben von EVANS et al., 1981) und (Granat-) Amphibolite aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit zusammen mit den oben erwähnten Mineralanalysen für Plagioklas,

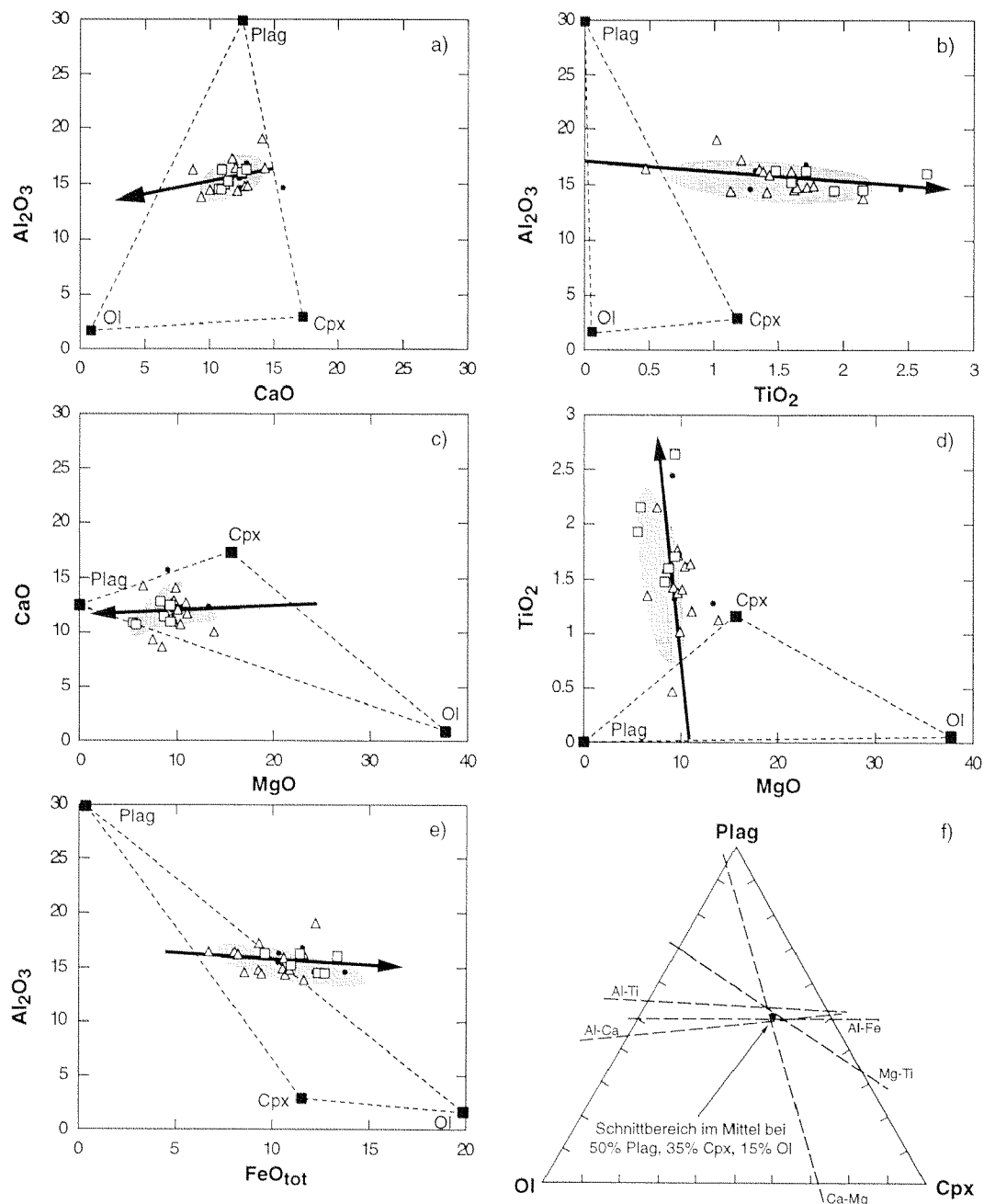
Tabelle 4.2: Mittlere hypothetische Mineralzusammensetzungen (Gew%) von Olivin, Klinopyroxen und Plagioklas aus ausgewählten frischen Basalten, verwendet für die folgenden modellhaften Extraktionsbetrachtungen unter der Annahme, dass sie mit metabasischen Gesteinen intermediärer Zusammensetzung von Cima di Gagnone im Gleichgewicht stehen (Mineralanalysen aus DEER et al., 1963, 1978, 1982).

Mineral	1 Olivin	2 Klinopyroxen	3 Plagioklas
SiO ₂	39.31	50.92	52.33
TiO ₂	0.06	1.18	
Al ₂ O ₃	1.68	2.90	30.22
Cr ₂ O ₃			
Fe ₂ O ₃		0.47	0.40
FeO	19.84	11.11	
MnO	0.17	0.33	
NiO			
MgO	37.74	15.63	
CaO	0.87	17.28	12.52
Na ₂ O		0.12	3.62
K ₂ O		0.12	0.85
H ₂ O		0.07	0.36
Total	99.67	100.13	100.30
FeO _{tot}	19.84	11.53	0.36
	F ₀₇₇	Wo ₃₆ En ₄₅ Fs ₁₉	An ₆₂

- 1 Chrysolith-Olivin, Basalt, Buffalo buttes, Colorado.
- 2 Augit, Tholeiit, Kinkell, Stirlingshire, England.
- 3 Labradorit-Phänokristall, Basaltgang, St. John's Point, Ardglass, Co. Down, Nordirland.

Olivin und Klinopyroxen geplottet. Zur geometrischen Darstellung sind die Elemente MgO, Al₂O₃, TiO₂, FeO_{tot} und CaO gewählt worden, da diese sich allgemein sehr gut mit den Feldern der MAR-Basalte überlagern (vgl. Fig. 4.15) und somit als während der sekundären Alterationsprozesse mehr oder weniger immobil betrachtet werden dürfen. Die eingezeichneten Differentiationstrends (fette Pfeile in Fig. 4.18a-e) treten in den Variationsdiagrammen zwischen Al₂O₃, FeO_{tot}, MgO und TiO₂ besonders deutlich zutage und treffen allgemein auch gut auf die MAR-Basalte zu. Die Gesamtgesteinszusammensetzungen zeigen mit zunehmendem Differentiationsgrad eine Entwicklung zu tieferen MgO-, Al₂O₃- und CaO-Gehalten sowie zu höheren FeO_{tot}- und TiO₂-Konzentrationen. Die Differentiationstrends sind meist kompatibel mit fraktionierter Kristallisation von Olivin und Plagioklas, Klinopyroxen und Plagioklas oder aber Olivin, Klinopyroxen und Plagioklas. Eine gemeinsame Fraktionierung von Olivin und Klinopyroxen wäre dagegen nur gerade im CaO-MgO-Diagramm (Fig. 4.18c) möglich, da der Differentiationstrend die Olivin-Klinopyroxen-Verbindungsline sonst nirgends schneidet. Plagioklas befindet sich somit immer unter den in Frage kommenden, kristallisierenden Phasen.

Damit die verschiedenen Differentiationstrends in den einzelnen Diagrammen gleichzeitig erfüllt und die Extraktionsbetrachtungen intern konsistent sind, muss aus allen fünf Elementvariationen in Figur 4.18 ein einheitliches Verhältnis zwischen den kristallisie-



Figur 4.18: a) bis e) Variationsdiagramme unter den Hauptelementen MgO , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO_{tot} und CaO (alle in Gew%), inklusive Mineralanalysen für Ol, Cpx und Plag aus frischen Basalten (siehe Tab. 4.2). Felder für MAR-Basalte und Symbole wie in Fig. 4.15. Die Pfeile markieren die durchschnittlichen Differentiationstrends der Metabasika von Cima di Gagnone (Eklogite und Amphibolite). f) Resultat der Extraktionsbetrachtung nach Cox et al. (1979) (Erläuterungen im Text). Die Beschriftung der jeweiligen Trends gibt an, aus welchem Variationsdiagramm sie abgeleitet worden sind. Die Differentiation der Metabasika als Ganzes lässt sich mit fortwährender fraktionierter Kristallisation von Plag, Cpx und Ol im mittleren Verhältnis 50:35:15 erklären.

renden Phasen Olivin, Plagioklas und Klinopyroxen resultieren. Dieses Verhältnis, das alle bestehenden Daten am besten wiedergibt, lässt sich am einfachsten graphisch bestimmen. Dazu wird jedes Dreieck aus den Figuren 4.18a bis e zusammen mit den entsprechenden Differentiationstrends in ein gleichseitiges Dreieck transformiert, wobei die Proportionen, in welchen die Trends die Dreiecksseiten schneiden, konstant gehalten werden.

Wenn die verschiedenen Trends intern konsistent sind, dann sollten sie sich im gleichseitigen Dreieck möglichst in einem Punkt oder aber, wie in natürlichen Systemen üblich, in einem möglichst kleinen Fehlerbereich schneiden («triangle of error», Cox et al., 1979). Dieser ergibt das für die bestehenden Daten hinreichende mittlere Mineralverhältnis, das die Differentiation der Metabasika erklären kann.

Das Resultat dieser Transformation ist für die Cima di Gagnone-Eklogite und Amphibolite in Figur 4.18f dargestellt. Die einzelnen Differentiationstrends aus den fünf Variationsdiagrammen schneiden sich in einem ausserordentlich kleinen Fehlerbereich bei durchschnittlich 50% Plagioklas, 35% Klinopyroxen und 15% Olivin mit den Mineralzusammensetzungen aus Tabelle 4.2. Unter der Annahme, dass diese Differentiationstrends stets linear verlaufen und keine weiteren Phasen dazukommen, lassen sie sich somit durch fortwährende fraktionierte Kristallisation von Plagioklas, Klinopyroxen und Olivin im Verhältnis 50:35:15 erklären. Plagioklas ist bei der Differentiation der Metabasika, wie vorhergehend vermutet, die deutlich dominierende Phase, was auf fraktionierte Kristallisation unter eher tiefen Drücken hinweist (< 10 kbar). Dies ist einerseits konsistent mit der guten Übereinstimmung zwischen den Metabasika der nördlichen Cima Lunga-Einheit und den MAR-Basalten, für welche sich eine Fraktionierung unter tiefen Drücken anhand der Mineralparagenesen direkt festhalten lässt (SCHILLING et al., 1985). Andererseits deckt sich diese Annahme mit den Schlussfolgerungen aus geologischen und petrographischen Beobachtungen an den Metabasika und den gelegentlich vorkommenden negativen Eu-Anomalien in Metarodingiten (vgl. EVANS et al., 1979, 1981). Die Protolithe der metabasischen Gesteine sind demnach unter oberflächennahen Bedingungen auskristallisiert und im Falle der Metarodingite gangartig in die umliegenden Ultramafitite intrudiert.

Die hier modellierte Kristallisation von 50% Plagioklas, 15% Olivin und 35% Klinopyroxen kann zwar die Differentiation der Metabasika als Ganzes erklären, gibt aber dennoch nur einen durchschnittlichen Prozessverlauf wieder. Die tatsächliche Fraktionierung der Schmelze dürfte einiges komplexer gewesen sein, da alle beteiligten Phasen Mischkristalle repräsentieren, die im Laufe der Differentiation ihre chemische Zusammensetzung ändern können. Bei beginnender Differentiation des Primärmagmas dürfte zudem der Olivin-Anteil an den kristallisierenden Phasen bedeutend höher gewesen sein.

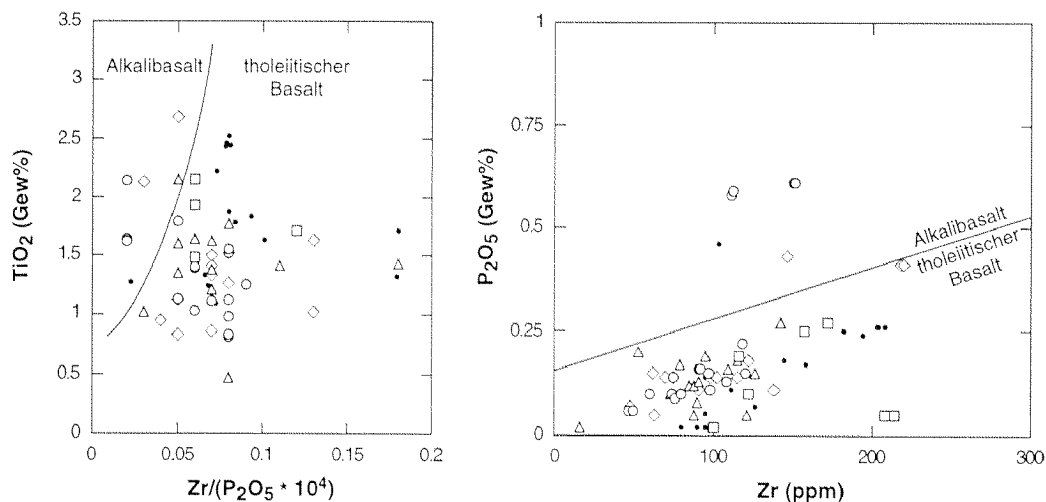
Obschon die Variationen in den Haupt- und Spurenelementen (Fig. 4.15, 4.16) keine direkten Hinweise auf allfällige Kumulate erkennen lassen, kann die festgestellte fraktionierte Kristallisation von Plagioklas, Klinopyroxen und Olivin im Verhältnis 50:35:15 bei der Differentiation der Metabasika zur Bildung von Kumulaten (Olivin-Gabbros) in tieferliegenden Krustenniveaus geführt haben. Die negativen Eu-Anomalien einiger Metarodingite (EVANS et al., 1981) könnten dabei mit dem Plagioklas-Entzug zusammenhängen, wobei die Restschmelze an Eu abgereichert worden wäre und dann die Ultramafitite durchschlagen hätte. Einige Eklogite, die an LREE verarmte REE-Verteilungsmuster zeigen (siehe EVANS et al., 1981, Fig. 13), könnten auch allfällige Kumulatreste darstellen, da sich die LREE inkompatibel verhalten und sich bei der Fraktionierung in der Schmelze und nicht den Kumulatphasen anreichern (KELEMEN et al., 1997). Texturell spricht heute jedoch höchstens noch die Gröberkörnigkeit der Eklogite gegenüber den Metarodingiten für diese Hypothese. Daneben lassen sich in den Metabasika der nördlichen Cima Lunga-Einheit jedoch keine weiteren Evidenzen auf ein Vorkommen oder die Genese von Gabbros oder Kumulaten finden.

4.3.2 Diskrimination – Magmentyp und tektonische Herkunft

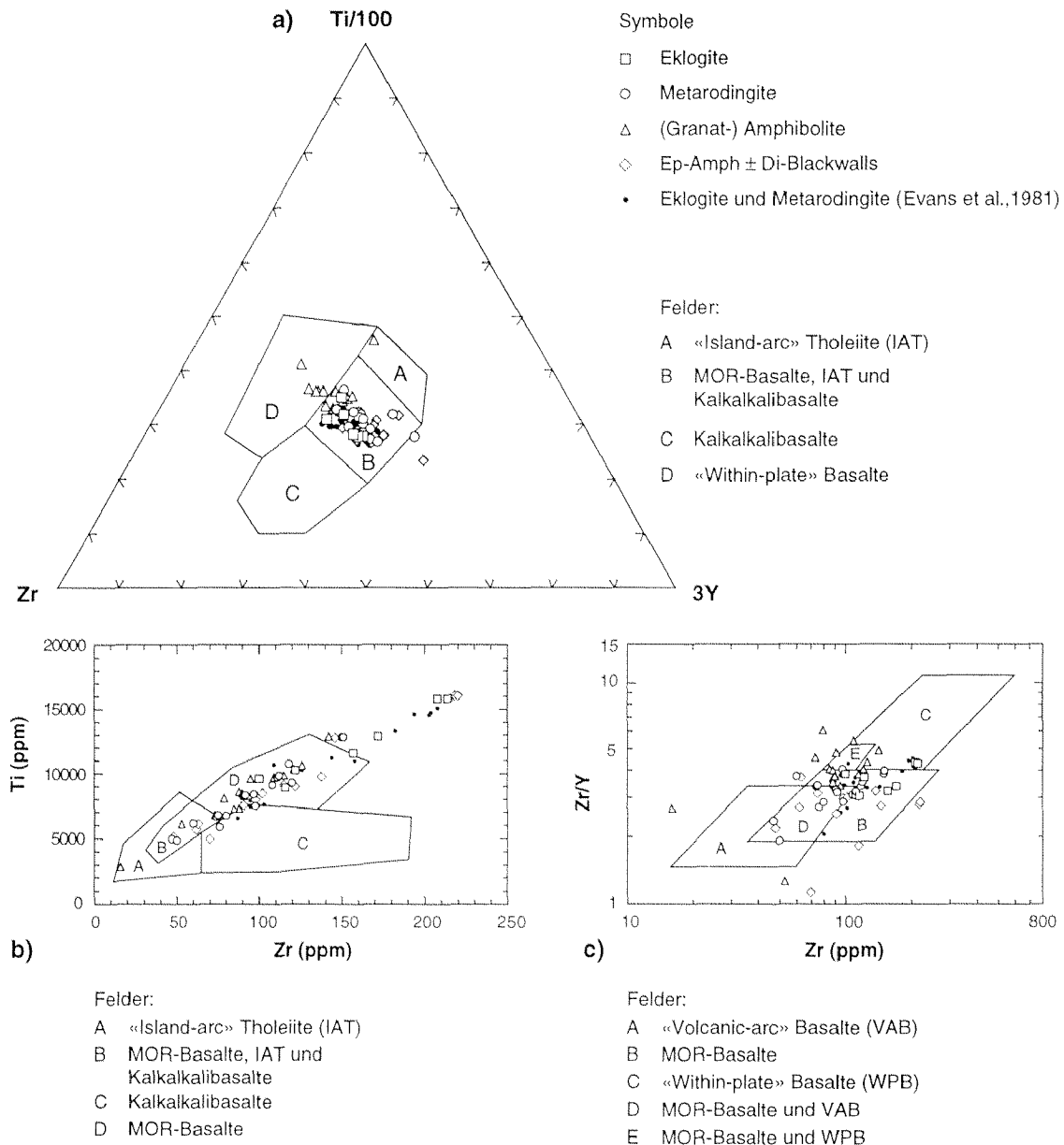
Zahlreiche Autoren haben in den letzten ca. 25 Jahren eine ganze Serie von spezifischen Variationsdiagrammen zur Diskriminierung von (meta-)basischen Gesteinen nach möglichen Magmentypen und deren tektonischen Entstehungsgebieten vorgeschlagen. Diese Diagramme beruhen normalerweise auf Haupt- und besonders Spurenelementen (Ti, Zr, Y, Nb, P, Cr, Ni, REE etc.), die sich unter verschiedenen hydrothermalen Alterationsprozessen und Metamorphosebedingungen als mehrheitlich immobil erwiesen haben. Eine ausführliche Zusammenstellung zahlreicher bewährter Diagramme sowie eine eingehende Diskussion zu deren Zuverlässigkeit gibt ROLLINSON (1993).

Im vorangehenden Kapitel wurde dargelegt, dass sich die Gehalte einiger Elemente wie beispielsweise Na, K, Ca, Si, Sr sowie Rb und Ba zum Teil infolge der Rodingitisierung und/oder der alpinen Metamorphose stark verändert haben können. Andere, besonders die inkompatiblen Elemente Ti, P, Zr, Y und Nb, aber auch Cr, Ni, V und Sc, sind von diesen sekundären Ereignissen nicht oder nur untergeordnet betroffen und scheinen sich somit mehr oder weniger immobil verhalten zu haben (vgl. auch EVANS et al., 1981). Letztere sind daher gut geeignet, um eine Diskriminationsanalyse an den metabasischen Gesteinen der nördlichen Cima Lunga-Einheit durchzuführen.

Das AFM-Diagramm (Fig. 4.14) lässt im Fall der Metabasika aus der Cima Lunga-Einheit auf einen tholeiitischen Magmentyp schliessen. Da vor allem die Alkalien bei den jüngeren Alterationsprozessen aber sehr mobil sein können, muss eine Zuordnung aufgrund des AFM-Diagramms als unzuverlässig angesehen werden. Variationen unter den immobil HFS-Elementen TiO_2 , P_2O_5 und Zr sowie die Verhältnisse Y/Nb und Zr/ P_2O_5 eignen sich besser zur Unterscheidung zwischen alkalischen und tholeiitischen Basalten (PEARCE & CANN, 1973; FLOYD & WINCHESTER, 1975; WINCHESTER & FLOYD, 1976). Das Y/Nb-Verhältnis ist in allen analysierten Metabasika grösser als 2 ($2.13 < \text{Y/Nb} < 6.3$). Alkalibasalte tendieren demgegenüber zu markant tieferen Y/Nb-Verhältnissen unter 2 (z.B. PEARCE & CANN, 1973). Sowohl das TiO_2 -Zr/ P_2O_5 - als auch das P_2O_5 -Zr-Diagramm



Figur 4.19: TiO_2 -Zr/ P_2O_5 - (a) und P_2O_5 -Zr- (b) Diskriminationsdiagramme für Basalte nach FLOYD & WINCHESTER (1975) und WINCHESTER & FLOYD (1976). Symbole wie in Fig. 4.15 und 4.20. Die Metabasika der Cima di Gagnone-Region weisen mit grosser Sicherheit einen tholeiitisch-basaltischen und keinen alkalischen Protolithen auf.



Figur 4.20: Verschiedene Diskriminationsdiagramme für basaltische Gesteine nach PEARCE & CANN (1973) (a und b) beziehungsweise PEARCE & NORRY (1979) (c). Die meisten Datenpunkte fallen in die Felder für MOR-Basalte oder in die Mischfelder zwischen MORB und anderen Basalttypen. «Within-plate» Basalte, «island-arc» Tholeiite oder Kalkkalibasalte können als Protolithe weitgehend ausgeschlossen werden. Nur wenige Amphibolite plotten im Ti/100–Zr–3Y- und im Zr/Y–Zr-Diagramm in die Bereiche von «within-plate» Basalten.

(Fig. 4.19) schliessen Alkalibasalte als Protolithe beinahe gänzlich aus. Lediglich wenige Metarodinite sind etwas an P_2O_5 angereichert, was allenfalls als Hinweis auf schwache Kumulateffekte in einigen Metarodinitgängen gewertet werden könnte. Bei den metabasischen Gesteinen handelt es sich somit hauptsächlich um einstige tholeiitische Basalte. Über deren tektonische Herkunft sind jedoch noch keine Aussagen möglich, da sowohl Alkalibasalte wie auch Tholeiite in den meisten tektonischen Provinzen entstehen können.

Basaltische Gesteine, die von den Rändern oder aus dem Inneren («within-plate» Basalte) der lithosphärischen Platten stammen, können aber anhand von verschiedenen Kombinationen unter den HFS-Elementen Ti, Zr, Y und Nb erkannt werden (PEARCE &

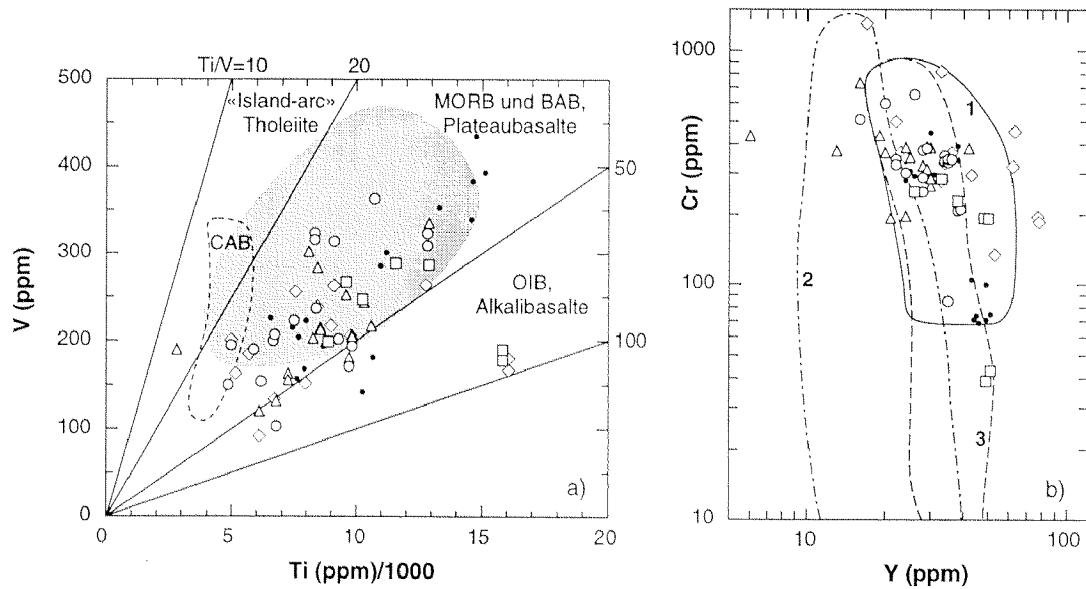
CANN, 1971, 1973; PEARCE & GALE, 1977; PEARCE & NORRY, 1979; PEARCE, 1982, 1983). Im Ti/100–Zr–3Y-Dreiecksdiagramm (Fig. 4.20a; nach PEARCE & CANN, 1973), das sehr effektiv zwischen «within-plate» Basalten («ocean-island» Basalte und Plateaubasalte) und anderen Basalttypen diskriminiert, plotten die meisten Proben in das Feld für MOR-Basalte, Kalkkalibasalte und «island-arc» Tholeiite (Tholeiite von Inselbögen, auch tief-K Tholeiite). Einige Amphibolite sind geringfügig Y-ärmer als die restlichen Metabasika und fallen in das Feld der «within-plate» Basalte. Sie können während der hochgradigen alpinen Metamorphose an Y abgereichert worden sein oder aber eine unabhängige tektonische Herkunft aufweisen.

Im Ti–Zr- (PEARCE & CANN, 1973) und Zr/Y–Zr-Diagramm (PEARCE & NORRY, 1979) (Fig. 4.20b und c) fallen die meisten Metabasalte in die Felder für MOR-Basalte oder seltener in die Mischfelder. «Island-arc» Tholeiite und Kalkkalibasalte können dagegen als Protolithe mit recht grosser Bestimmtheit ausgeschlossen werden. In Figur 4.20b weisen einige Proben überdurchschnittlich hohe Ti- und Zr-Gehalte auf und kommen in der Verlängerung des MORB-Feldes zu liegen, was nach PEARCE (1982) jedoch nicht ungewöhnlich ist. Besonders einige Amphibolite und Blackwalls streuen im Zr/Y–Zr-Diagramm (Fig. 4.20c) recht stark und kommen teilweise ausserhalb der Felder für frische basaltische Proben zu liegen. Manche Amphibolite weisen dabei abermals gewisse Affinitäten zu «within-plate» Basalten auf, wobei die Zr-Gehalte eher etwas zu tief ausfallen.

Obschon die Diskriminationsdiagramme in Figur 4.20 schon häufig für alterierte Basalte verwendet und auch oft an einer grossen Zahl frischer Basalte getestet worden sind, haben sich im Laufe der Zeit dennoch einige Mängel ergeben (Diskussion in ROLLINSON, 1993). So würden zum Beispiel Plateaubasalte («continental flood basalts») nicht in das Feld der «within-plate» Basalte plotten, oder anomale MOR-Basalte von Island nicht in das MORB-Feld fallen und müssten auf eine andere Weise diskriminiert werden.

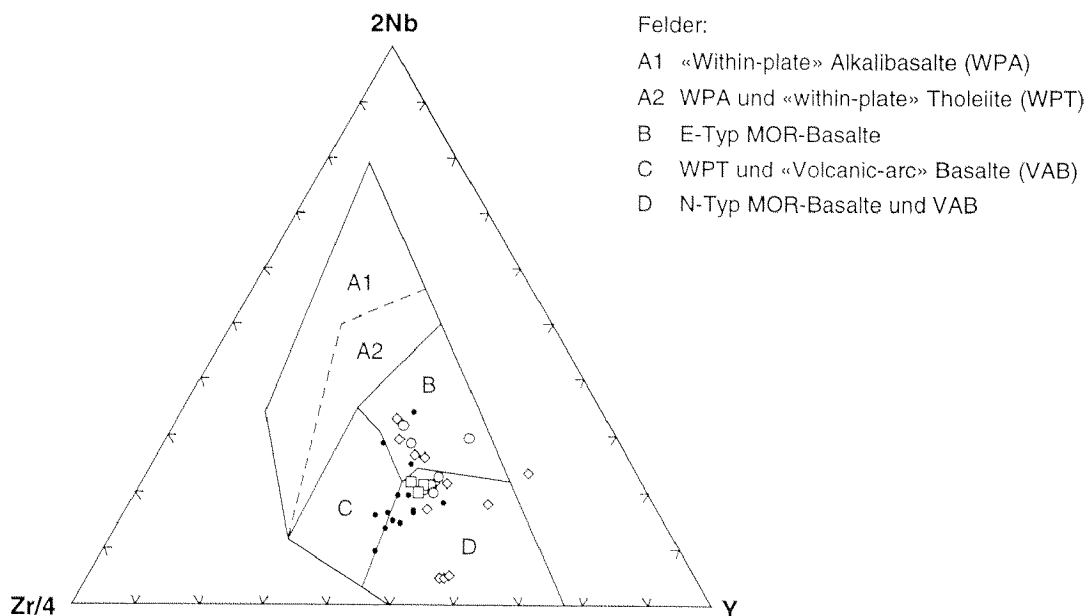
Die meisten Metabasika der nördlichen Cima Lunga-Einheit weisen ein Ti/V-Verhältnis zwischen 20 und 50 auf und kommen im V–Ti-Diagramm (Fig. 4.21a) (nach SHERVAIS, 1982) im Bereich für MOR-Basalte, «back-arc-basin» Basalte und Plateaubasalte zu liegen. Sie überlagern nicht mit dem Feld der Kalkkalibasalte. Nur wenige Proben haben verhältnismässig tiefe V- und plusminus unveränderte Ti-Gehalte und würden mit Alkalibasalten oder «ocean-island» Basalten übereinstimmen. Beide kommen aber gemäss den vorangehenden Diskriminationen (Fig. 4.19, 4.20a und c) als Protolithe nicht in Frage, womit die tieferen V-Konzentrationen kaum magmatischen Prozessen sondern vielmehr sekundären Alterationen zuzuschreiben sind. Der erkennbare Trend zwischen Ti und V ist typisch für tholeiitische Basalte von ozeanischer Herkunft (MOR-Basalte resp. «back-arc-basin» Basalte). Das Cr–Y-Variationsdiagramm (PEARCE, 1982) (Fig. 4.21b) schliesst weiter, deutlicher als das Zr/Y–Zr-Diagramm (Fig. 4.20c), jegliche Art von «volcanic-arc» Basalten als Protolithe weitgehend aus.

Aus den bisherigen Diskriminationen geht hervor, dass es sich bei den metabasischen Gesteinen der nördlichen Cima Lunga-Einheit mit grosser Sicherheit um ehemalige Basalte von mittelozeanischen Rücken (MOR-Basalte) handelt (vgl. auch EVANS et al., 1981). Nach verschiedenen Autoren (z.B. SUN et al., 1979; WOOD et al., 1979) lassen sich jedoch je nach tektonischer Lage und Bildungsbedingungen verschiedene Typen von MOR-Basalten unterscheiden: 1) Basalte von normalen oder «verarmten» Rückensegmenten (N-MORB); 2) Basalte von «angereicherten» oder «plume»-artigen Rückensegmenten (E- oder P-MORB); sowie 3) Basalte intermediärer Zusammensetzung zwischen N- und E-MORB



Figur 4.21: a) Ti–V-Diskriminationsdiagramm nach *SHERVAIS* (1982). Symbole und Feld für die MAR-Basalte wie in Fig. 4.20; Abkürzungen: CAB = Kalkkalibasalte, BAB = «back-arc-basin» Basalte, OIB = «ocean-island» Basalte. Die Metabasika weisen gegenüber den MAR-Basalten zwar etwas tiefere V-Gehalte auf, folgen ansonsten aber mehrheitlich einem Trend, welcher für tholeiitische Basalte ozeanischer Herkunft typisch ist. b) Cr–Y-Diagramm zur Diskrimination von «volcanic-arc» Basalten («island-arc» Tholeiite und Kalkkalibasalte) nach *PEARCE* (1982). Symbole wie in Fig. 4.20; Felder: (1) MORB, (2) «volcanic-arc» Basalte, (3) «within-plate» Basalte. Fast alle Proben fallen in das Feld für MORB.

(«transitional» oder T-MORB). Normale MOR-Basalte sind an den inkompatiblen Elementen (LREE, Sr, K, Rb, Ba, Nb u.a.) verarmt, während E-MORB an diesen angereichert sind. Die verschiedenen MORB-Typen liessen sich in MORB-normierten Multi-



Figur 4.22: Zr–Y–Nb-Diskriminationsdiagramm nach *MESCHÉDE* (1986), unter anderem zur Unterscheidung verschiedener MORB-Typen (N- und E-MORB). Symbole wie in Fig. 4.20. Die Metabasalte plotten sowohl in das Feld von N- als auch in jenes von E-MOR-Basalten und sind somit teilweise an inkompatiblen Elementen wie Nb angereichert.

elementdiagrammen («spider-diagrams») am besten erkennen (SUN et al., 1979; PEARCE, 1982, 1983). Dazu sind im vorliegenden Fall aber einige Elemente (Th, Ta, Hf, REE) nicht gemessen worden, und andere unterliegen einer teilweise starken Veränderung durch sekundäre Alterationsprozesse (z.B. Sr, K, Rb, Ba). Aus diesen Gründen wird hier auf die Anwendung solcher Spider-Diagramme verzichtet.

Nach MESCHÉDE (1986) lassen sich N- und E-MORB-Basalte aber auch anhand eines Dreieckdiagramms mit den generell immobilen Spurenelemente Nb (rel. grosse Messungengenauigkeit bei tiefen Konzentrationen), Zr und Y ermitteln, da Nb in E-MORB gegenüber N-MORB angereichert ist (Fig. 4.22). Die Cima di Gagnone-Metabasalte fallen entweder in das N- oder das E-MORB-Feld. «Within-plate» Alkalibasalte oder «within-plate» Tholeiite können gänzlich ausgeschlossen werden, und «volcanic-arc» Basalte kommen nach Figur 4.21b ebenfalls kaum in Frage. Neben an LREE-verarmten Chondrit-normierten REE-Spektren (typisch für N-MORB) zeigen einige Metarodingite auch flache bis in den LREE schwach ansteigenden REE-Verteilungsmuster (siehe EVANS et al., 1981) und weisen damit eine gewisse Affinität zu E- oder T-Typ MOR-Basalten auf (SUN et al., 1979). Diese Verteilungsmuster lassen sich jedoch ebenso gut auf unterschiedlich starke Differentiation einer konstanten Quelle denn auf verschiedene tektonische Milieus zurückführen, insbesondere da die Metabasika in der nördlichen Cima Lunga-Einheit dicht gedrängt und auf relativ kleinem Raum vorkommen.

4.3.3 Ozeanisch-hydrothermale Alteration: Rodingitisierung

Die vorangegangenen Untersuchungen haben gezeigt, dass es sich bei allen metabasischen Gesteinen der nördlichen Cima Lunga-Einheit, also auch den Metarodingiten und Blackwalls, um ehemalige tholeiitische Basalte von mittelozeanischen Rücken handelt, die unter eher niederen Drucken kristallisiert sind. Die Metarodingite treten dabei ausschliesslich zusammen mit metaultramafischen Gesteinen auf, meistens als boudinierte Gänge im Inneren derselben. Obwohl relativ selten zu beobachten, durchschlagen sie den Lagenbau der Metaultrabasika in meist kleinem Winkel, was auf die starke alpinktektonische Streckung und Parallelisierung zurückzuführen ist. Sie weisen somit eindeutig einen intrusiven Charakter auf (siehe Kapitel 3.2). Ihr Erscheinungsbild gleicht jenem von rodingitisierten basischen Gängen in schwachmetamorphen alpinen und ausseralpinen Serpentinivorkommen (z.B. KEUSEN, 1972; Zusammenfassungen in RÖSLI, 1988, und WIDMER, 1996) sowie jenem von Rodingiten, die zusammen mit Serpentiniten vom Ozeanboden geborgen worden sind (z.B. HONNOREZ & KIRST, 1975). Metabasische Gesteine in den Gneisen und Schiefen sind dagegen ausschliesslich Eklogite, Symplektit-Eklogite oder (Granat-) Amphibolite, aber nie Metarodingite. Die alpine Hochdruckmetamorphose überprägt die mafischen und ultramafischen Gesteine gemeinsam (Kapitel 5). Die am Kontakt zwischen Metarodingiten und Metaperidotiten immer vorkommenden Blackwalls entstehen während der jüngeren amphibolitfazialen Hauptmetamorphose infolge H₂O-Zirkulation statisch aus den Metarodingiten.

Die Rodingitisierung der basischen Gesteine erfolgte somit in Analogie zu anderen Ophiolithvorkommen am ehesten präalpin und könnte durch die alpine Metamorphose verstärkt worden sein (z.B. DEUTSCH, 1979; EVANS et al., 1979). Sie ist eng mit dem Prozess der Serpentinisierung in den umliegenden Ultramafititen verknüpft (siehe Kapitel 4.2.4c); beide Prozesse laufen normalerweise unter ozeanisch-hydrothermalen Bedingungen ab

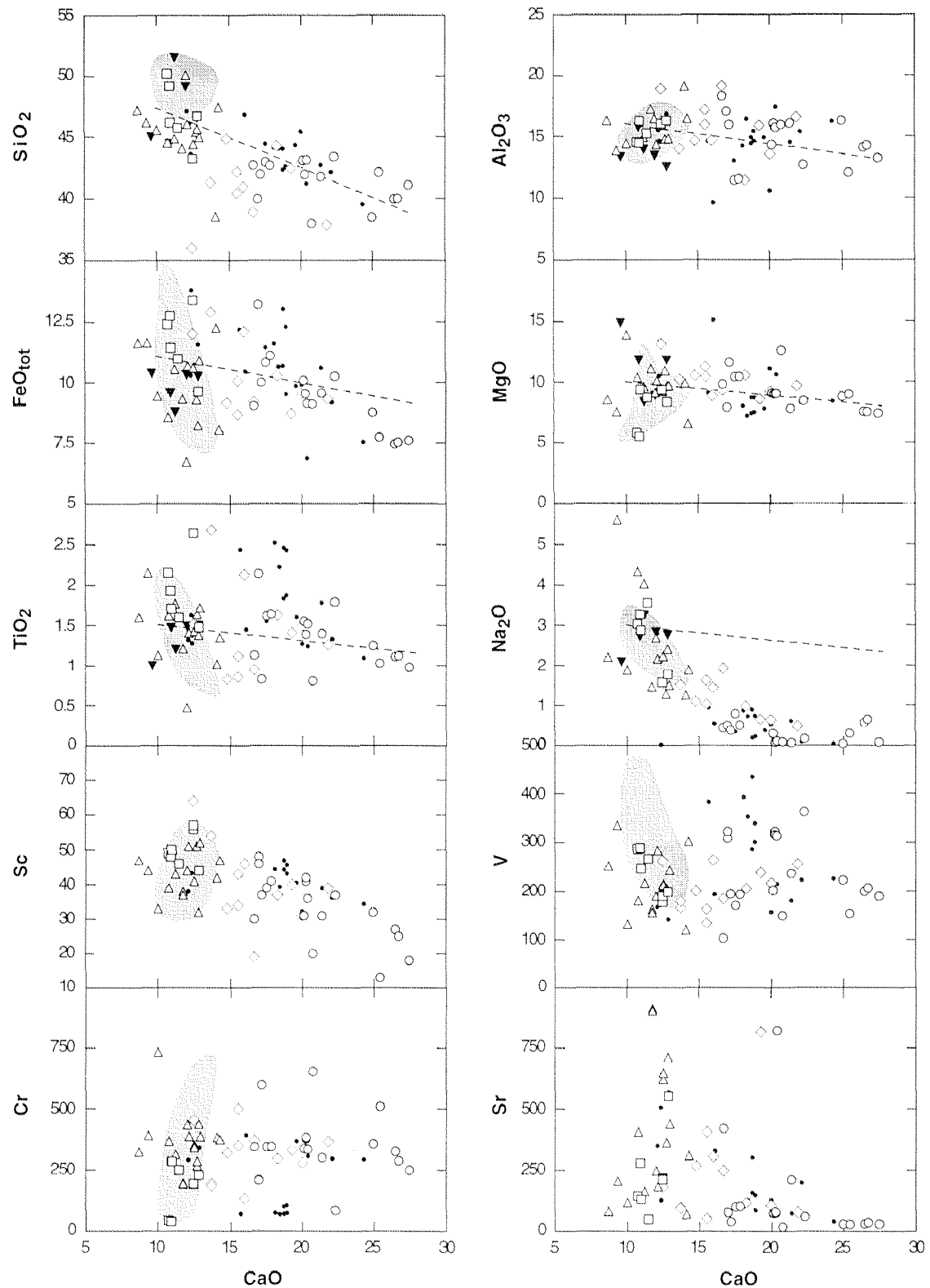
(z.B. HONNOREZ & KIRST, 1975; COLEMAN, 1977; RÖSLI, 1988; WIDMER, 1996). Zirkulierendes Meerwasser löst infolge des Zerfalls von Ca-haltigem Orthopyroxen und bei grösseren Fluidmengen auch von Klinopyroxen Ca aus den ultramafischen Gesteinen und transportiert es zu den benachbarten basischen Gängen, wo Ca aufgrund der veränderten chemischen Bedingungen ausgefällt und Na gelöst wird.

Der Einfluss der Rodingitisierung auf die Haupt- und Spurenelemente lässt sich qualitativ am besten anhand des Vergleichs zwischen Metarodingiten und den MAR-Basalten (SCHILLING et al., 1985) abschätzen (Fig. 4.14, 4.15, 4.16). Auf eine Beurteilung mit Hilfe von Gresensdiagrammen (GRESSENS, 1967) oder Isoconendarstellungen (nach GRANT, 1986) wird hier wie schon bei den Metaultrabasika verzichtet, da weder die genaue Zusammensetzung des basaltischen Protolithen noch dessen Differentiationsgrad bekannt ist. Das Resultat wäre mit grossen Unsicherheiten verbunden und daher eher unbefriedigend (siehe Diskussion in WIDMER, 1996).

In den Metabasika der Cima di Gagnone-Region äussert sich die Rodingitisierung in einem massiven Na₂O- und allenfalls auch K₂O-Verlust und zugleich oft ausgeprägter CaO-Anreicherung (vgl. Fig. 4.14, 4.15). Dies schlägt sich besonders im CaO–Na₂O-Diagramm (Figur 4.23) in einer negativen, vom Trend für einfache Ca-Zufuhr stark abweichenden Korrelation nieder. Der Prozess ist in verschiedenen Proben unterschiedlich weit fortgeschritten, so dass ein gradueller Übergang von Eklogiten zu Metarodingiten ss. erhalten ist. Da der Protolith der Metarodingite wie die Eklogite und Amphibolite basaltische Gesamtgesteinschemie mit CaO zwischen 9 und 13 Gew% und Na₂O zwischen 1.5 und 3.5 Gew% aufgewiesen haben dürfte, stellt der CaO-Gehalt ein Mass für den Grad der Rodingitisierung dar (EVANS et al., 1981). Die am stärksten rodingitisierte Probe zeichnet sich dementsprechend durch die höchste CaO-Konzentration von 27.5 Gew% aus. SiO₂ ist in den Metarodingiten und Blackwalls stärker abgereichert als in Eklogiten und Amphiboliten (Fig. 4.15), folgt aber mit steigendem CaO-Gehalt mehr oder weniger dem «Verdünnungstrend», der aus simpler Ca-Zunahme resultiert (Fig. 4.23). SiO₂ scheint demnach während der Rodingitisierung konserviert worden zu sein und infolge eines anderen, in allen metabasischen Gesteinen wirksamen Prozesses abgenommen zu haben. Die übrigen Hauptelemente nehmen zwar ebenfalls in Relation zum CaO-Anstieg etwas ab, die Trends lassen sich aber vorwiegend mit einfacher CaO-Addition erklären (Fig. 4.15 und 4.23). Nur FeO_{tot} unterliegt für höhere CaO-Gehalte einer geringfügig stärkeren Abnahme.

Die meisten Spurenelemente werden durch den Rodingitisierungsprozess nicht nachweislich verändert (vgl. Fig. 4.16 und 4.23) und scheinen sich immobil verhalten zu haben. Lediglich die Gehalte an Sc und besonders Ga haben in den Metarodingiten teilweise markant abgenommen, was allenfalls auf der Umwandlung von augitischem Klinopyroxen zu Diopsid basieren könnte. Sr streut relativ stark und zeigt keine positive Korrelation mit steigendem CaO respektive zunehmender Rodingitisierung. Daraus haben EVANS et al. (1981) geschlossen, dass Epidot nicht unter den Phasen zu figurieren scheint, die während der Rodingitisierung kristallisieren.

Die Feststellung, dass vorwiegend Na und Ca infolge der Rodingitisierung in den metabasischen Gesteinen verändert werden, während die meisten anderen Elemente nicht betroffen sind, deckt sich ausgezeichnet mit den Beobachtungen von EVANS et al. (1981) und RÖSLI (1988). WIDMER (1996) konnte mittels numerischer Modellierung des Rodingitisierungsprozesses zwar einen Na-Verlust und gleichzeitigen Ca-Anstieg nachvollziehen, ge-



Figur 4.23: Variationen zwischen verschiedenen Haupt- und Spurenelementen und CaO (in Gew% resp. ppm). Symbole und Felder wie in Fig. 4.15 und 4.20. Die eingezeichneten Trends (gestrichelte Linien) zeigen die Auswirkungen einer einfachen Ca-Zufuhr auf die Konzentrationen der übrigen Hauptelemente. Abgesehen von CaO, Na₂O, Sc und allenfalls SiO₂ werden die Elementgehalte von der Rodingitisierung nicht wesentlich beeinflusst.

langte aber nicht zu eigentlichen rodingitischen Zusammensetzungen. Nach RÖSLI (1988) läuft die Rodingitisierung bei plusminus konstantem Volumen ab. Die Ca-Zunahme muss

somit durch eine parallel laufende Abnahme in den Alkalien und eventuell geringe Schwankungen in weiteren Elementen wie Si, Mg und insbesondere Fe ausbalanciert werden (Fig. 4.23; EVANS et al., 1981).

Bei einer ozeanisch-hydrothermalen Alteration von basischen Gesteinen können neben der Rodingitisierung weitere Metasomatoseprozesse ablaufen, die infolge einer Reaktion mit zirkulierendem Meerwasser zur Zersetzung der magmatischen Mineralogie unter zeolith- bis grünschieferfaziellen Bedingungen führen. Diese lassen sich sowohl in zahlreichen fossilen Ophiolithvorkommen weltweit als auch teilweise in frischen basaltischen Proben vom Ozeanboden nachweisen und sowohl experimentell wie auch mittels Modellrechnungen nachvollziehen. Eine eingehende Diskussion dieser Prozesse findet sich bei WIDMER (1996). Nachfolgend soll geprüft werden, ob sie neben der Rodingitisierung in den Metabasika der nördlichen Cima Lunga-Einheit auch anzutreffen sind. Zu diesen Alterationsprozessen gehören (nach WIDMER, 1996, und weiteren Referenzen darin):

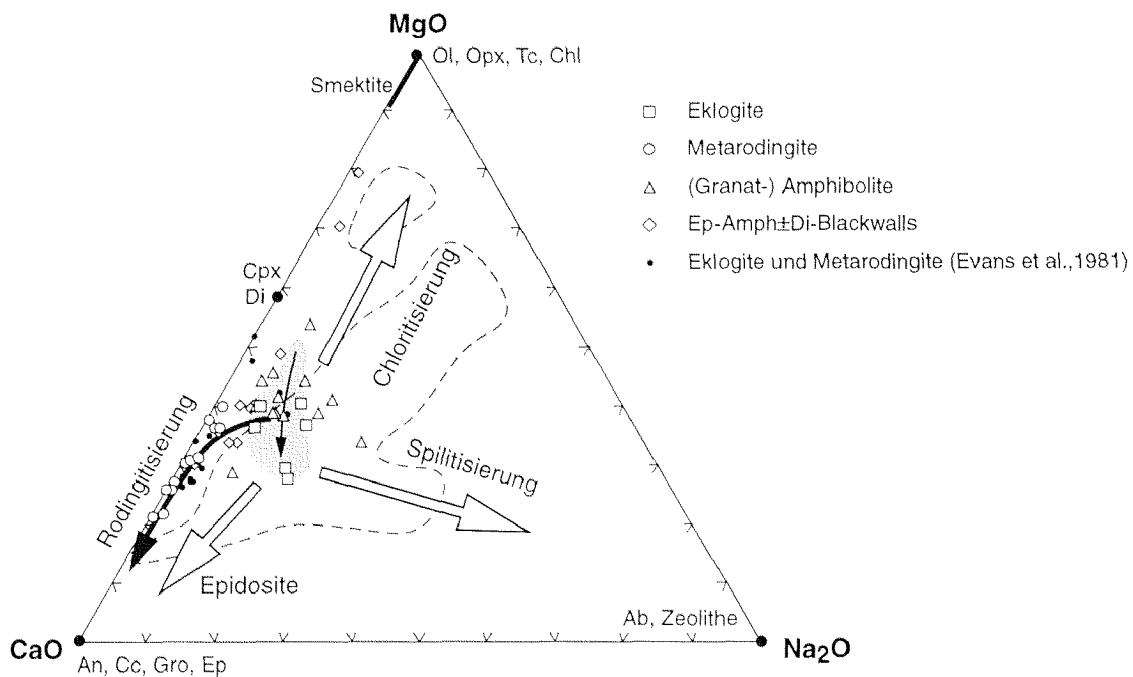
- *Chloritisierung (Mg₊₁Ca₋₁-Metasomatose):*
Mg-Anreicherung und gleichzeitige Ca-Verarmung durch das zirkulierende Meerwasser unter erhöhten Temperaturen (100–300 °C); führt zur Ausbildung einer typischen grünschieferfaziellen Mineralogie, bestehend aus Chlorit, Smektiten und allenfalls Talk. Chlorit und Smektite ersetzen dabei Olivin, Pyroxen und glasige Bereiche (vgl. z.B. MOTTI, 1983).
- *Spilitisierung (Na-Metasomatose):*
Teilweise starke Na-Anreicherung und meist leichter Ca-Verlust aufgrund einer Albitisierung der magmatischen Plagioklase, wobei Al konserviert wird. Spilite sind zwar in fossilen Ophiolithen recht häufig, konnten bisher am Ozeanboden jedoch noch nicht eindeutig verifiziert werden. Ihr Entstehungsmechanismus ist noch weitgehend unklar. Experimentell liessen sie sich nur mit konzentrierten NaCl-Lösungen erzeugen (~350 °C, SEYFRIED et al., 1988).
- *Epidosite (Ca-Metasomatose):*
Ca-Anreicherung infolge einer Reaktion mit Ca-reichem Fluid (alteriertes Meerwasser) unter hohen Temperaturen (300–400 °C) an der Basis des «sheeted dyke»-Komplexes; Zersetzung der Anorthit-Komponente in Plagioklas unter Bildung von Klinozoisit. Na wird weniger stark abgereichert als bei der Rodingitisierung (z.B. SEYFRIED et al., 1988).

Nach WIDMER (1996) lassen sich diese ozeanischen Metasomatoseprozesse (inkl. der Rodingitisierung) und die daraus resultierenden Trends am besten im Dreieck MgO–CaO–Na₂O darstellen (Fig. 4.24). Zum Vergleich sind in dieses Diagramm sowohl die Metasomatostrends der Zermatt-Saas Metabasika stellvertretend für alle anderen fossilen Ophiolithe und für frische ozeanisch alterierte Basalte (Daten aus WIDMER, 1996) wie auch das Feld für die MAR-Basalte (SCHILLING et al., 1985), die keine ozeanische Alteration aufweisen, eingezeichnet. Die Eklogite und (Granat-) Amphibolite der nördlichen Cima Lunga-Einheit fallen mehrheitlich in den Bereich der MAR-Basalte und dürften somit ozeanisch kaum beeinflusst worden sein. Einige Amphibolite sind geringfügig an Na₂O angereichert, was allenfalls ein Hinweis auf eine Spilitisierung sein könnte. Andererseits wäre es aber auch denkbar, dass diese leicht höheren Na-Gehalte auf die alpine Metamorphose zurückgehen. Die Rodingitisierung (Na-Ca-Metasomatose) ist dagegen der klar dominierende, ozeanische Alterationsprozess, verbunden mit einem raschen Na-Verlust und unterschiedlich starker Ca-Zunahme. Der Rodingitisierungstrend resultiert aus einem Zerfall

der Albit-Komponente im magmatischen Plagioklas und der Bildung von Klinozoisit/Epidot (nach Plagioklas), Diopsid sowie teilweise Hydrogrossular, Vesuvian, Titanit und Calcit. Epidosite oder chloritisierte basaltische Gesteine sind im Gegensatz zu normalen Ophiolithen überhaupt nicht vertreten. Die zwei MgO-reichen Blackwalls entsprechen sehr wahrscheinlich alpin entstandenen Kontaktgesteinen zwischen Metarodingiten und benachbarten Metaperidotiten und kaum wirklichen ozeanischen Alterationsprodukten.

Im Unterschied zu anderen Ophiolithvorkommen wie zum Beispiel der Zermatt-Saas-Zone (WIDMER, 1996) herrscht in den Metabasika der nördlichen Cima Lunga-Einheit der Rodingitisierungsprozess vor. Ähnlich wie in der Malenco-Forno-Einheit (PUSCHNIG, 1998) könnte diese Tatsache darin begründet sein, dass in der Cima Lunga-Einheit relativ grosse Mengen an Ultramafititen, für welche sich eine Serpentinisierung nachweisen lässt (vgl. Kapitel 4.2), mit recht kleinen Volumina an Metabasalten koexistieren. Bei der Serpentinisierung der Ultramafitite werden grosse Mengen an Ca und nur wenig Na freigesetzt und durch das hydrothermale Fluid (zur Hauptsache Meerwasser) zu den basischen Gängen transportiert, wo es zu deren Rodingitisierung beiträgt. Mg, das für den Chloritisierungsprozess von Bedeutung wäre, hat sich sowohl in den Metabasika (Fig. 4.23) wie auch in den Metaperidotiten (Fig. 4.3) als mehrheitlich immobil erwiesen.

Serpentinisierung und Rodingitisierung erfolgen wahrscheinlich bevorzugt entlang von tektonisch aktiven Störungszonen am Ozeanboden. Dort kann einerseits Meerwasser entlang von Brüchen und Klüften erleichtert in die ozeanische Kruste eindringen. Andererseits



Figur 4.24: Chemographisches Dreiecksdiagramm zwischen den Elementen MgO, CaO und Na₂O (in Gew%) zur Darstellung der verschiedenen, ozeanisch-hydrothermalen Alterationstrends (Rodingitisierung: dicker schwarzer Pfeil; Chloritisierung, Spilitisierung und Bildung von Epidositen: weisse Pfeile; nach WIDMER, 1996). Symbole wie in Fig. 4.14. Zum Vergleich sind der Bereich der unalterierten MAR-Basalte (graues Feld, SCHILLING et al., 1985; der dünne Pfeil zeigt deren Differentiation), das Feld für metabasische Proben der Zermatt-Saas-Zone (gestrichelte Linie, WIDMER, 1996) sowie einige magmatische, zeolith- und grünschieferfazielle Minerale eingetragen. Der Rodingitisierungsprozess dominiert in den Metabasika der Cima Lunga-Einheit und lässt sich durch den Zerfall der Ab-Komponente im Plagioklas und die Bildung von Ep/Klzo, Gro, Di und ev. Cc und An erklären.

wird der normale Aufbau der ozeanischen Kruste verändert, indem ultramafische Gesteine entlang von grossen Abschiebungen nahe an die Oberfläche gehoben werden können (z.B. Ligurische Tethys: LEMOINE et al., 1987; Zermatt-Saas-Zone: WIDMER, 1996; Galicia-Margin: BOILLOT et al., 1995a). Das eindringende Meerwasser erhitzt sich und führt ausgehend von solchen Schwächezonen zur ozeanischen Alteration der basischen und ultrabasischen Gesteine.

4.3.4 Einfluss der alpinen Metamorphose (H₂O-Metasomatose)

Eine chemische Veränderung der Metabasika, welche mit Sicherheit auf die alpinen Metamorphosephasen (frühalpine Hochdruckphase und nachfolgende amphibolitfazielle Phase) zurückgeht, ist zwar nur schwer festzustellen, dürfte generell aber, wie auch in den assoziierten Metaperidotiten (Kapitel 4.2.4d), eher gering sein, da die chemischen Signaturen meist recht gut mit jenen von frischen MAR-Basalten (SCHILLING et al., 1985) übereinstimmen und noch magmatischen Trends entsprechen (vgl. Fig. 4.14, 4.15 und 4.16; sowie EVANS et al., 1979, 1981). Die grössten Abweichungen von diesen Trends lassen sich weitgehend auf den Rodingitisierungsprozess zurückführen.

Unter der Annahme, dass die Eklogite und die Metarodingite von der jüngeren amphibolitfaziellen Metamorphose kaum betroffen sind, kann der Einfluss der Hochdruckphase anhand eines Vergleichs derselben mit den MAR-Basalten abgeschätzt werden. Falls Eklogite und Metarodingite in gleicher Weise vom MARB-Feld abweichen, dürfte dies eher alpin und weniger ozeanisch bedingt sein. Die Ca-Anreicherung in den Metarodingiten könnte durch die prograde Metamorphose während der Subduktion der ozeanischen Suite und die damit verbundenen Entwässerungsreaktionen verstärkt worden sein, wobei Ca durch das Fluid von den Serpentiniten zu den basischen Gängen transportiert worden wäre. Auf diese Weise entstandene Metarodingite sind schon öfters aus alpinen Ophiolithvorkommen beschrieben und diskutiert worden (z.B. DEUTSCH, 1979; DIETRICH et al., 1986; RÖSLI, 1988). Auf die Cima di Gagnone-Metarodingite scheint dies jedoch eher weniger zuzutreffen, da die alpine Überprägung in den Ultramafititen weitgehend isochemisch abläuft. Weiter fällt der SiO₂-Gehalt nicht nur in Metarodingiten und Blackwalls, sondern auch in Eklogiten und Amphiboliten gegenüber normalen MOR-Basalten eher zu tief aus. Dies lässt sich nicht nur mit Verdünnungseffekten infolge Ca-Zufuhr erklären, sondern scheint auf einer tatsächlichen SiO₂-Abreicherung zu beruhen. Da die Amphibolite und Blackwalls die gleichen SiO₂-Signaturen wie die Eklogite und Metarodingite aufweisen, müsste der SiO₂-Verlust während der Hochdruckphase aufgetreten sein, wobei die Metabasika allenfalls SiO₂ an die Metaperidotite oder das Fluid verloren haben. Eine SiO₂-Zufuhr aus den sauren Nebengesteinen kann nicht festgestellt werden.

Der Einfluss der retrograden amphibolitfaziellen Hauptmetamorphose auf die Gesamtgesteinschemie der Metabasika ist im allgemeinen als gering zu bezeichnen, da die (Granat-) Amphibolite und die Blackwalls mehrheitlich denselben chemischen Variationen wie die Eklogite und Metarodingite unterliegen (vgl. Fig. 4.14 bis 4.18). Von den Hauptelementen sind vor allem die Alkalien Na und K mobil gewesen, während besonders MgO, TiO₂ und P₂O₅, aber auch Al₂O₃ und MnO kaum betroffen sind. In einigen Amphiboliten äussert sich die Alkalienmobilität in einer manchmal starken Anreicherung von Na und vor allem K aus den umliegenden sauren Gneisen und Schiefnern (Fig. 4.14 und 4.15). Ca tendiert bei

der Blackwallbildung dazu, das extreme Konzentrationsgefälle zwischen Metarodingiten und Metaperidotiten durch Ca-Diffusion auszugleichen. Damit würden sich die gegenüber den Metarodingiten allgemein schwach tieferen Ca-Gehalte der meisten Blackwalls erklären lassen (vgl. Fig. 4.15 und 4.23).

4.3.5 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Sowohl die Eklogite und (Granat-) Amphibolite als auch die Metarodingite und Blackwalls der nördlichen Cima Lunga-Einheit entsprechen in ihrer chemischen Zusammensetzung mehrheitlich ehemaligen tholeiitischen Basalten. Die meisten Haupt- und Spurenelemente (besonders MgO, FeO_{tot}, TiO₂, P₂O₅, Zr, Y und Nb, aber auch Al₂O₃, Sc, V, Cr, Ni und in Eklogiten und Amphiboliten ebenfalls CaO) zeigen trotz starker ozeanischer und mehrphasiger alpiner Überprägung nach wie vor die magmatischen Differentiationssignale und stimmen teilweise ausgezeichnet mit den Trends von unalterierten MAR-Basalten überein (SCHILLING et al., 1985). Diese Differentiationstrends sind konsistent mit fraktionierter Kristallisation von Plagioklas, Olivin und Klinopyroxen. Relativ flache REE-Spektren sowie das inkompatible Verhalten von Y und anderen Spurenelementen sprechen gegen eine Beteiligung von Granat oder Orthopyroxen bei der magmatischen Entwicklung der Protolithen (EVANS et al., 1981). Plagioklas dominiert unter den kristallisierenden Phasen, was auf eine Fraktionierung unter tiefen Drucken nahe der Ozeanoberfläche hinweist. Die gute Übereinstimmung mit den MAR-Basalten sowie die teilweise negativen Eu-Anomalien (EVANS et al., 1981) in einigen Metarodingiten bestätigen diese Annahme.

Verschiedene Diskriminationen anhand der inkompatiblen und generell immobilen Spurenelemente Ti, Zr, Y, Nb, P, Cr, Ni und V belegen, dass es sich bei den metabasischen Gesteinen der nördlichen Cima Lunga-Einheit um MOR-Basalte handelt. Nur einige Amphibolite zeigen in ihren Y-Gehalten eine gewisse Affinität zu «within-plate» Basalten. Teilweise leicht erhöhte Nb-Konzentrationen (MESCHÉDE, 1986) sowie flache bis in den LREE schwach ansteigende REE-Verteilungsmuster (EVANS et al., 1981) lassen zwar gewisse Affinitäten zu T- oder E-Typ MOR-Basalten (z.B. SUN et al., 1979; WOOD et al., 1979) erkennen, dürften jedoch eher auf stärkere Differentiation der aus einer konstanten Quelle stammenden Schmelze zurückzuführen sein.

Die Rodingitisierung der basischen Gänge innerhalb der ultramafischen Linsen geht auf eine ozeanisch-hydrothermale Alteration zurück und ist eng mit der Serpentinisierung der angrenzenden Peridotite verknüpft (z.B. RÖSLI, 1988; WIDMER, 1996). Sie äussert sich insbesondere in einem ausgeprägten Na- und allenfalls K-Verlust und unterschiedlich starker Ca-Zunahme, so dass ein gradueller Übergang von Eklogiten zu Metarodingiten beobachtet werden kann. Die restlichen Haupt- und Spurenelemente sind dabei mehr oder weniger unverändert geblieben. Eine allfällige Konzentrationsabnahme mit steigendem Rodingitisierungsgrad lässt sich mit zunehmender Verdünnung infolge einfacher Ca-Addition erklären. Andere Metasomatoseprozesse wie Chloritisierung, Spillitisierung oder Bildung von Epidositen, die neben der Rodingitisierung bei einer ozeanisch-hydrothermalen Alteration auftreten können und in zahlreichen alpinen Ophiolithen vertreten sind (z.B. WIDMER, 1996), lassen sich in den Cima di Gagnone-Metabasika nicht nachweisen. Diese Dominanz der Rodingitisierung dürfte mit der Koexistenz von grossen Mengen an partiell serpentinisierten Ultramafiten und kleinen Volumina von basaltischen Gängen zusammenhängen.

Die mehrphasige alpine Metamorphose und die damit einhergehende H₂O-Metasomatose hat die chemische Zusammensetzung der Metabasika nur unwesentlich verändert und darf daher wie in den Metaultrabasika als mehr oder weniger isochemisch angesehen werden. SiO₂ scheint während der Hochdruckphase abgenommen zu haben; die Alkalien, Sr, Ba und allenfalls auch Ca und V könnten weiter mobil gewesen sein. Die grössten Veränderungen sind auf metasomatisch entstandene Kontaktzonen zwischen Metarodingiten und Ultramafititen sowie zwischen Eklogiten respektive (Granat-) Amphiboliten und Gneisen beschränkt.

4.4 Diopsid-Kalksilikatfelse – Hinweise auf Metaophikarbonate

Diopsid-reiche Kalksilikatfelse treten in der nördlichen Cima Lunga-Einheit in zwei unterschiedlichen Varietäten auf: (i) als äusserst grobkörnige, recht monotone Gesteine bestehend aus bis zu 80 Vol% Diopsid von teils über 10 cm Länge, und (ii) als sehr feinkörnige Diopsid-Plagioklas-Felse mit Amphibolflasern (vgl. Kapitel 5.5). Beide Typen sind an die mafisch-ultramafischen Gesteinsuiten gebunden und lassen strukturell manchmal noch primäre sedimentäre oder tektonische Kontakte zu den Metaperidotiten erahnen (siehe Kapitel 2 und 3.2.3, Fig. 3.6). Eingeschlossene Metarodingit-Fragmente weisen auf einen brekziösen Ursprung dieser Lithologien hin.

Diese Kalksilikatfelse sind in früheren Arbeiten kaum erwähnt und teilweise als alpine Metasomatoseprodukte der stellenweise vorkommenden, unreinen Calcitmarmore in Zusammenhang mit einer Mg-Zufuhr aus den benachbarten Metaperidotiten und gleichzeitiger Dekarbonatisierung betrachtet worden (z.B. STÄUBLE, 1978; SCHLÄPFER, 1979; EVANS et al., 1979). Erst in jüngster Zeit haben sie mehr Beachtung gefunden (GROND, 1994; WAHL, 1994; NEUENSCHWANDER, 1996) und sind auch chemisch untersucht worden (NEUENSCHWANDER, 1996; PFIFFNER, 1996; PFIFFNER & TROMMSDORFF, 1997).

Dieses Kapitel befasst sich in erster Linie mit der chemischen Zusammensetzung der grob- und feinkörnigen, Diopsid-reichen Kalksilikatfelse; eine eingehendere petrographische Charakterisierung findet sich in Kapitel 5.6. Auf diese Weise soll festgestellt werden, ob es sich bei diesen Gesteinen um metasomatisch veränderte Metabasika oder Metaultrabasika oder um ehemalige sedimentär respektive tektonisch entstandene, karbonatführende Serpentinbrekzien handelt (Meta-Ophikarbonate). Dazu werden sie mit unterschiedlich stark karbonathaltigen Serpentinbrekzien und submarinen Ablagerungen auf Ultramafititen, die am Ozeanboden erbohrt wurden (frische Ophikarbonate: Iberische Abyssalebene, ODP leg 149, Bohrlöcher 897 und 899; SAWYER et al., 1994), sowie mit zwei Proben von Ophibrekzien aus dem Malenco-Serpentinikörper verglichen (Ventina-Ophikarbonatzone, POZZORINI, 1996). Weiter soll abgeklärt werden, ob ozeanische und/oder alpine Alterationsprozesse auch in diesen Gesteinen Spuren hinterlassen haben.

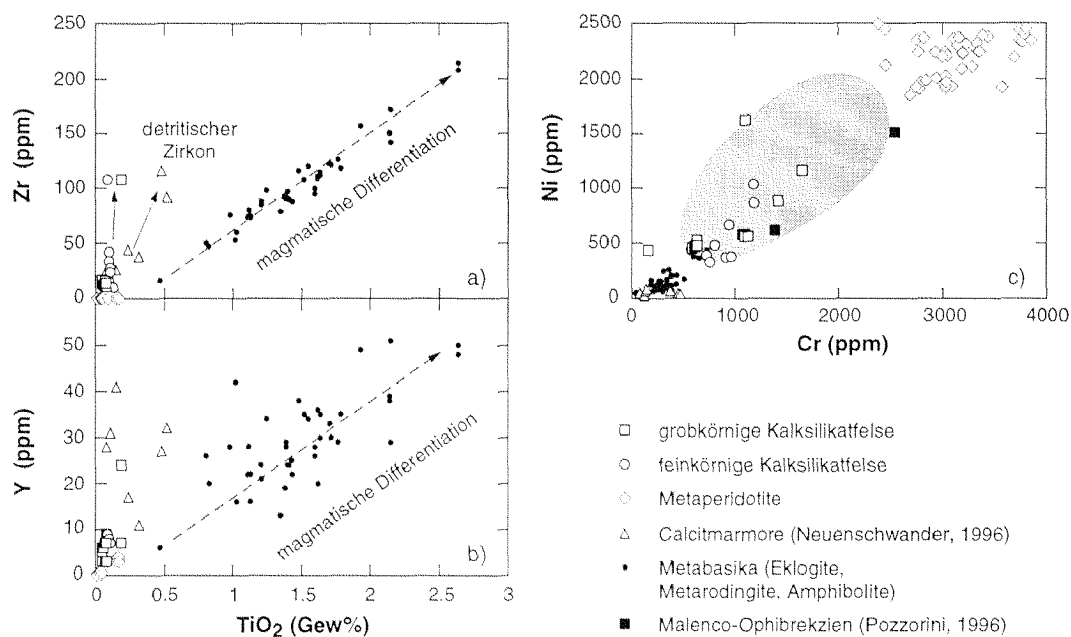
4.4.1 Chemische Zusammensetzung der Diopsid-Kalksilikatfelse

In den folgenden Diagrammen sind die grob- und feinkörnigen Kalksilikatfelse jeweils zusammen mit chemischen Analysen der koexistierenden Metaperidotite (CO₂-arme Lherzolithe und

Harzburgite, Kapitel 4.2), Metabasika (Eklogite, Metarodingite und Amphibolite, Kapitel 4.3) und Calcitmarmore (total 7 Analysen; NEUENSCHWANDER, 1996; SCHLÄPFER, 1979) dargestellt. Da die verschiedenen Lithologien naturgemäss stark unterschiedliche CO_2 - und H_2O -Anteile aufweisen, sind dabei, wie bereits bei der Untersuchung der Metaultrabasika, ausschliesslich volatilfrei gerechnete Haupt- und Spurenelementgehalte verwendet worden.

Ein allfälliger basaltischer Protolith der Kalksilikafelse liesse sich am ehesten anhand der inkompatiblen und generell immobilten Spurenelemente TiO_2 , Zr und Y identifizieren, die sich mit zunehmender Differentiation in der Schmelze konzentrieren würden. Die metabasischen Gesteine folgen dementsprechend sowohl im Zr– TiO_2 - als auch im Y– TiO_2 -Diagramm (Fig. 4.25a/b) einem deutlich linearen Differentiationstrend und unterscheiden sich ganz klar von den anderen Gesteinstypen (vgl. mit Fig. 4.17, Kapitel 4.3.1). Die Kalksilikafelse zeichnen sich dagegen durch allgemein tiefere TiO_2 - (0.04–0.13 Gew%), Zr- (10–35 ppm) und Y-Gehalte (5–10 ppm) mit Proportionen ähnlich wie in Calcitmarmoren und Metaperidotiten aus (vgl. auch folgende Ausführungen). Sie entsprechen somit kaum metasomatisch veränderten basischen Gesteinen, sondern weisen wie die Calcitmarmore einen sedimentären Charakter auf oder repräsentieren chemisch umgewandelte oder tektonisch zerbrochene Ultramafitite. Die etwas erhöhten Zr-Konzentrationen einiger Kalksilikate und Calcitmarmore lassen sich eventuell auf selten enthaltene, detritische Zirkonkörner zurückführen.

Weiter haben sowohl feinkörnige wie auch grobkörnige Kalksilikafelse im Vergleich zu Calcitmarmoren und Metabasika allgemein hohe Cr- (500–1600 ppm) und Ni-Anteile (300–1600 ppm) und stimmen ausgezeichnet mit dem Bereich für ozeanische, karbonatführende Serpentinbrekzien und submarine «debris-flow» Ablagerungen auf Ultramafititen



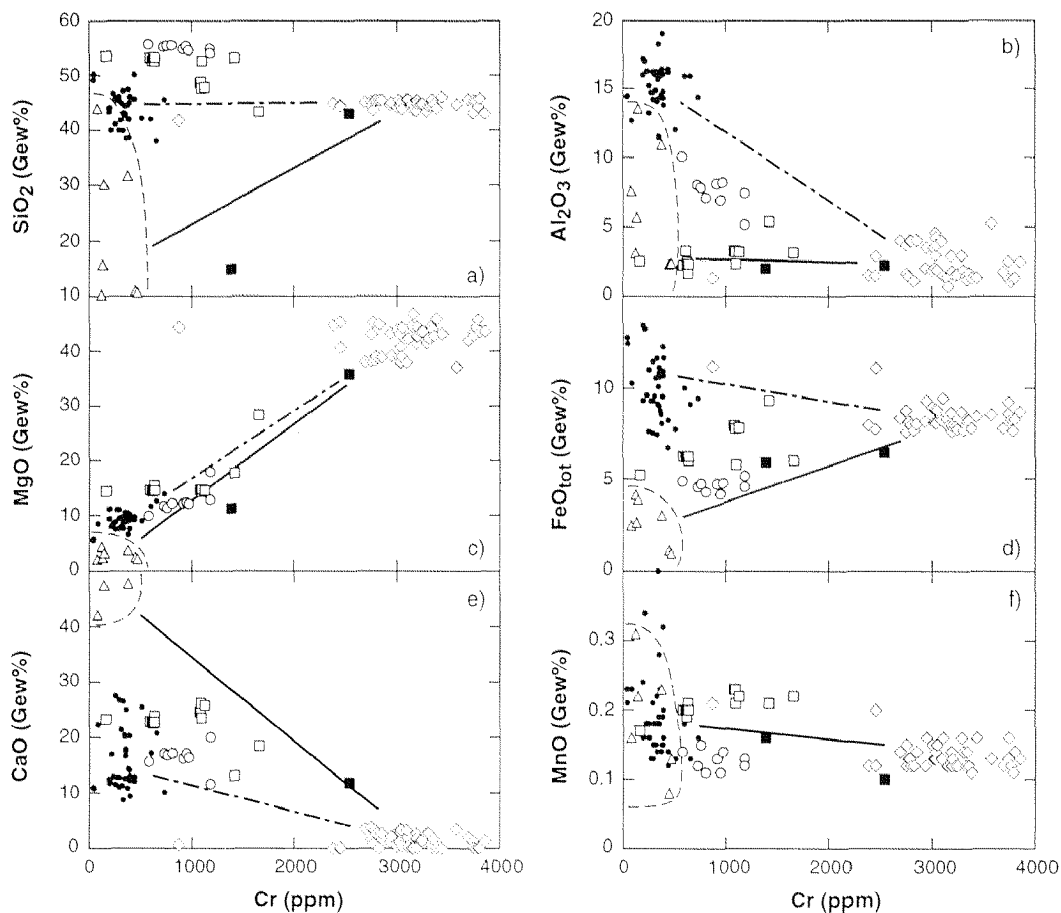
Figur 4.25: Variationen von Zr und Y gegen TiO_2 (a und b) sowie zwischen Cr und Ni (c) für grob- und feinkörnige, Diopsid-reiche Kalksilikafelse und mit diesen koexistierende lithologische Einheiten. Die Kalksilikate weichen bezüglich Zr, Y und TiO_2 klar von den magmatischen Differentiationstrends der Metabasika (gestrichelte Pfeile) ab und zeigen deutliche Affinitäten zu Metaperidotiten und Calcitmarmoren. Im Cr–Ni-Diagramm überlagern sie ausgezeichnet mit dem Bereich für frische Ophikarbonate vom Ozeanboden (graues Feld, SAWYER et al., 1994) und weisen intermediäre Zusammensetzungen zwischen Calcitmarmoren respektive Metabasika und Metaperidotiten auf.

überein (Fig. 4.25c) (SAWYER et al., 1994). Dasselbe trifft auch auf die beiden Ophibrekzien aus dem Malenco-Gebiet zu (POZZORINI, 1996). Die Diopsid-Kalksilikatfelse aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit zeichnen sich somit durch eine intermediäre Zusammensetzung zwischen Calcitmarmoren respektive metabasischen Gesteinen und Metaperidotiten aus.

Da erhöhte Cr- und Ni-Konzentrationen typisch für die Kalksilikatfelse zu sein scheinen, sind zu deren weiterer Charakterisierung in den Figuren 4.26 und 4.27 verschiedene Haupt- und Spurenelemente gegen Cr aufgetragen. Dabei sollen auch chemische Unterschiede und Parallelen zwischen den feinkörnigen und den grobkörnigen Typen aufgezeigt und diskutiert werden. Die eingezeichneten Verbindungslinien stellen mittlere Mischungsprodukte zwischen karbonatischen Metasedimenten respektive metabasischen Gesteinen und Metaperidotiten dar. Kalksilikatfelse, die in den Bereich der jeweiligen Trends fallen, können somit chemische oder mechanische Mischungen zwischen den entsprechenden Lithologien repräsentieren.

Hauptelemente gegen Cr (Fig. 4.26)

Die meisten Hauptelemente unterliegen einer grossen Variationsbreite und weisen Proportionen ähnlich zu Diopsid auf (vgl. Fig. 4.29), dem sowohl in grobkörnigen als auch in



Figur 4.26: Variationsdiagramme zwischen verschiedenen Hauptelementen und Cr. Symbole für die einzelnen Lithologien analog zu Fig. 4.25. Die dünne gestrichelte Linie begrenzt das Feld der Calcitmarmore; die dicken Linien entsprechen durchschnittlichen Mischrends zwischen Metaperidotiten und Calcitmarmoren (ausgezogen) respektive Metabasika (gestrichelt). Die Kalksilikatfelse liegen mit Ausnahme von SiO_2 vorwiegend auf oder zwischen diesen Trends und können Mischungen aus Karbonaten, Basika und Ultrabasika darstellen.

feinkörnigen Kalksilikaten dominierenden Mineral. Mit Ausnahme der SiO_2 -Gehalte, die gegenüber den anderen Gesteinstypen markant höher ausfallen, bewegen sich ihre Konzentrationen in denjenigen Bereichen, welche die möglichen Mischzusammensetzungen zwischen Karbonaten respektive Basika und Ultrabasika abdecken (Fig. 4.26). Während die CaO-, MgO- und MnO-Anteile der Kalksilikatfelse im Rahmen der metabasischen Gesteine liegen, sind die Al_2O_3 - und FeO_{tot} -Gehalte zum Teil deutlich tiefer und deuten auf eine Vermischung mit karbonatischen Komponenten hin.

Verglichen mit den grobkörnigen Kalksilikaten sind die feinkörnigen an Al_2O_3 und besonders Na_2O angereichert und zugleich etwas an CaO, FeO_{tot} und MnO verarmt (siehe auch Fig. 4.28). SiO_2 und MgO bewegen sich in beiden Gesteinstypen in denselben Grössenordnungen. Vor allem die Abweichungen in Al_2O_3 , Na_2O und CaO könnten auf eine Vermischung mit kleinen Anteilen basischer Komponenten zurückgehen. Die grobkörnigen Kalksilikatfelse stammen dagegen aus einer reineren Mischung zwischen Calcitmarmoren und Metaperidotiten.

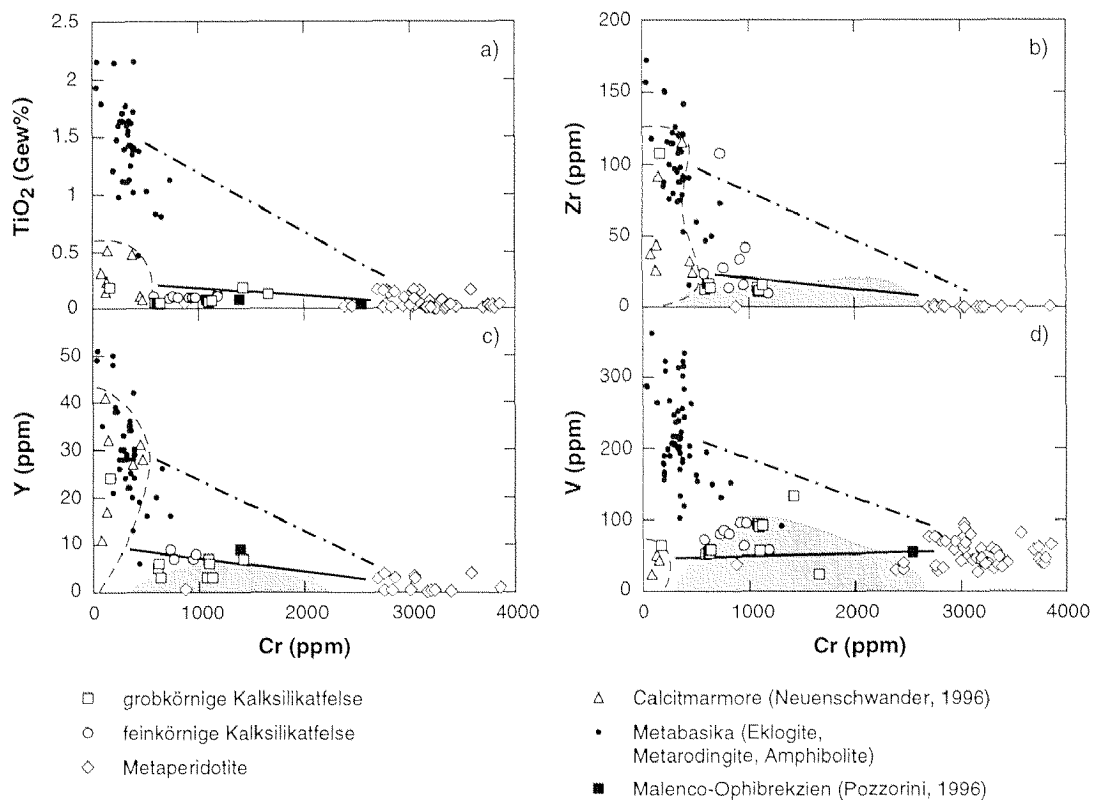
Anhand der Hauptelemente allein sind offensichtlich noch keine sicheren Aussagen zu den Bildungsmechanismen und zum Protolith der Kalksilikatfelse möglich. Verschiedene Elementvariationen bestätigen zwar die Annahme, dass diese Gesteine Mischungsprodukten von Calcitmarmoren oder Metabasika mit Metaultrabasika gleichkommen. Jedoch ist nicht gesichert, dass die grobkörnigen und die feinkörnigen Kalksilikatfelse tatsächlich dieselbe Entstehungsgeschichte aufweisen.

Immobilisierte Spurenelemente TiO_2 , Zr, Y und V gegen Cr (Fig. 4.27)

Die Spurenelemente Ti, Zr, Y und V sowie Cr und Ni haben sich in den metabasischen und metaultrabasischen Gesteinen als während sekundären Alterationsprozessen mehrheitlich immobil erwiesen (Diskussionen in Kapitel 4.2 und 4.3). Sie dürften auch in den mit diesen vergesellschafteten Kalksilikatfelsen nur unwesentlich stärker verändert worden sein und sollten somit die zuverlässigsten Aussagen über deren Herkunft zulassen. In den Variationsdiagrammen in Figur 4.27 verhalten sich die grob- und feinkörnigen Kalksilikatfelse klar äquivalent und weisen wie die Calcitmarmore und die Metaperidotite allgemein tiefe TiO_2 -, Zr-, Y- und V- sowie hohe Cr-Gehalte auf (vgl. auch Fig. 4.25a/b). Sie überlagern zum Teil ausgezeichnet mit den Feldern für ozeanische Serpentinbrekzien und fallen wie die beiden Malenco-Ophikarbonate hervorragend auf die Mischrends zwischen den koexistierenden Metaperidotiten und Calcitmarmoren. Die metabasischen Gesteine sind dagegen durch markant höhere TiO_2 -, Zr-, Y- und V-Konzentrationen und recht tiefe Cr-Anteile gekennzeichnet und weichen deutlich von dieser Mischungslinie ab.

Nach ihrer chemischen Zusammensetzung entsprechen die Diopsid-reichen Kalksilikatfelse Mischungsprodukten zwischen Ultramafititen und karbonatischen Sedimenten in variierenden Verhältnissen und stellen am ehesten Relikte ehemaliger Ophikarbonate dar. Ein geringer Anteil an basischen Komponenten, beispielsweise in der Form weiterer unerkannt kleiner Metarodinit-Bruchstücke, kann besonders im Falle der feinkörnigen Kalksilikatfelse nicht ausgeschlossen werden. Diese Ophikarbonate können sich sowohl tektonisch infolge spröder Deformation bei der Exhumation der ultramafischen Gesteine wie auch sedimentär entweder als Bruchfüllungen in ozeanischen Bruchzonen oder als submarine Ablagerungen auf die freigelegten Ultrabasika gebildet haben. Die aus den chemischen Zusammensetzungen gewonnenen Resultate erhärten somit die anhand spärlicher

Feldbeobachtungen (Kapitel 3.2.3) geozogene Hypothese über die Herkunft der Diopsidreichen Kalksilikatfelse.

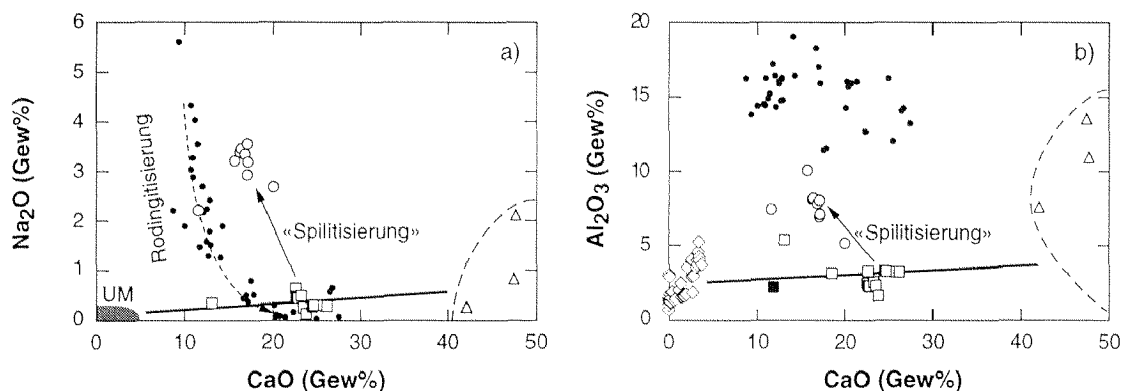


Figur 4.27: Variationen der immobilen Spurenelemente TiO₂, Zr, Y und V gegen Cr (alle volatilfrei). Felder und Mischrends wie in Fig. 4.26. Grob- und feinkörnige Kalksilikatfelse verhalten sich äquivalent und stellen wie die frischen Ophikarbonate Mischungsprodukte aus Calcitmarmoren und Metaultramafititen ohne erkennbaren basischen Einfluss dar.

4.4.2 Spuren sekundärer Alterationsprozesse

Da die Meta-Ophikarbonate bei der ozeanischen Krustenentwicklung entstanden sein dürften, soll im folgenden abgeklärt werden, ob ozeanisch-hydrothermale Alterationsprozesse und/oder die alpine Metamorphoseüberprägung wie in den koexistierenden metabasischen und metaultrabasischen Gesteinen auch in den Kalksilikatfelsen nachweisbare Spuren hinterlassen haben. Die basischen und ultrabasischen Komponenten sind ziemlich sicher unter ozeanischen Bedingungen rodingitisiert respektive serpentiniert worden, wie die teilweise vorkommenden Metarodingit-Fragmente in den grobkörnigen Kalksilikatfelsen belegen. Die Serpentinisierung der ultramafischen Bestandteile kann mit einer leichten SiO₂-Zunahme verbunden sein (vgl. Ausführungen in Kapitel 4.2.4c und Fig. 4.3), womit sich die massiv erhöhten SiO₂-Gehalte der Kalksilikate jedoch kaum erklären lassen. Diese SiO₂-Konzentrationen müssen demnach entweder primär vorgegeben oder während der alpinen Überprägung entstanden sein (siehe folgendes Kapitel 4.4.3). CaO hat sich in den assoziierten Metabasika und Metaultrabasika als relativ zuverlässiger Indikator für eine ozeanische Alteration erwiesen und ist in Figur 4.28 daher als Abszisse gewählt worden.

Die ausgeprägte Na₂O-Anreicherung in den feinkörnigen Kalksilikatfelsen scheint mit einer Al₂O₃-Zunahme und gleichzeitiger CaO-Abnahme zusammenzuhängen (Fig. 4.28)



Figur 4.28: Na_2O - CaO - und Al_2O_3 - CaO -Variationsdiagramme zur Darstellung allfälliger ozeanisch-hydrothormaler Alterationen in den Kalksilikatfelsen. Symbole, Felder und Trends wie in Fig. 4.27; UM: Ultramafitite. Die feinkörnigen Kalksilikatfelse sind gegenüber den grobkörnigen an Na_2O und Al_2O_3 angereichert und etwas an CaO verarmt, was der Rodingitisierung (gestrichelter Pfeil) in den Metabasika entgegenläuft und auf einen Prozess ähnlich der «Spilitisierung» oder auf detritische Komponenten (Feldspäte, Tonminerale) zurückgehen könnte. Die grobkörnigen Kalksilikatfelse liegen exakt auf der Mischgeraden zwischen Calcitmarmoren und Metaperidotiten und zeigen keine Hinweise auf eine chemische Veränderung.

und muss vor der frühalpinen Hochdruckphase erfolgt sein, da in diesen Gesteinen Pseudomorphosen aus Diopsid und Albit-reichem Plagioklas nach Omphazit zu beobachten sind (siehe Kapitel 5.5). Sie läuft dem Prozess der Rodingitisierung in den Metabasika entgegen, der mit massivem Na-Verlust einhergeht. Das bei der Rodingitisierung und der Serpentinisierung gelöste Na könnte durch das zirkulierende hydrothermale Fluid zu den Ophikarbonaten transportiert und dort während der Abkühlung der Lösungen unter der Bildung Na-reicher Phasen (Albit, Na-Zeolithe) abgelagert worden sein. Dieser Prozess ist möglicherweise mit der in Ophiolithen oftmals auftretenden «Spilitisierung» (Na-Metasomatose, Kapitel 4.3.3) basischer Gesteine vergleichbar (vgl. z.B. WIDMER, 1996; SEYFRIED et al., 1988), bei der magmatischer Plagioklas zerfällt und Albit sowie Na-Zeolithe kristallisieren (WIDMER, 1996). Die grobkörnigen Kalksilikatfelse liegen dagegen genau auf der Mischgeraden zwischen Marmoren und Ultramafititen und zeigen keine Hinweise auf eine mögliche ozeanisch-hydrothermale Umwandlung.

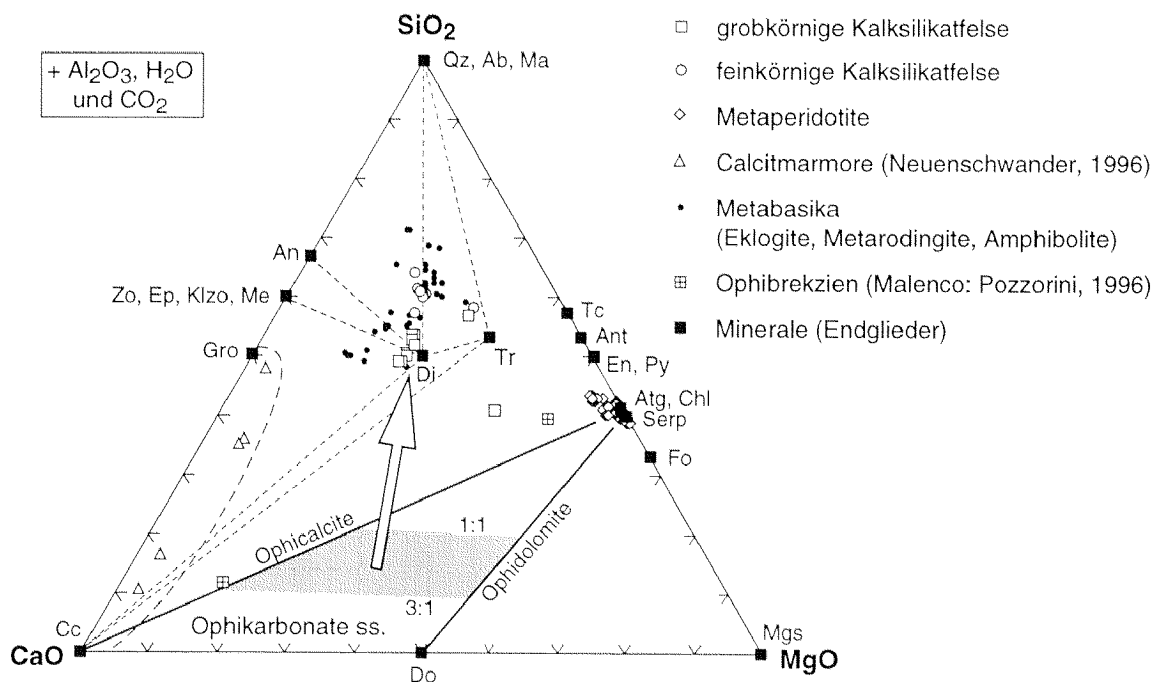
Ansonsten ist der Einfluss einer ozeanisch-hydrothermalen Alteration und besonders der mehrphasigen alpinen Metamorphose auf die Gesamtgesteinschemie der Kalksilikatfelse nur äusserst schwer abzuschätzen, da auch von primär stark wechselhafter Zusammensetzung dieser zumindest teilweise sedimentär entstandenen Gesteine ausgegangen werden muss (z.B. POZZORINI, 1996).

4.4.3 Diskussion: Mischungsverhältnis, Protolith und Komponenten der Kalksilikatfelse

Vorgängig konnte gezeigt werden, dass die grob- und feinkörnigen Kalksilikatfelse gleichen Ursprungs sind und Mischprodukten zwischen koexistierenden Calcitmarmoren und Metaperidotiten entsprechen. Das Mischungsverhältnis unter diesen Gesteinen, aus dem die chemische Zusammensetzung der Kalksilikate resultiert, lässt sich mit Hilfe verschiedener, möglichst immobilere Elemente grössenordnungsmässig abschätzen (besonders anhand Cr,

Ni, Ti, Y und V, aber z.B. auch anhand MgO; Fig. 4.26 und 4.27). Je nach betrachtetem Element variiert das Mischverhältnis zwischen reinem Karbonatgestein und Ultramafitit grob gesehen über einen Bereich von 1:1 bis 3:1 (Karbonat zu Ultramafitit). Ein geringer Einfluss von basischen Komponenten ist überdies manchmal nicht ausgeschlossen, lässt sich jedoch nicht genauer quantifizieren.

Die daraus ableitbaren Protolithzusammensetzungen der Kalksilikatfelse sind für die hauptsächlich an deren Aufbau beteiligten Elemente SiO₂, MgO und CaO in Figur 4.29 dargestellt (graues Feld). In diesem chemographischen Diagramm sind neben der Gesamtgesteinschemie der verschiedenen Gesteinsarten auch die wichtigsten Mineralendglieder eingetragen, die vorrangig am Aufbau von Peridotiten, Serpentiniten, Ophikarbonaten, Kalksilikatfelsen, Karbonaten und basischen Gesteinen beteiligt sind. Die eigentlichen Ophikarbonate ss. fallen in den von Calcit, Dolomit und Serpentinmineralen begrenzten Bereich zwischen reinen Ophicalciten und Ophidolomiten. Die Malenco-Ophibrekzien liegen nahe der Verbindung zwischen Serpentinmineralen und Calcit und entsprechen somit Ophicalciten. Die Metaperidotite gruppieren sich eng um die Serpentinminerale; die Calcitmarmore sind unterschiedlich stark SiO₂-führend und kommen ehemaligen kieseligen Karbonatsedimenten mit tiefem Dolomitanteil gleich. Die Kalksilikatfelse überlagern zwar mit den Metabasika, ein basaltischer Protolith kann jedoch anhand zahlreicher immobilere Spurenelemente ausgeschlossen werden (Fig. 4.25 und 4.27).



Figur 4.29: Chemographisches Dreiecksdiagramm zwischen SiO₂, CaO und MgO (in Mol%) mit denjenigen Mineralendgliedern, die hauptsächlich am Aufbau von Peridotiten, Serpentiniten, Ophikarbonaten, Kalksilikatfelsen, Karbonaten und basischen Gesteinen beteiligt sind. Der aufgrund möglicher Mischungsverhältnisse zwischen Karbonaten und Ultramafititen (1:1 bis 3:1, bestimmt anhand von verschiedenen Haupt- und Spurenelementen) am ehesten in Frage kommende Zusammensetzungsbereich für die Protolith der Kalksilikatfelse liegt zwischen Ophicalciten und Ophidolomiten und ist grau schattiert. Die Kalksilikatfelse selber sind demgegenüber massiv SiO₂-reicher (weißer Pfeil) und gruppieren sich entweder um Diopsid (grobkörnige Kalksilikatfelse) oder fallen auf die Verbindung zwischen Diopsid und Albit/Quarz (feinkörnige Kalksilikatfelse). Die Koexistenzlinien (kurz gestrichelt) verbinden die heute in den Kalksilikaten auftretenden Minerale. Diese können die einstigen Ophikarbonate nicht mehr wiedergeben.

Die Kalksilikatfelse weisen gegenüber normalen Ophikarbonaten (ihren eigentlichen Protolithen) massiv höhere SiO_2 -Gehalte und daher mehrheitlich Diopsid-ähnliche Zusammensetzungen auf (Fig. 4.26a, 4.29). Diese hohen SiO_2 -Konzentrationen könnten einerseits auf passive Si-Anreicherung während der prograden alpinen Metamorphose zurückzuführen sein, wobei Karbonate (Calcit, Dolomit und ev. Magnesit) und Serpentinminerale unter Freisetzung grosser Mengen an CO_2 und H_2O zu Diopsid (z.T. Omphazit), Quarz und allenfalls Aragonit, Skapolith, Granat (Grossular) und Zoisit reagieren. Passive Anreicherung allein würde jedoch im Dreiecksdiagramm die Proportionen zwischen CaO , MgO und SiO_2 nicht wesentlich verändern, weshalb andererseits entweder SiO_2 aktiv zugeführt oder CaO und MgO durch zirkulierende hydrothermale Lösungen wegtransportiert worden sein müssen. Zeitpunkt und Mechanismus dafür sind nicht bekannt, die chemische Veränderung muss aber vor dem Maximum der alpinen Hochdruckphase erfolgt sein, da die Hochdruckmineralogie in den Kalksilikatfelsen oftmals in der Form von Diopsid noch erhalten oder an Diopsid-Albit-Pseudomorphosen nach Omphazit zumindest noch ermittelbar ist. Eine geringe CaO -Abnahme während der ozeanischen Alteration konnte in den feinkörnigen Kalksilikatfelsen zwar nachgewiesen werden, MgO scheint sich jedoch relativ immobil verhalten zu haben (Fig. 4.26c). Auch stimmen die Proportionen zwischen CaO und MgO noch weitgehend mit jenen in Ophikarbonaten überein (Fig. 4.29). Daher scheint eine aktive Si-Zufuhr für die hohen SiO_2 -Gehalte verantwortlich zu sein und erfolgte am ehesten primär im ozeanischen Milieu, entweder durch eine Vermischung mit kieseligen karbonatischen Sedimenten oder durch einen Zuschlag von terrigenem, detritischem Material (Tonminerale, Feldspäte, Quarz) aus nahegelegenen kontinentalen Krustengebieten. Letzteres kann neben einer ozeanisch-hydrothermalen Alteration zumindest teilweise auch für die Na_2O - und Al_2O_3 -Anreicherung in feinkörnigen Kalksilikatfelsen verantwortlich sein. Die vereinzelt in Calcitmarmoren und Kalksilikatfelsen erhöhten Zr-Gehalte (Fig. 4.25a, 4.27b) lassen zudem auf detritische Zirkone schliessen und sprechen ebenfalls für variable Anteile an terrigenen Komponenten.

Daneben könnte SiO_2 jedoch auch während der prograden Hochdruckmetamorphose aus den benachbarten Serpentiniten oder Metabasika zugeführt worden sein. Auf diese Weise würden sich auch die im Vergleich zu MORB eher etwas tieferen Si-Gehalte der Metabasika erklären lassen (vgl. Fig. 4.23). Die Ultramafika lassen dagegen kaum eine Veränderung erkennen (vgl. Fig. 4.3) und dürften als SiO_2 -Puffer wirken, da ihre Masse gegenüber den Kalksilikatfelsen und Metabasika viel grösser ist. Eine spätere SiO_2 -Addition aus den umliegenden Gneisen und Schiefnern wäre zwar ebenfalls denkbar, müsste aber spätalpin während der amphibolitfaziellen Metamorphosephase erfolgt sein, da die Nebengesteine keine Anzeichen einer Hochdruckphase wiedergeben und möglicherweise erst durch die deckenbildende alpine Deformationsphase D_1 (Kapitel 3.4.1) mit der Linsenassoziation zusammengebracht worden sind. Dies steht im Widerspruch zu der oftmals noch reliktsch erhaltenen Hochdruckmineralogie in grob- und feinkörnigen Kalksilikatfelsen.

Die feinkörnigen Kalksilikatfelse sind gegenüber den grobkörnigen zusätzlich leicht an SiO_2 angereichert und fallen auf die Verbindung zwischen Diopsid und Albit (Fig. 4.29). Diese höheren normativen Albit-Anteile gründen in den erhöhten Na_2O - und Al_2O_3 -Gehalten dieser Gesteine.

4.4.4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die grob- und feinkörnigen, Diopsid-reichen Kalksilikatfelse, die in der nördlichen Cima Lunga-Einheit zusammen mit metaperidotitischen Linsen und mit diesen assoziierten metabasischen Gesteinen und Calcitmarmoren vorkommen, weisen erhöhte Cr- und Ni-Gehalte, aber tiefe TiO_2 -, Zr-, Y- und V-Konzentrationen auf. Sie entsprechen variablen Mischprodukten zwischen den Metaperidotiten und Calcitmarmoren und unterscheiden sich in den meisten Haupt- und besonders Spurenelementen klar von den metabasischen Gesteinen, die als Protolith nicht in Frage kommen. Aufgrund dieser chemischen Charakteristiken, die auch ausgezeichnet auf frische Ophibrekzien vom Ozeanboden und aus dem Malenco-Gebiet zutreffen, sowie nach direkten Feldbeziehungen stellen die Kalksilikatfelse ehemalige sedimentär oder tektonisch entstandene Ophikarbonate dar. Diese haben sich entweder als Bruchfüllungen in ozeanischen Bruchzonen oder als «debris-flow» Ablagerungen auf die am Ozeanboden freigelegten, partiell serpentinisierten Ultramafitite gebildet.

Die ozeanisch-hydrothermale Alteration führt zur Serpentinisierung der ultramafischen Komponenten und zur Rodingitisierung der vereinzelt basischen Fragmente, falls dies nicht schon vor der Bildung der Ophibrekzien erfolgt ist. Die feinkörnigen Kalksilikatfelse sind gegenüber den grobkörnigen deutlich an Na_2O und Al_2O_3 angereichert und zugleich etwas an CaO verarmt, was sich in leicht erhöhten normativen Albit-Anteilen äussert und entweder in Analogie zum Prozess der «Spilitisierung» in basischen Gesteinen einer ozeanisch-hydrothermalen Umwandlung oder einer Vermischung mit terrigen-detritischen Komponenten zuzuschreiben ist. Pseudomorphosen von Diopsid und Albit nach ehemaligem Omphazit belegen, dass diese Na-Anreicherung vor der alpinen Hochdruckphase stattgefunden haben muss. Allgemein sehr hohe SiO_2 -Konzentrationen sowie gelegentlich erhöhte Zr-Gehalte weisen mit grosser Wahrscheinlichkeit ebenfalls auf eine Zufuhr von terrigen-detritischem Material (Quarz, Tonminerale, Feldspäte) aus nahegelegenen kontinentalen Krustenbereichen hin.

Ophikarbonate können sich in allen tektonischen Situationen bilden, wo sich Mantelgesteine am oder nahe dem Ozeanboden befinden (vgl. z.B. WEISSERT & BERNOULLI, 1985; LEMOINE et al., 1987; POZZORINI, 1996). Sie treten in Zusammenhang mit Ultramafitit- und Ophiolithvorkommen im Alpenraum recht häufig auf und werden meist als sedimentäre oder tektonische Bildungen in einem früheren ozeanischen Milieu angesehen (z.B. Ophikarbonate aus dem Malenco: POZZORINI, 1996; TROMMSDORFF et al., 1993; Zermatt-Saas-Zone: WIDMER, 1996; Aosta: DRIESNER, 1993). Rezente Bildungsorte stellen beispielsweise der Kontinentalrand von Galizien (BOILLOT et al., 1987, 1995b), das Rote Meer (VOGGENREITER et al., 1988) oder die Transformstörungen an mittelozeanischen Rücken (LEMOINE, 1980) dar.

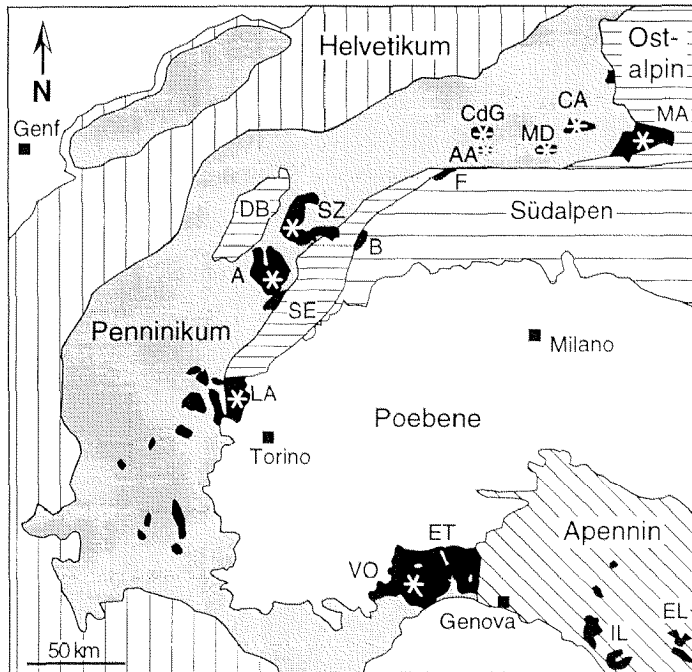
4.5 Exhumation von lithosphärischem Mantel und Bildung einer ozeanischen Abfolge an einem Kontinent–Ozean–Übergang

Detaillierte chemische Untersuchungen sowie spärliche Feldbeziehungen haben gezeigt, dass die basischen und ultrabasischen Linsen aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit und die mit diesen koexistierenden Kalksilikatfelse und Calcitmarmore deutliche Affinitäten zu ozeanischen Krustengesteinen aufweisen und damit eine reliktsche ozeanische Abfolge darstellen können (z.B. EVANS et al., 1979, 1981; TROMMSDORFF, 1990; PFIFFNER & TROMMSDORFF, 1997). Diese ozeanische Suite ist während der alpinen Kollision zwischen Europa und Afrika subduziert und unter Hochdruckbedingungen rekristallisiert worden.

In diesem Kapitel werden die aus den verschiedenen lithologischen Einheiten gewonnenen Resultate zusammengetragen und sowohl im Vergleich zu anderen Ophiolithvorkommen in den Alpen und im Apennin wie auch anhand rezenter Beispiele der ozeanischen Krustenentwicklung diskutiert. Nach einem kurzen Überblick zur Verbreitung von Ultramafititen im westlichen Alpenbogen und einer Zusammenfassung der früheren Mantelgeschichte in den Peridotiten werden die Evidenzen für eine Freilegung der Mantelgesteine am Ozeanboden und für die gleichzeitige Entstehung einer ozeanischen Abfolge mit Ophikarbonaten und geringen Mengen an basischen Gesteinen dargelegt. Unter Einbezug der vorhandenen Daten und bereits bestehender Modelle für andere alpine Ophiolithe wird schliesslich eine paläotektonische Rekonstruktion für die Cima di Gagnone-Suite an einem passiven Kontinentalrand vorgeschlagen. Die Freilegung des lithosphärischen Mantels erfolgte dabei am ehesten durch einfache Scherung entlang einer flach einfallenden, asymmetrischen Abschiebung (siehe auch Diskussion in Kapitel 6; Modell nach WERNICKE, 1985; LISTER et al., 1986; LEMOINE et al., 1987).

4.5.1 Verbreitung und Charakteristik alpiner Ultramafititvorkommen

Ophiolithische Abfolgen und isolierte ultramafische Körper verschiedenster Grössenordnungen sind entlang des zentralen und westlichen Alpenbogens und des nördlichen Apennins weit verbreitet (Fig. 4.30). Grössere Vorkommen konzentrieren sich auf die Suture zwischen dem europäischen Kontinent im Norden (Penninikum, Helvetikum und Massive) und der adriatischen Subplatte im Süden (Südalpen, Ostalpin und Apennin), andere, darunter auch die Ultramafitite der Cima Lunga-Einheit, liegen innerhalb des penninischen Bereiches. Erstere werden zumeist als Relikte des piemontesisch-ligurischen Ozeans und letztere als Überreste des kleineren Valais-Troges betrachtet, beide Teil des Tethys-Ozeans, der sich im Jura und der Kreide zwischen Europa und Afrika geöffnet hat (z.B. DERCOURT et al., 1986; LEMOINE et al., 1987; STAMPFLI, 1993; FROITZHEIM et al., 1996; SCHMID et al., 1990, 1997). Verschiedene Autoren postulierten kürzlich für manche dieser ultramafischen Körper aufgrund petrographischer, struktureller und chemischer Argumente einen subkontinentalen Ursprung: Lanzo (POGNANTE et al., 1985), Nord-Lanzo (BODINIER et al., 1991), Westalpen (LEMOINE et al., 1987), Erro-Tobbio, Voltri Massiv (PICCARDO et al., 1990; VISSERS et al., 1991), externe Liguriden (PICCARDO et al., 1990; RAMPONE et al., 1995). Im Fall des Malenco-Ultramafititkörpers ist der subkontinentale Charakter direkt belegt, da dort Mantelgesteine und kontinentale Unterkruste durch den im Perm an der Kruste-Mantel Grenze intrudierten Braccia-Gabbro miteinander verschweisst sind



Figur 4.30: Verbreitung von ultramafischen Körpern (schwarze Bereiche) und mit diesen assoziierten ophiolithischen Abfolgen im zentralen und westlichen Alpenbogen und im nördlichen Apennin (nach TROMMSDORFF et al., 1993). Titanoklinohumit kommt in zahlreichen Ultramafititen als akzessorische Mineralphase vor (weisse Sterne; WEISS, 1997). Abkürzungen: A: Antrona; AA: Alpe Arami; B: Balmuccia; CA: Chiavenna; CdG: Cima di Gagnone; DB: Dent Blanche Decke; EL: externe Liguriden; ET: Erro Tobbio; F: Finero; IL: interne Liguriden; LA: Lanzo; MA: Malenco; MD: Monte Duria; SE: Sesia-Zone; SZ: Saas-Zermatt-Zone; VO: Voltri Gruppe.

(TROMMSDORFF et al., 1993; MÜNTENER & HERMANN, 1996; HERMANN et al., 1997). Für einige alpine Ultramafititvorkommen wurde aber auch eine subozeanische Herkunft vermutet: Süd-Lanzo (BODINIER et al., 1991), interne Liguriden (RAMPONE et al., 1996).

Diese über den ganzen Alpenraum verteilten Ultramafitit- und Ophiolithvorkommen weisen einige wichtige Gemeinsamkeiten auf: 1) Zahlreiche ultramafische Körper oder Teile davon zeigen zumindest Spuren einer partiellen Serpentinisierung oder sind noch heute relativ stark serpentinisiert. 2) Basische Gesteine haben meist eine typische MORB-Chemie und sind innerhalb der ultramafischen Gesteine unterschiedlich stark rodingitisiert. 3) Die Ultramafitite sind oftmals direkt von Pillowlaven, Basalten und Sedimenten überlagert. Dies entspricht im Vergleich zu klassischen Ophiolithen (z.B. Oman-Ophiolith) einer lückenhaften ozeanischen Abfolge. 4) Ophikarbonate und/oder Ophibrekzien bilden oft einen Teil der Sedimentbedeckung auf den exhumierten Mantelgesteinen oder repräsentieren Bruchfüllungen in ozeanischen Bruchzonen, was auf einen tektonisch gestörten Krustenaufbau hindeutet. 5) Titanoklinohumit ist in Ultramafititen des Alpenraumes eine weitverbreitete akzessorische Mineralphase (Fig. 4.30) und entsteht während prograder Metamorphose in Antigorit-Serpentiniten (DE QUERVAIN, 1938; BEARTH, 1967; TROMMSDORFF & EVANS, 1980; EVANS & TROMMSDORFF, 1983; SCAMBELLURI et al., 1991, 1995; WEISS, 1997). 6) Sowohl die basischen als auch die ultrabasischen Gesteine weisen eine grosse chemische Heterogenität auf.

4.5.2 Evidenzen für frühe magmatische Prozesse in den Metaperidotiten

Die Cima di Gagnone-Peridotite sind durch eine grosse Variabilität in ihrer chemischen Zusammensetzung von relativ fertilen Lherzoliten bis hin zu refraktären Peridotiten (Harzburgite, selten Dunite) charakterisiert, was sich sowohl in den Modalbeständen als auch in systematisch variierenden Elementgehalten (MgO, Al₂O₃, CaO, TiO₂, Sc, V, Ni

und HREE) niederschlägt. Diese Elementvariationen sind aus unterschiedlich starker partieller Aufschmelzung hervorgegangen, ähnlich wie in vielen anderen Peridotitmassiven (z.B. Pyrenäen: BODINIER et al., 1988; Ronda: FREY et al., 1985; Lanzo: BODINIER, 1988; Liguriden: RAMPONE et al., 1995, 1996; Malenco: MÜNTENER, 1997). Die Zusammensetzung der fertilen Lherzolithe ist vergleichbar mit jener von primitivem Mantel (HOFMANN, 1988), die refraktären Peridotite stimmen recht gut mit abyssalen Peridotiten überein (z.B. DICK, 1989). Elementverhältnisse wie Tb/Yb oder Ca/Al lassen darauf schliessen, dass der partielle Schmelzprozess hauptsächlich im Spinell-Stabilitätsfeld stattgefunden hat.

Der Zeitpunkt der partiellen Aufschmelzung ist nicht mehr feststellbar. Sie könnte aber mit einer im Alpenraum verbreiteten magmatischen Aktivität im oberen Erdmantel im Perm zusammenhängen (z.B. VOSHAGE et al., 1990; BODINIER et al., 1991; HERMANN et al., 1997), angetrieben durch eine aktive Aufwölbung des asthenosphärischen Mantels (Diskussion in MÜNTENER, 1997). Der Schmelzprozess muss sich jedenfalls aus folgenden Gründen vor der Exhumation der Mantelgesteine am Ozeanboden zugetragen haben: 1) MORB-Gänge durchschlagen den infolge der magmatischen Aktivitäten gebildeten Lagerbau in den Peridotiten. 2) Bei der Intrusion der basischen Gänge hat kein erkennbarer Stoffaustausch mit den benachbarten Peridotiten stattgefunden, was auf relativ rasche Abkühlung der Schmelzen nahe der Oberfläche zurückgehen dürfte. 3) Die chemischen und petrographischen Spuren der Serpentinisierung sind sowohl fertilen Lherzolithen als auch refraktären Peridotiten aufgeprägt worden. 4) Unabhängig vom Grad der Aufschmelzung kann nachgewiesen werden, dass manche Peridotitvorkommen entlang des alpin-apenninischen Gebirgsgürtels durch passive Extension der Lithosphäre am Tethys-Boden exhumiert worden sind. Passive Riftsysteme sind generell durch eher reduzierte magmatische Aktivität gekennzeichnet (McKENZIE & BICKLE, 1988; Review in MÜNTENER, 1997).

Die Peridotitlinsen der nördlichen Cima Lunga-Einheit entsprechen nach ihrer chemischen Signatur nicht eigentlichen abyssalen Peridotiten oder asthenosphärischem Mantel, sondern stellen am ehesten Relikte von subkontinentalem oder subozeanischem lithosphärischem Mantel dar, bestehend aus sehr fertilen Zonen, die für die MORB-Genese in Frage kommen, und refraktären Bereichen, welchen variable Schmelzanteile entzogen worden sind (vgl. Kapitel 4.2.4a).

4.5.3 Hinweise auf eine ozeanische Abfolge

Aufgrund folgender Evidenzen ist es naheliegend, dass die Metaperidotite von Cima di Gagnone am Ozeanboden exhumiert worden sind und zusammen mit den Metabasika, Kalksilikatfelsen und Calcitmarmoren eine frühere ozeanische Suite darstellen (TROMMSDORFF, 1990; PFIFFNER, 1996):

- 1) Die Metaperidotite zeigen zum Teil chemische (von Al unabhängiger, massiver Ca-Verlust) und petrographische (Überwachungstexturen auf präexistierenden Antigorit-Gefügen) Hinweise auf eine frühere partielle Serpentinisierung. Ihre chemische Zusammensetzung ist sowohl vergleichbar mit anderen Serpentinivorkommen im Alpenraum als auch mit frischen Serpentiniten vom Ozeanboden.
- 2) In den Metaperidotiten treten Titanoklinohumit-Relikte und -Pseudomorphosen auf (z.B. EVANS & TROMMSDORFF, 1978, 1983), die auf eine frühere Antigorit-Mineralogie hinweisen.

- 3) Rodingitisierung der basischen Gänge innerhalb der Metaperidotite weist ebenfalls auf eine gleichzeitige Serpentinisierung der Mantelgesteine unter ozeanischen Bedingungen hin (EVANS et al., 1979, 1981; RÖSLI, 1988).
- 4) Die Metabasika (Eklogite, Metarodingite, Amphibolite) haben eine typische MORB-Charakteristik. Ihre Gesamtgesteinschemie spiegelt nach wie vor eine magmatische Fraktionierung unter tiefen Drucken wider (EVANS et al., 1981).
- 5) Einige Metabasika könnten auch ehemaligen Kumulaten entsprechen oder geben chemische Hinweise auf lokale Kumulat- oder Gabbro-Vorkommen in tieferen Krustenbereichen.
- 6) Die Diopsid-reichen, fein- bis grobkörnigen Kalksilikatfelse zeigen stellenweise noch primäre tektonische oder sedimentäre Kontakte zu den Metaperidotiten, enthalten manchmal Metarodingit-Fragmente mit MORB-Charakteristiken und stellen nach ihren Haupt- und Spurenelementgehalten (v.a. erhöhte Cr- und Ni- bei tiefen TiO₂-, Zr- und Y-Konzentrationen) Mischprodukte zwischen ultramafischen Gesteinen und karbonatischen Sedimenten dar. Sie entsprechen ehemaligen Ophikarbonaten, die entweder als Bruchfüllungen in ozeanischen Bruchzonen oder als submarine Rutschungen auf die freigelegten Mantelgesteine abgelagert worden sind (WEISSERT & BERNOULLI, 1985; DRIESNER, 1993; POZZORINI, 1996; PFIFFNER & TROMMSDORFF, 1997).
- 7) Calcitmarmore, die gelegentlich zusammen mit den basisch-ultrabasischen Körpern vorkommen, repräsentieren am ehesten die Sedimentbedeckung auf der ozeanischen Abfolge, bestehend aus pelagischen Karbonaten und detritisch zugeführten, terrigenen Komponenten (Tone, Sande etc.).

In der zur Cima Lunga-Einheit tektonisch äquivalenten Adula-Decke beschreibt DEUTSCH (1979) ein Ultramafitvorkommen, das ähnliche Eigenschaften wie die Cima di Gagnone-Peridotite zeigt und somit ebenfalls einer ozeanischen Abfolge entsprechen dürfte. Daneben existieren jedoch innerhalb der Adula-Cima Lunga-Deckeinheit einige ultramafische und mafische Körper, die weder Anzeichen einer Serpentinisierung oder Rodingitisierung aufweisen noch mit ehemaligen Sedimenten vergesellschaftet und somit nie am Ozeanboden freigelegt worden sind. Die bekanntesten Beispiele stellen die Granat-Peridotite von Alpe Arami und Monte Duria dar (vgl. Fig. 4.30).

Die ozeanische Abfolge in der nördlichen Cima Lunga-Einheit wird zur Hauptsache von ultramafischen Gesteinen (meist > 80%) und nur kleinen Volumina an basischen Gängen und Metasedimenten aufgebaut (vgl. Detailkarten, Tafeln 1 und 3). Eigentliche Gabbrokörper, «sheeted dike» Komplexe oder auch zusammenhängende Pillowlaven oder Basaltlagen konnten nicht gefunden werden, die Metaophikarbonate und einige Eklogite liegen direkt auf den Metaperidotiten. Dieser Aufbau entspricht nicht dem klassischen Ophiolith-Modell, wie es beispielsweise der Semail-Ophiolith (z.B. NICOLAS & BOUDIER, 1991) verkörpert, sondern repräsentiert einen unvollständigen ozeanischen Krustenaufbau. Solche unvollständige ozeanische Sequenzen treten im Alpenraum häufig auf (z.B. LEMOINE et al., 1987; WIDMER, 1996; HERMANN & MÜNTENER, 1996) und hängen mit der Denudation von subkontinentalem Mantel am Boden des piemontesisch-ligurischen Ozeans respektive des Valais-Troges zusammen (DECANDIA & ELTER, 1969; LEMOINE et al., 1987; FROITZHEIM et al., 1996).

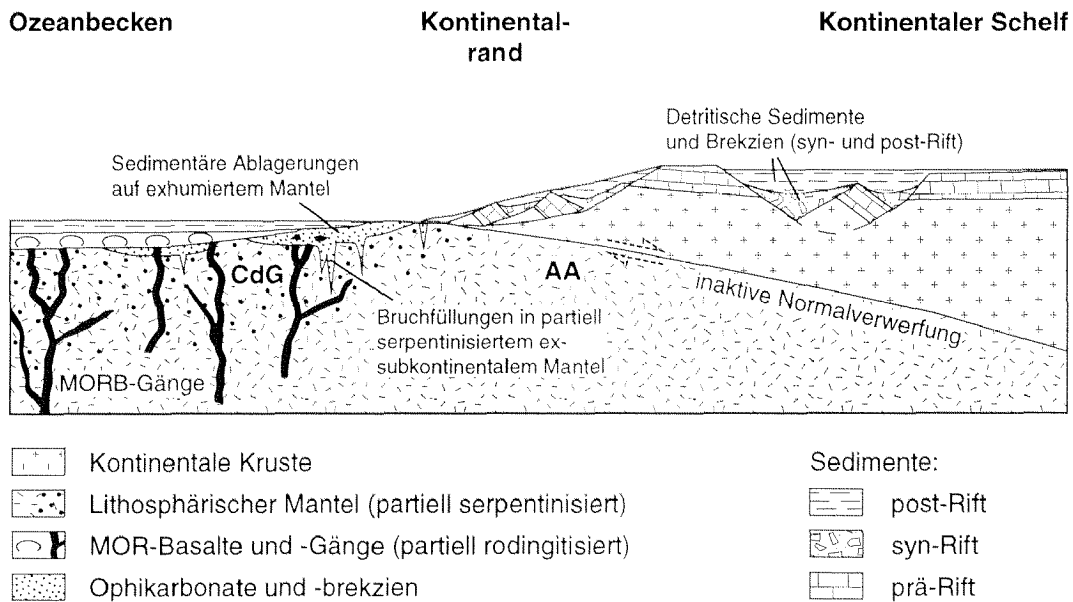
Die ozeanisch-hydrothermale Alteration äussert sich in einer Rodingitisierung der basischen Gänge und einer Serpentinisierung der umliegenden Peridotite. Beide Prozesse können nur bei einem gestörten oder inkompletten Aufbau der ozeanischen Lithosphäre in grösserem Ausmass auftreten (siehe WIDMER, 1996). Einerseits können sich ultramafische Gesteine oberflächennah befinden und so mit Meerwasser in Kontakt gelangen. Andererseits kann das Meerwasser aber auch entlang von Brüchen und Klüften an die Basis der tektonisch gestörten ozeanischen Kruste vordringen und dort die oberen Mantelgesteine serpentinisieren (COULTON et al., 1995). Dies trifft besonders bei langsamer «Spreadinggeschwindigkeit» zu, wo die Magmaversorgung nur sporadisch gewährleistet ist und die Extension durch Abschiebungen und Brüche aufgenommen wird (LAGABRIELLE & CANNAT, 1990).

Wie rezente Beispiele der ozeanischen Kruste belegen, kann eine Exhumation von Mantelgesteinen am Ozeanboden in unterschiedlichen tektonischen Situationen erfolgen: (i) an passiven Kontinentalrändern wie zum Beispiel vor Galizien (BOILLOT et al., 1987, 1995a/b) oder am Roten Meer (VOGGENREITER et al., 1988), wo subkontinentaler lithosphärischer Mantel entlang flachliegender, grossräumiger Abschiebungen («detachment faults») gehoben wird; (ii) an Transformstörungen im Bereich von mittelozeanischen Rücken (z.B. LEMOINE, 1980); (iii) bei langsamem Spreading entlang von mittelozeanischen Rücken weg von Transformstörungen, wo nur temporärer Magmatismus und vermehrt Bruchtektonik auftreten (z.B. Atlantischer Ozean: LAGABRIELLE & CANNAT, 1990); (iv) durch Serpentin-Diapire innerhalb der ozeanischen Kruste oder gar an destruktiven Plattengrenzen (Subduktionszonen) (z.B. Iberische Abyssalebene: SAWYER et al., 1994; Bonin/Mariana-Region: FRYER, 1992).

4.5.4 Paläotektonische Rekonstruktion an einem passiven Kontinentalrand

Nach den vorgängig zusammengestellten Daten und Beobachtungen sowie aus Similaritätsüberlegungen zu anderen alpinen Ophiolithen lässt sich für die mafisch-ultramafische Suite der Cima di Gagnone-Region ein einfaches paläotektonisches Schema vor der alpinen Subduktion rekonstruieren (Fig. 4.31). Die Situation an einem passiven Kontinentalrand scheint dabei am ehesten zutreffend zu sein, da dort ultramafische Gesteine und Ophikarbonate volumemässig über Basalte und Pillowlaven dominieren können. Im Bereich von mittelozeanischen Rücken oder innerhalb wirklicher ozeanischer Krustensegmente wären grössere Anteile an basischen Gesteinen zu erwarten. Beispiele hierfür sind die Zermatt-Saas- und Antrona-Zone (z.B. WIDMER, 1996), der Montgenèvre-Ophiolith (BERTRAND et al., 1987) oder der Forno-Komplex im Malenco-Gebiet (PERETTI, 1985; PUSCHNIG, 1998). Im Falle der Cima di Gagnone müsste es sich aber um einen ozeanischen Bereich handeln, wo relativ grosse Mengen an Ultramafiten am Ozeanboden freiliegen und nur geringe magmatische Aktivität herrscht. Dafür kommen entweder ein embryonales Ozeanbecken mit vorwiegend ultramafischem Ozeanboden (LEMOINE et al., 1987; z.B. Rotes Meer heute: VOGGENREITER et al., 1988) oder aber die Zone entlang eines passiven Kontinentalrandes in Frage, die vor dem Einsetzen der eigentlichen ozeanischen Krustenbildung exhumiert worden ist (z.B. Galizien: BOILLOT et al., 1995a).

Der Übergang von kontinentaler zu ozeanischer Kruste ist durch die Denudation von subkontinentalem lithosphärischem Mantel charakterisiert, der entlang einer früher aktiven,



Figur 4.31: Schematisches Modell einer möglichen paläotektonischen Situation für Cima di Gagnone (CdG) und Alpe Arami (AA) an einem passiven Kontinentalrand. Cima di Gagnone entspricht am ehesten einer ozeanischen Situation nahe dem Kontinent-Ozean-Übergang, mit freiliegendem lithosphärischem Mantel, MORB-Gängen und darüberliegenden Pillowlaven und Sedimenten (teilweise Ophikarbonate), während Alpe Arami eine distalere Situation von subkontinentalem Mantel nahe der Kruste-Mantel-Grenze repräsentiert. Die Verwerfungen und Abschiebungen sind stilisiert und zu diesem Zeitpunkt inaktiv.

flach einfallenden Normalverwerfung exhumiert (asymmetrisches Riftmodell nach WERNICKE, 1985; LISTER et al., 1986) und im Kontakt mit dem Meerwasser partiell serpentiniert worden ist (Schema in Fig. 4.31). Ophikarbonate entstehen entweder als Bruchfüllungen infolge spröder Bruchtektonik nahe der Oberfläche oder als submarine Schüttungen auf die exhumierten Mantelgesteine (sedimentäre Ophibrekzien). Tektonische Brekzien mit ultramafischen Fragmenten, krustalen Bestandteilen und karbonatischer Matrix können sich zudem oberflächennah am Kontakt zwischen Mantel und Kruste entlang der Normalverwerfung gebildet haben, solange diese noch aktiv gewesen ist (z.B. Galizischer Kontinentalrand, BOILLOT et al., 1995b). Basaltische Gänge (MORB) intrudieren die teilweise serpentinierten Peridotite und werden verschieden stark rodingitisiert. Im Ozeanbecken ergießen sich anfänglich eher dünne, unzusammenhängende Lagen von Pillowlaven, gespiesen durch basische Gänge, die bis an die Oberfläche vordringen, direkt über die freiliegenden Serpentine und zum Teil auch die Ophikarbonate. Die heutigen Eklogite entsprechen allenfalls Resten effusiv entstandener Basaltlagen. Kumulate oder gabbroide Gesteine sind anfänglich eher selten oder fehlen ganz. Auf diese ozeanische Abfolge lagern sich schliesslich karbonatische Sedimente und teilweise auch Radiolarite ab (post-Rift Sedimente). Während der Riftingphase können sich zwischen den kontinentalen Blöcken klastische Sedimente und Brekzien mit oft grossen Anteilen an terrigen-detritischen Komponenten entwickeln (syn-Rift Sedimente).

Der Granat-Peridotit von Alpe Arami, welcher ausser einer schwachen Ca-Anreicherungen in wenigen Eklogiten keine dieser Hinweise auf eine ozeanische Abfolge aufzeigt und somit nie am Ozeanboden exponiert gewesen ist, entspricht in diesem Schema am ehesten einer subkontinentalen paläotektonischen Situation nahe der Kruste-Mantel-Grenze (vgl. Fig. 4.31). Die Granat-Peridotite von Monte Duria weisen demgegenüber zumindest

teilweise Rodingit-Gänge auf und entsprechen somit allenfalls einer intermediären paläotektonischen Situation zwischen Alpe Arami und Cima di Gagnone.

Diese Rekonstruktion (Fig. 4.31) ist sehr ähnlich zu paläotektonischen Vorschlägen für andere Ophiolithvorkommen in den Alpen und im Apennin, beispielsweise jenen vom Südrand des früheren piemontesisch-ligurischen Ozeans (Malenco: TROMMSDORFF et al., 1993, HERMANN & MÜNTENER, 1996; Erro Tobbio, Voltri-Gruppe und externe Liguriden: PICCARDO et al., 1990, VISSERS et al., 1991, HOOGERDUJN-STRATING et al., 1993; Lanzo: POGNANTE et al., 1985, BODINIER et al., 1991). Ausserdem stimmt sie weitgehend mit der heutigen Geometrie am galizischen Kontinentalrand (BOILLOT et al., 1987, 1995a) und im Roten Meer (VOGGENREITER et al., 1988) überein. In beiden Fällen werden Blöcke von kontinentaler Oberkruste durch eine nun inaktive, flach einfallende Abschiebung von den Mantelgesteinen getrennt. In der Zone zwischen den mächtigen basaltischen Pillowlaven und «sheeted dike» Komplexen und dem Kontinentalrand befinden sich exhumierte ex-subkontinentale Mantelperidotite am Ozeanboden und werden partiell serpentinisiert.

4.5.5 Zusammenfassung

Detaillierte geochemische, petrographische und strukturelle Untersuchungen haben gezeigt, dass die Metaperidotite der nördlichen Cima Lunga-Einheit wahrscheinlich ehemaligen subkontinentalen lithosphärischen Mantel repräsentieren und vor der alpinen Überprägung schon eine komplexe, mehrphasige Geschichte durchlaufen haben. Die noch erkennbaren Stadien können wie folgt zusammengefasst werden (in chronologischer Reihenfolge): (i) Unterschiedlich starke partielle Aufschmelzung eines mehr oder weniger homogenen Mantels führt zu der grossen chemischen Variabilität von fertilen Lherzoliten bis zu refraktären Peridotiten. (ii) Eine allfällige Interaktion mit kleinen Mengen einer volatilreichen, basischen Schmelzfraction äussert sich in einer Anreicherung an inkompatiblen Elementen in refraktären Peridotiten und lokal in der Entwicklung eines Lagenbaus. (iii) Exhumation des subkontinentalen lithosphärischen Mantels entlang einer flach einfallenden Abschiebung resultiert in einer partiellen Serpentinisierung der Peridotite am Ozeanboden und in der Bildung einer ozeanischen Abfolge.

Die partielle Aufschmelzung der Peridotite hat vor der Freilegung der Mantelgesteine am Ozeanboden stattgefunden. Sie kann mit einer im Alpenraum weit verbreiteten magmatischen Aktivität im oberen Erdmantel zu permischer Zeit zusammenhängen (Diskussion in MÜNTENER, 1997). Evidenzen für eine endgültige Denudation des subkontinentalen lithosphärischen Mantels am Boden des Tethys-Ozeans (vgl. Kapitel 6.2) und die damit verbundene Bildung einer ozeanischen Abfolge sind durch sedimentäre oder tektonische Ophikarbonate, MOR-Basalte, welche die ultramafischen Gesteine intrudieren und teilweise auch überlagern, sowie durch die partielle Serpentinisierung der Ultrabasika und die gleichzeitige Rodingitisierung der mafischen Gänge dokumentiert. Da Gabbros und «sheeted dike» Komplexe fehlen, widerspiegelt der Aufbau dieser ozeanischen Kruste nicht das klassische Ophiolith-Modell, sondern entspricht einer unvollständigen ophiolithischen Abfolge, wie sie im Alpenraum häufig vertreten ist (z.B. LEMOINE et al., 1987; WIDMER, 1996).

Um die Exhumation von subkontinentalem Mantel am Ozeanboden erklären zu können, wird ein asymmetrisches Riftmodell nach WERNICKE (1985) vorgeschlagen, bei dem die

kontinentale Kruste stark ausgedünnt wird und Mantelgesteine entlang einer tiefreichenden Normalverwerfung an die Erdoberfläche gehoben werden. Dieses Modell führt für die Cima di Gagnone-Peridotite zu einer paläotektonischen Situation an einem passiven Kontinentalrand (siehe auch Modell in Kapitel 6.2), die mit der Geometrie des heutigen Galizischen Kontinentalrandes (z.B. BOILLOT et al., 1995a) oder des Roten Meeres vergleichbar ist (VOGGENREITER et al., 1988). Die Granat-Peridotite von Alpe Arami und Monte Duria entstammen dagegen einer distaleren paläotektonischen Situation und sind immer von kontinentaler Kruste bedeckt gewesen (vgl. Fig. 4.31).

Kapitel 5

Petrographie und alpine Metamorphose einer reliktschen ozeanischen Abfolge

5.1 Einleitung

Die Petrographie und die metamorphe Entwicklung der verschiedenen lithologischen Einheiten der nördlichen Cima Lunga-Einheit sind bereits in manchen Publikationen, Dissertationen und Diplomarbeiten eingehend diskutiert worden. Tabelle 5.1 gibt eine Übersicht zu einigen der wichtigsten Arbeiten, aufgeteilt nach den vorkommenden Gesteinstypen; kurze Zusammenfassungen finden sich weiter bei TROMMSDORFF (1990), PFIFFNER & TROMMSDORFF (1998) sowie in den Diplomarbeiten von GROND (1994) und WAHL (1994).

Aufgrund weitgehend fehlender oder nur mangelhafter struktureller Kenntnisse sind in den meisten Arbeiten in Tabelle 5.1 die Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation stark vernachlässigt worden (mit Ausnahme von WENK, 1955). Erst die detaillierte strukturgeologische Bearbeitung des Gebietes um die Cima di Gagnone in jüngster Zeit erlaubt eine Zuordnung von metamorphem Mineralwachstum zu einzelnen Deformationsereignissen und die Erstellung einer Kristallisations-Deformations-Abfolge für die verschiedenen Lithologien der nördlichen Cima Lunga-Einheit (siehe auch GROND, 1994; WAHL, 1994; GROND et al., 1995; NEUENSCHWANDER, 1996).

Die folgenden Kapitel beschäftigen sich mit der Petrographie und der alpinen Metamorphosegeschichte der reliktschen ozeanischen Abfolge und deren Umgebung in der nördlichen Cima Lunga-Einheit, unter besonderer Berücksichtigung von Kristallisations-Deformations-Beziehungen (Deformationsabfolge siehe Kapitel 3). Kapitel 5.2 fasst zunächst die zahlreichen bisherigen Erkenntnisse zu den einzelnen Metamorphoseereignissen in den Zentralalpen und insbesondere in der Adula-Cima Lunga-Einheit sowie die zugehörigen p - T -Bedingungen zusammen. Anhand mikrostruktureller und petrographischer Beobachtungen sowie mineralchemischer Analysen in Metaultramafititen (Kapitel 5.3), Metabasika (Kapitel 5.4), Meta-Ophikarbonaten (Kapitel 5.5) und Nebengesteinen (Kapitel 5.6) werden sodann die vorhandenen Daten durch neue Evidenzen ergänzt und eine relative Abfolge der Begebenheiten aufgestellt. In Kapitel 5.7 werden die aus den verschiedenen Lithologien gewonnenen Resultate zusammengetragen und anhand eines p - T - D - (Deformation) Pfades für die nördliche Cima Lunga-Einheit diskutiert.

Tabelle 5.1: Auswahl bisheriger Arbeiten zur Petrographie und Metamorphose in der Cima Lunga-Einheit, aufgeteilt nach verschiedenen Gesteinstypen (modifiziert nach HEINRICH, 1983; GROND, 1994).

Lithologische Einheit	Autoren
Allgemeine Geologie und Petrographie (regional)	PREISWERK et al. (1934); NIGGLI et al. (1936); WENK (1955); FREY et al. (1980); TROMMSDORFF (1980); HEINRICH (1978); STÄUBLE (1978); SCHLÄPFER (1979); ZINGG (1979); FETT (1989); GROND (1994); WAHL (1994); NEUENSCHWANDER (1996); PFIFFNER & TROMMSDORFF (1998)
Metaultrabasika allgemein	DAL VESCO (1953); TROMMSDORFF & EVANS (1974); RICE et al. (1974)
Granat-Metaperidotit	EVANS & TROMMSDORFF (1978, 1983); ERNST (1977, 1978, 1981); HEINRICH (1978, 1983); FETT (1989); RISOLD et al. (1996, 1997)
Chlorit-Metaperidotit	TROMMSDORFF & EVANS (1969, 1974); HEINRICH (1983); PFEIFER (1979)
CO ₂ -H ₂ O-Metasomatose	EVANS & TROMMSDORFF (1974); PFEIFER (1978, 1979, 1981, 1987); GUGGENBÜHL (1994)
Titanoklinohumit (z.T. F-haltig)	STÄUBLE (1978); EVANS & TROMMSDORFF (1983); WEISS (1997)
Metabasika allgemein	HEINRICH (1978, 1983); GROND (1994); NEUENSCHWANDER (1996)
Eklogite und Metaroddingite	TROMMSDORFF et al. (1975); EVANS et al. (1979, 1981); HEINRICH (1978, 1983, 1986); FETT (1989)
Amphibolite	SCHLÄPFER (1979); HEINRICH (1982); GROND (1994)
Metakarbonate	TROMMSDORFF (1966, 1972); WENK (1962); STÄUBLE (1978); SCHLÄPFER (1979); ZINGG (1979); WAHL (1994); GROND et al. (1995); NEUENSCHWANDER (1996)
Diopsid-Kalksilikatfelse	WAHL (1994); NEUENSCHWANDER (1996); PFIFFNER & TROMMSDORFF (1997)
Metapelite	KLEIN (1976); HEINRICH (1978, 1982); STÄUBLE (1978); SCHLÄPFER (1979); GUGGENBÜHL (1994); GROND (1994); GROND et al. (1995); NEUENSCHWANDER (1996)

5.2 Alpine Metamorphose – eine Übersicht

5.2.1 Zentralalpen

Präalpine, herzynische Metamorphosephasen können im kristallinen Basement der zentral-alpinen Decken manchmal noch erhalten sein, besonders dort, wo die alpine Überprägung nur schwach entwickelt ist. So können beispielsweise grössere, von der Hauptschieferung S₂ umflossene Mineralklaster in den Metapeliten (v.a. Granat, Disthen, Staurolith und Turmalin) sowohl alpin während D₁ als auch präalpin kristallisiert sein, was anhand der Gefüge oft nur schwer festzustellen ist. Präalpine Mineralrelikte sind jedoch nicht Gegenstand der vorliegenden Untersuchungen und sollen nur am Rande erwähnt werden. Basierend auf stratigraphischen, geochronologischen, strukturellen und petrologischen Kriterien konnte gezeigt werden, dass die alpine Metamorphose mehrphasig ist (z.B. FREY et al., 1974; TROMMSDORFF, 1980, 1990). Im zentralalpinen Raum (Simplon im Westen bis Bergell und Margna im Osten) sind mindestens zwei alpine Metamorphoseereignisse unterscheidbar:

1) Hochdruckmetamorphose:

Eine eklogitfaziale Hochdruckmetamorphose ist aus verschiedenen Regionen der Zentralalpen dokumentiert, einerseits im Westen für die Sesia-Zone sowie die Monte Rosa-Decke

und mit dieser assoziierte Ophiolithe (z.B. Saas-Zermatt-Zone: BEARTH, 1967; WIDMER, 1996) und andererseits im Osten für die Adula-Cima Lunga-Einheit (EVANS & TROMMSDORFF, 1978; HEINRICH, 1983, 1986; LÖW, 1987; PARTZSCH, 1996; MEYRE et al., 1997). In den übrigen Decken der Zentralalpen zwischen Simplon und Margna lassen sich dagegen keine eindeutigen Hinweise auf ein alpines Hochdruckereignis finden.

Hochdruckmetamorphose tritt als Folge von Konvergenz und damit einhergehender Subduktion zwischen Europa und Adria zu verschiedenen Zeiten in der oberen Kreide und im Tertiär auf. Die absoluten Alter sind zum Teil noch immer umstritten (vgl. auch Kapitel 3.5.1). Für die Hochdruckmetamorphose in der Monte Rosa-Region sind oberkretazische bis paläozäne Alter bestimmt worden (BARNICOAT et al., 1991). Neueste Datierungen der Hochdruckphase ergeben in der Zermatt-Saas-Zone eozäne Alter (ca. 43 Ma, U–Pb-SHRIMP-Methode: RUBATTO et al., 1998; RUBATTO, 1998) und für die Sesia-Zone Alter im Bereich der Kreide-Tertiär-Grenze (ca. 65 Ma, Sm–Nd-Methode: BOWTELL et al., 1994). Für die Eklogite der Adula-Decke sind nicht überzeugende kretazische Alter angenommen worden (HUNZIKER et al., 1989, 1992). Jüngste Datierungen der Hochdruckmetamorphose in der Cima Lunga-Einheit streuen zwischen 45 und 35 Ma, bestimmt mit der Sm–Nd-Methode an Granaten aus Granat-Peridotiten und Eklogiten (BECKER, 1993) und mit der U–Pb-SHRIMP-Methode an Zirkonen derselben Gesteine (GEBAUER, 1996).

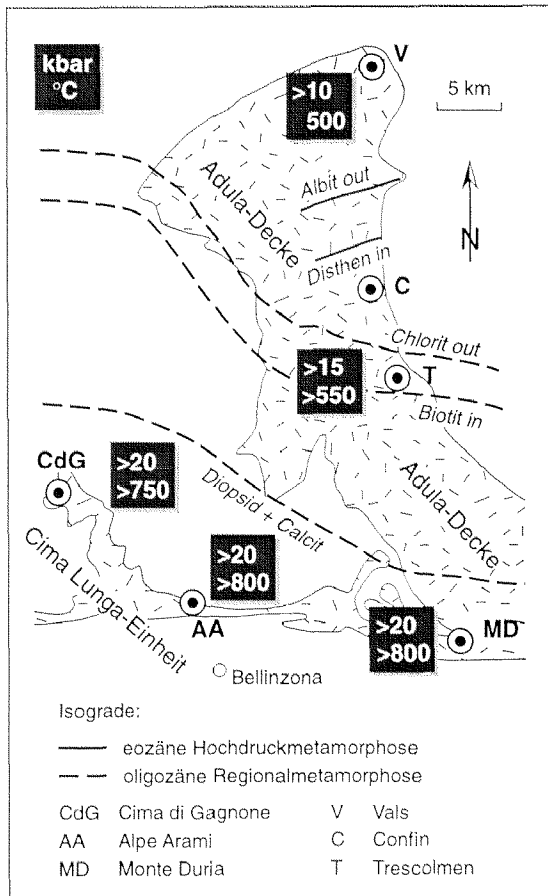
2) Regionale «leontinische» Hauptmetamorphose:

Die Auskartierung von metamorphen Mineralparagenesen in verschiedenen Gesteinen der Zentralalpen seit den späten 50er Jahren hat nördlich der Insubrischen Linie einen Metamorphosegürtel von unterer Grünschieferfazies im Norden bis zu oberer Amphibolitfazies im Süden ergeben (z.B. TROMMSDORFF, 1966, 1980; NIGGLI, 1970; WENK, 1962, 1970; FREY et al., 1974, 1980; TROMMSDORFF & EVANS, 1974; Review u.a. in TROMMSDORFF, 1990). Die Isograden dieses klassischen Metamorphosebandes verlaufen diskordant zu den Deckengrenzen und überlagern die früheren eklogitfaziellen Paragenesen.

Dieses zweite Metamorphoseereignis wird als Folge der Deckenbildung und der anschliessenden Exhumation des Deckenstapels in einem dextralen transpressiven System betrachtet. Für diese Regionalmetamorphose existiert, wie bei HUNZIKER et al. (1992, 1997) zusammengefasst, eine Fülle von Altersbestimmungen. Die verschiedenen radiometrischen Datierungsmethoden ergeben allgemein übereinstimmende Alter zwischen 38 und 28 Ma (z.B. JÄGER et al., 1967; JÄGER, 1973; KÖPPEL & GRÜNENFELDER, 1975; DEUTSCH & STEIGER, 1985).

5.2.2 Adula-Decke und Cima Lunga-Einheit

In den höheren Partien der Adula-Decke und in der Cima Lunga-Einheit konnte HEINRICH (1983, 1986) in mafischen Gesteinen eine regionale Hochdruckmetamorphose auskartieren. Druck und Temperatur nehmen von Nord (Vals, San Bernardino: 10–13 kbar, 500–550 °C) nach Süd (Monte Duria, Alpe Arami: > 20 kbar, ≥ 800 °C; Fig. 5.1) stetig zu (HEINRICH, 1986; EVANS & TROMMSDORFF, 1978) und deuten auf eine ehemals südgerichtete Subduktion unter den adriatischen Subkontinent hin. Der prograde Übergang von Blauschiefern und Albit-Epidot-Amphiboliten (Vals, Hinterrhein) über Epidot-Omphazit-Amphibolite (San Bernardino) zu Disthen-Eklogiten (Confin, Trescolmen) tritt in der nördlichen und mittleren



Figur 5.1: Übersichtskarte zur Metamorphose in der Adula-Decke und der Cima Lunga-Einheit (modifiziert nach HEINRICH, 1983, 1986). Die Isograden der Hochdruckmetamorphose in mafischen Gesteinen der nördlichen Adula-Decke sind von HEINRICH (1986) kartiert worden und zeigen einen nach Süden zunehmenden Metamorphosegrad an. Die Isograden der amphibolitfaziellen Hauptmetamorphose überqueren dagegen die Deckengrenzen. Die eingetragenen mittleren p - T -Werte stammen von EVANS & TROMMSDORFF (1978) und HEINRICH (1986).

Adula-Decke auf (vgl. Isograden der Hochdruckmetamorphose, Fig. 5.1). In der südlichen Adula-Decke und in der Cima Lunga-Einheit dominieren Disthen-Eklogite sowie hochdruckmetamorphe peridotitische Linsen, darunter drei Vorkommen von Granat-Peridotiten (Alpe Arami, Monte Duria, Cima di Gagnone, Fig. 5.1), die unter ähnlichen p - T -Bedingungen wie die Disthen-Eklogite reequilibriert sind (EVANS & TROMMSDORFF, 1978). Diese Hochdruckmetamorphose ist bisher weder eindeutig in den die Linsen umgebenden (semi-)pelitischen Gneisen und Schiefen der Adula-Cima Lunga-Einheit, noch in der überliegenden Tambo- oder der unterliegenden Simano-Decke vorgefunden worden.

In Tabelle 5.2 ist eine Auswahl bisheriger, mit konventioneller Thermobarometrie berechneter p - T -Bedingungen für die Hochdruckphase und die nachfolgende amphibolitfazielle Regionalmetamorphose im Gebiet um die Cima di Gagnone zusammengestellt. Die durchschnittlichen Druck- und Temperaturwerte der Hochdruckphase belaufen sich auf > 20 kbar und ca. 800 °C für die Granat-Peridotite (EVANS & TROMMSDORFF, 1978) respektive auf 17 – 27 kbar und 650 – 750 °C für die Disthen-Eklogite (HEINRICH, 1986). Für Alpe Arami sind ähnliche bis leicht höhere Drücke und Temperaturen um 18 – 35 kbar und 750 – 900 °C bestimmt worden (ERNST, 1977; EVANS & TROMMSDORFF, 1978; HEINRICH, 1986). Mineralogisch sind die Granat-Peridotite von Cima di Gagnone und von Alpe Arami identisch, aber texturell unterscheiden sie sich klar voneinander. Granate von Alpe Arami bilden Idioblasten mit gelegentlich breiten Kelyphitkoronas in einer porphyroklastischen Matrix aus Olivin, Klino- und Orthopyroxen. Granat von Cima di Gagnone ist dagegen poikiloblastisch und überwächst eine verfaltete Matrix aus Olivin, Pyroxenen und pargasitischer Mg-Hornblende. Das Überleben von Pargasit während dem Granat-Wachstum ergibt eine

Tabelle 5.2: Zusammenstellung einiger bisheriger Druck- und Temperaturabschätzungen (Hochdruckphase und amphibolitfazielle Phase) an verschiedenen Lithologien im Gebiet der Cima di Gagnone, nördliche Cima Lunga-Einheit, mit Angabe der jeweils verwendeten Methoden.

Lithologie	Quelle	T und p	angewandte Methode (Thermobarometrie, Abschätzung)
I) Eozäne Hochdruck-Hochtemperatur-Metamorphose (45–40 Ma):			
Granat-Metaperidotite	EVANS & TROMMSDORFF (1978)	800 ± 50 °C > 20 kbar	Cpx-Opx Solvus-Thermometrie (WELLS, 1977) Fe-Mg-Austausch zw. Cpx, Opx, Grt und Ol (RAHEIM & GREEN, 1974) Al in Opx-Barometrie, koex. mit Grt (WOOD, 1974)
Eklogite, Metarodingite	EVANS et al. (1979)	800 °C ca. 25 kbar	Fe-Mg-Verteilung zw. koex. Grt und Cpx (GANGULY, 1979; RAHEIM & GREEN, 1974)
Eklogite	HEINRICH (1983, 1986)	650–750 °C 17–27 kbar	Fe-Mg-Verteilung zw. Grt und Cpx (ELLIS & GREEN, 1979) Jd-Gehalte in Cpx (GASPARIK & LINDSLEY, 1980)
II) «Lepontinische» amphibolitfazielle Regionalmetamorphose (z.T. retrograd auf Hochdruckphase):			
Metaperidotite, Metabasika	EVANS & TROMMSDORFF (1974, 1978), EVANS et al. (1979)	600–700 °C < 10 kbar < 650 °C bei 7 kbar	retrograde Paragenesen in Granat-Peridotiten, Eklogiten und Metarodingiten; Isogradenkartierung in den Zentralalpen; max. T-Stabilität für MEFT (Mgs-En-Fo-Tc)-Paragenese, Linse Mg 30
Metabasika	HEINRICH (1982)	600–650 °C 6–7 kbar	retrograde Überprägung der Hochdruckparagenese in basischen Gesteinen
Metapelite	GROND (1994); GROND et al. (1995)	600–660 °C 6–8 kbar	Fe-Mn-Austausch zw. Grt und Ilm (POWNCBEY et al., 1987) GRAIL (BOHLEN et al., 1983) und GRIPS (BOHLEN & LIOTTA, 1986) an Grt-Einschlüssen und an Matrixmineralen
Grt-Knotenschiefer	WAHL (1994); GROND et al. (1995)	650 ± 20 °C 8.8 ± 0.4 kbar 4–8 kbar	inv. Paragenese Ky-Zo-Qz-An-Marg im CASH-System, Programm VERTEX (CONNOLLY, 1990) Al-Fe ³⁺ -Verteilung in koex. Zo und Klzo (nach FRANZ & SELVERSTONE, 1992)
kieselige Metakarbonate	NEUENSCHWANDER (1996)	600 ± 100 °C 6.5–9 kbar	Paragenese Kfsp-Tr-Di-Phlog-Qz, Programm VERTEX (CONNOLLY, 1990)

obere Drucklimite von ungefähr 30 kbar für Cima di Gagnone (MYSEN & BOETTCHER, 1975; NIIDA & GREEN, 1999).

Neueste Druck- und Temperaturabschätzungen einiger Autoren resultieren in teilweise deutlich höheren p–T-Bedingungen für den Granat-Peridotit von Alpe Arami. BRENKER & BREY (1997) erhalten p–T-Werte von etwa 1100 °C und bis zu 50 kbar für die Hochdruckmetamorphose, festgelegt aus Kernzusammensetzungen der einzelnen Minerale. DOBRZHINETSKAYA et al. (1996) bestimmen anhand einer detaillierten Studie von orientierten FeTiO₃-Entmischungen in Olivin von Alpe Arami gar Drücke über 100 kbar, eventuell sogar bis 200 kbar, und postulieren damit für den Granat-Peridotit eine Herkunft aus der Mantel-Übergangszone in 400 bis 650 km Tiefe. Diese Daten müssen jedoch mit Vorsicht betrachtet werden, da RISOLD et al. (1996, 1997) aufzeigen konnten, dass FeTiO₃-Entmischungen identisch in Grösse, Quantität, Orientierung und Zusammensetzung zu jenen von Alpe Arami auch in Olivin von Cima di Gagnone nachzuweisen sind.

MEYRE et al. (1997) berechnen in Eklogiten der mittleren Adula-Decke aufgrund eines Lösungsmodells für Omphazit einen Druck von 19–21 kbar und eine Temperatur um 650–

700 °C für die erste Reequilibration nach dem Höhepunkt der Hochdruckphase (Trescolmen-Phase; MEYRE & PUSCHNIG, 1993). Der Maximalstand der Hochdruckmetamorphose wird auf 700 °C und 22–25 kbar geschätzt und deckt sich recht gut mit den Bedingungen von HEINRICH (1986) (550–650 °C, 15–22 kbar).

Besonders in der südlichen Adula-Decke und der Cima Lunga-Einheit werden die Hochdruckparagenesen oftmals durch Mineralassoziationen der mittleren bis oberen Amphibolitfazies überlagert (HEINRICH, 1982), während sich ein grosser Teil der nördlichen und mittleren Adula-Decke im Bereich der mittleren Grünschiefer- bis mittleren Amphibolitfazies befindet. In Figur 5.1 sind einige Isograden dieser oligozänen Regionalmetamorphose eingezeichnet. Die Hochdruckparagenesen sind nur in den Kernzonen von kompetenten basischen und ultrabasischen Körpern erhalten geblieben (HEINRICH, 1982, 1983).

Die amphibolitfazielle Metamorphose äussert sich sowohl in der Bildung von Amphibol-Chlorit-Blackwalls um Peridotit- und Eklogitlinsen sowie um Metarodingit-Boudins als auch in partiellem Aufschmelzen der granitoiden Nebengesteine bei Alpe Arami und Monte Duria (GEBAUER, 1996; FUMASOLI, 1974). Die p–T-Bedingungen dieser «lepontinischen» Hauptmetamorphose bewegen sich in der mittleren Adula-Decke um ca. 650 °C und 6.5–8.5 kbar (Zapport-Phase, PARTZSCH, 1996) und in der nördlichen Adula um 500–550 °C und 6–8 kbar (Zapport- und Leis-Phasen, LÖW, 1987). Für Cima di Gagnone erhalten GROND et al. (1995) an (semi-)pelitischen Gneisen und Granat-Knotenschiefern, die keine Relikte einer Hochdruckphase erkennen lassen, Drücke von 6–9 kbar und Temperaturen von 600–660 °C (Tab. 5.2).

5.3 Ultramafische Gesteine

5.3.1 Einleitung und Kristallisation-Deformation

In den ultramafischen Linsen der nördlichen Cima Lunga-Einheit ist die Hochdruckphase oftmals in der Form des besonders in Kernzonen der Linsen dominierenden planaren und seltener auch linearen Gefüges vertreten (vgl. Kapitel 3) und wird von den nachfolgenden alpinen Deformationsphasen D₁ bis D₃ unter amphibolitfaziellen Bedingungen überprägt. Das Überleben dieser Hochdruckstrukturen kann einerseits auf die sehr hohe Kompetenz dieser Peridotitkörper zurückgeführt und andererseits mit der Tendenz dieser Gesteine erklärt werden, den am meisten dehydrierten Zustand während ihrer metamorphen Geschichte beizubehalten (vgl. HEINRICH, 1982). Die retrograde Entwicklung der Peridotite findet, verbunden mit unterschiedlich starker Fluidzufuhr, mehrheitlich statisch statt. Sie äussert sich teils in der Bildung von Koronastrukturen und Pseudomorphosen nach Hochdruckmineralen, teils aber auch im Wachstum neuer Mineralphasen über das frühere Hochdruckgefüge hinweg oder in einer vollständigen Rekristallisation der Hochdruckmineralogie. Dynamische Rekristallisation ist auf die Randzonen der Peridotitlinsen sowie auf lokale Schwächezonen beschränkt, wo Fluids in grösseren Mengen eindringen können und ein orientiertes Mineralwachstum durch verstärkte Deformation begünstigt wird. Ein vollständiges textuelles Gleichgewicht hat sich dabei nur in den dynamisch rekristallisierten Zonen und allenfalls bei totaler statischer Rekristallisation der Hochdruckparagenese einstellen können. In Koronastrukturen und feinkörnigen Pseudomorphosen nach Hochdruckmineralen werden dagegen nur lokal Gleichgewichtsbedingungen erreicht.

Tabelle 5.3 gibt eine Übersicht über die Kristallisations-Deformationsbeziehungen und die Mineralparagenesen in den Metaperidotiten während den verschiedenen Entwicklungsstadien, basierend vorwiegend auf mikrostrukturellen Beobachtungen und petrographischen Überlegungen. Aufgrund der mehrheitlich statischen Überprägung von Hochdruckparagenesen und der eher selten vorkommenden Strukturen der jüngeren Deformationsphasen D₁ bis D₃ ist eine Zuordnung zwischen metamorphem Mineralwachstum und einzelnen Deformationsereignissen oft recht schwierig.

Das Ziel dieses Kapitels ist es, die alpine metamorphe Geschichte der Metaperidotite aufzuzeigen. Dabei wird nachfolgend zwischen Granat-Peridotiten, Enstatit-Chlorit-Peridotiten (harzburgitischer Typ) und Enstatit-Amphibol-Chlorit-Peridotiten (Iherzolitischer Typ) unterschieden (nach WAHL, 1994). Die letzten beiden Typen sind normalerweise unter dem Begriff «Chlorit-Peridotite» zusammengefasst und dominieren in der nördlichen Cima Lunga-Einheit. Granat-Peridotit (Linse Mg 160, Granat in < 10% der Linse erhalten) oder Granat-Pseudomorphosen (Linsen Mg 304, MP 1/2) konnten bisher lediglich in den Kernzonen weniger ultramafischer Körper gefunden werden (EVANS & TROMMSDORFF, 1978). Aufgrund des seltenen Auftretens von Granat-Metaperidotit soll besonders auch untersucht werden, ob Granat- und Chlorit-Peridotite dieselbe Hochdruckgeschichte erlebt haben und

Tabelle 5.3: Beziehungen zwischen metamorphem Mineralwachstum und einzelnen Deformationsereignissen in den Metaperidotiten von Cima di Gagnone. Die Zahlen entsprechen verschiedenen Mineralgenerationen; Kel. bezeichnet Minerale, die an den Kelyphiträndern um Granat beteiligt sind. Die gestrichelten Linien bezeichnen Mineralphasen, die während eines bestimmten Ereignisses nur selten kristallisieren und somit nicht sicher zuzuordnen sind.

Ultramafische Gesteine							
		Ozeanisch	Subduktion (D _{HP})		Deckenbildung und -verfaltung		Exhumation
Minerale	Stadium	tiefgradig	Eklogitfazies		Amphibolitfazies → Grünschiefer		
			prograd	retrograd	D ₁	D ₂	D ₃ post-D ₃
Olivin		---	1	2		3/4	---
Orthopyroxen			1	2 Kel.	---	3	
Klinopyroxen		---					
Granat			---				
Spinell							
Mg-Hornblende (Parg)							
Chlorit (Klinochlor)		---		1	2	3	4
Ferritchromit							
Cr-Magnetit		---					---
Ilmenit							
Tremolit		---					
Talk		---					
Cummingtonit							
Anthophyllit							
Magnesit							
Antigorit		---					
Chrysotil		---					
Titanoklinohumit		---					

dabei gleichzeitig nebeneinander stabil gewesen sind, oder ob die Chlorit-Peridotite rekristallisierten Granat-Peridotiten entsprechen.

5.3.2 Mikrostrukturen und Mineralchemie

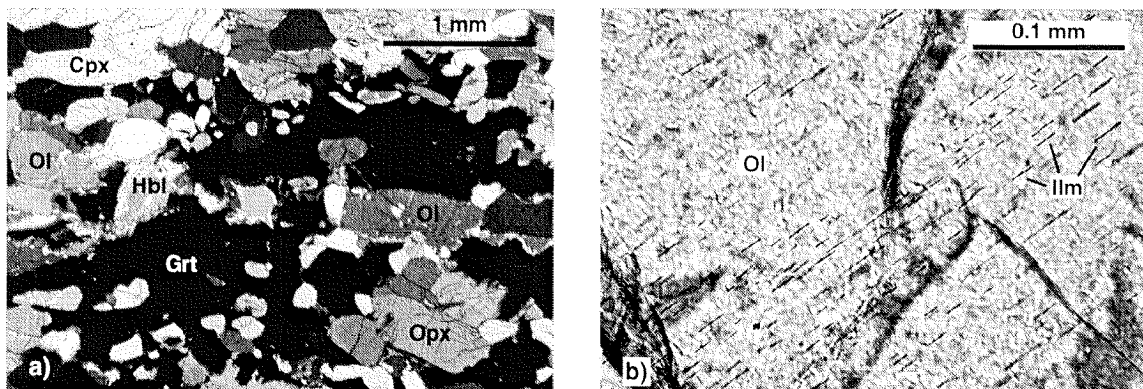
Die Beschreibung der Mikrostrukturen und der Mineralchemie in den einzelnen Peridotit-typen wird in folgende drei Metamorphoseereignisse unterteilt: (i) Gefüge und Strukturen der Hochdruckphase; (ii) retrograde Entwicklung während der regionalen amphibolit-faziellen Überprägung; und (iii) späte Serpentinisierung und Chloritisierung.

a) Hochdruckphase

Granat-Metaperidotit (Linse Mg 160):

Die Petrographie und die Mineralogie des Granat-Peridotitvorkommens im Gebiet der Cima di Gagnone sind von EVANS & TROMMSDORFF (1978) und HEINRICH (1978, 1983) bereits ausführlich bearbeitet worden. Der Granat-Peridotit weist ein schönes textuelles Gleichgewichtsgefüge bestehend aus Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Granat und zum Teil Magnesiohornblende auf (Fig. 5.2a). Granat ist unregelmässig verteilt und kommt oft in dünnen Lagen zusammen mit Pyroxenen vor (ev. ehemalige pyroxenitische Schlieren). Er kristallisiert poikiloblastisch, ist relativ einschlussarm und überwächst sowohl eine frühere Schieferung als auch Faltenstrukturen aus orientiertem Diopsid, Enstatit, Olivin, Cr-Spinell und Magnesiohornblende (vgl. Fig. 3.8, Kapitel 3.3).

Olivin ist mehr oder weniger gleichkörnig, mit einer mittleren Korngrösse um 1 bis 2 mm, und manchmal schwach in der Schieferung S_{HP} elongiert. Einzelne Körner sind kaum zerbrochen und zeigen wenig Anzeichen von Deformation. Die meisten Olivin-Kristalle enthalten feinste, orientierte Einschlüsse von $FeTiO_3$ (Ilmenit)-Stäbchen (Fig. 5.2b) mit analoger Orientierung, Grösse und Quantität zu jenen, die im Granat-Peridotit von Alpe Arami beschrieben worden sind (DOBZHINETSKAYA et al., 1996). Verwachsungen von Olivin mit granularem bis wurmförmigem Ilmenit stellen Pseudomorphosen nach Titanoklinohumit



Figur 5.2: Mikrostrukturen in frischem Granat-Metaperidotit. a) Poikiloblastischer Granat überwächst ein früheres Gleichgewichtsgefüge aus Olivin, Pyroxen (Opx und Cpx) und Magnesiohornblende (Hbl) (DS CH257, X Nicols). b) Feinste, orientierte Einschlüsse von $FeTiO_3$ (Ilmenit)-Stäbchen in Olivin, analog zu jenen aus dem Granat-Peridotit von Alpe Arami (DOBZHINETSKAYA et al., 1996; RISOLD et al., 1996, 1997) (DS CH257, X Nicols).

dar und enthalten gelegentlich noch Relikte von nahezu Ti-gesättigtem Titanoklinohumit (EVANS & TROMMSDORFF, 1978). F-haltiger Titanoklinohumit ist in einem benachbarten Ultramafitkörper erhalten geblieben (EVANS & TROMMSDORFF, 1983).

Klino- und vor allem Orthopyroxen kommen als orientiert gewachsene, bis zu 5 mm lange, prismatische Idioblasten in der Olivinmatrix vor und bilden sowohl die Schieferung S_{HP} als auch teilweise eine Lineation L_{HP} . Magnesiohornblende mit blassgrünen Kernen und meist farblosen Rändern scheint kaum deformiert zu sein und ist in gewissen Lagen recht häufig. Als akzessorische Phasen lassen sich kleine Mengen von Ilmenit, Rutil und Cr-Spinell nachweisen.

Die chemische Zusammensetzung der Minerale im Granat-Peridotit ist normalerweise recht variabel (c.f. EVANS & TROMMSDORFF, 1978). Eine Auswahl an repräsentativen Mineralanalysen aus Granat- und Chlorit-Peridotiten ist in Tabelle 5.4 zusammengestellt; ein vollständiges Datenset findet sich im Anhang.

Granat weist keine systematische Zonierung auf und variiert zwischen 65–71% Py, 14–20% Alm, 10–15% Gross und 0.7–1.5% Spess. Schwankungen im Mg-Gehalt werden durch Ca und Fe^{2+} ausgeglichen. Die grössten relativen Differenzen treten in den Cr_2O_3 -Anteilen auf (0.8–2.3 Gew%; EVANS & TROMMSDORFF, 1978).

Olivin streut bezüglich der Mg# (= $Mg/(Mg+Fe_{tot})$) in Abhängigkeit von der Gesamtgesteinschemie über einen relativ grossen Bereich von 0.88 (Probe 160.3) bis 0.91 (Probe CH257) (Fig. 5.5). Er weist recht hohe Ni-Gehalte (0.37–0.52 Gew% NiO) und eher tiefe Mn-Konzentrationen (0.1–0.2 Gew% MnO) auf, wobei beide Elemente in beiden Proben ziemlich homogen verteilt sind.

Die Pyroxene zeigen teilweise eine deutliche systematische Zonierung, wie auch EVANS & TROMMSDORFF (1978) anhand detaillierterer Studien festgestellt haben. In *Klinopyroxen* (Fig. 5.3a) nehmen vom Kern zum Rand Cr (0.26–0.92 Gew%) und weniger deutlich auch Na (0.75–1.06 Gew%) zu, während Mg und Ca sinken. Diese Zonierung ist gegenteilig zu den Beobachtungen von EVANS & TROMMSDORFF (1978) und entspricht einem Anstieg der Jd-Komponente in Klinopyroxen um etwa 1.2%. Der Al-Gehalt unterliegt einer weniger klaren Systematik und streut zwischen 1.41 und 1.74 Gew% Al_2O_3 . Die Zunahme an Na und dreiwertigen Kationen (Al und Cr) vom Kern zum Rand wird als progrades Wachstum von Klinopyroxen bei gleichzeitigem Zerfall von Na- und Cr-haltiger Magnesiohornblende (vgl. Tab. 5.4 und Fig. 5.7) angesehen.

Orthopyroxen weist enstatitische Zusammensetzung (90–92% En, 8–10% Fs) und vom Kern zum Rand ebenfalls eine prograde Zonierung mit einer Zunahme an Al (0.4–1.0 Gew%) und Cr auf (Fig. 5.3b). Ca variiert lediglich über einen kleinen Bereich von 0.20–0.24 Gew% CaO (Fig. 5.3c). Die im Gegensatz zu anderen Peridotitvorkommen fehlende Korrelation zwischen Ca und Al in Orthopyroxen (Fig. 5.3c) kann auf eine Reequilibration der Ca-Verteilung gegenüber Al und Cr während der retrograden Überlagerung zurückzuführen sein, da Ca in Orthopyroxen eine höhere Diffusionsgeschwindigkeit als Al oder Cr aufweist (z.B. WITT-EICKSCHEN & SECK, 1991; SMITH & RITER, 1997). SMITH & RITER (1997) beschreiben analoge Zonierungen aus tief-Al-Orthopyroxenen in Spinell-Peridotit-Xenolithen von Arizona, und MÜNTENER (1997) beobachtet ähnliche Evidenzen in Orthopyroxen-Porphyrblasten aus dem Malenco-Peridotit. Orthopyroxen der Probe 160.3 zeigt teilweise eine deutlich breitere Streuung in der Mg# als CH257, mit Werten zwischen 0.89 und 0.92 (Fig. 5.3b). Dies kann entweder auf einen fertileren Charakter dieser Probe oder auf eine

Tabelle 5.4: Repräsentative Mineralanalysen aus Hochdruckparagenesen in Granat- (Proben CH257, 160.3) und Chlorit-Metaperidotiten (Proben VI.8, 163a.33, 31.5) von Cima di Gagnone.

Probe	Granat-Peridotit CH 257						160.3		
	Oli ₁	Cpx	Opx ₁	Grt	Hbl	Cr-Spi	Oli ₁	Opx ₁	Chrom
Gew%									
SiO ₂	39.3	54.2	55.8	40.6	46.0	-	40.5	57.4	-
TiO ₂	-	0.08	0.06	-	0.53	0.60	-	0.04	1.20
Al ₂ O ₃	-	1.60	0.88	23.2	11.7	18.8	-	0.90	3.35
Cr ₂ O ₃	-	0.78	0.13	1.08	1.76	47.2	-	0.18	48.2
Fe ₂ O ₃ ¹	-	-	-	3.37	-	3.36	-	-	15.1
FeO	9.1	1.92	5.73	7.51	3.31	20.7	10.9	6.97	27.4
MnO	0.08	0.04	0.05	0.47	0.04	0.51	0.17	0.13	0.87
NiO	0.49	0.08	0.08	-	0.12	0.08	0.41	0.06	0.22
MgO	50.8	17.3	36.2	19.2	20.0	9.35	48.5	34.3	2.91
CaO	-	23.0	0.24	4.99	12.0	0.05	-	0.22	-
Na ₂ O	-	1.02	-	-	2.19	-	-	0.04	-
K ₂ O	-	-	-	-	0.24	-	-	-	-
H ₂ O calc	-	-	-	-	2.13	-	-	-	-
Summe	99.8	100.0	99.2	100.5	99.9	100.7	100.6	100.3	99.3

Ionen berechnet auf der Grundlage von 3 Kationen (Olivin, Chromit, Spinell); 4 Kationen und 6 Sauerstoff-Atomen (Pyroxene); 8 Kationen und 24 Ladungen (Granat); 23 Sauerstoff-Atomen und Fe³⁺/Fe_{tot} = 0 (Amphibole)

Si	0.957	1.965	1.922	2.899	6.477		0.993	1.979	
Ti		0.002	0.002		0.056	0.014		0.001	0.033
Al		0.069	0.036	1.956	1.941	0.706		0.036	0.143
Cr		0.022	0.004	0.061	0.197	1.187		0.005	1.384
Fe ³⁺				0.181		0.081			0.413
Fe ²⁺	0.185	0.058	0.166	0.449	0.390	0.551	0.223	0.201	0.830
Mn	0.002	0.001	0.002	0.029	0.004	0.014	0.004	0.004	0.027
Ni	0.010	0.002	0.002		0.013	0.002	0.008	0.002	0.007
Mg	1.846	0.937	1.858	2.040	4.190	0.443	1.770	1.761	0.158
Ca		0.895	0.009	0.382	1.808	0.002		0.008	
Na		0.072			0.599			0.002	
K					0.044				
OH					2.000				
Mg#(Fe _{tot})	0.903	0.942	0.918	0.764	0.915	0.413	0.882	0.898	0.149

¹ stöchiometrisch berechnet

Subsolidus-Reequilibration des Fe/Mg-Verhältnisses von Orthopyroxen während der retrograden Metamorphose zurückgehen.

Die pargasitische *Magnesiohornblende* (Nomenklatur nach LEAKE, 1978) weist eine recht homogene chemische Zusammensetzung und hohe Gehalte an Cr₂O₃ zwischen 1.4 und 1.8 Gew% auf (Tab. 5.4, Fig. 5.7). Spinell ist äusserst Cr-reich und besteht zu rund 60% aus Chromit (Cr₂O₃ um 47 Gew%, Tab. 5.4). MgO liegt konstant zwischen 8 und 9 Gew% und Al₂O₃ variiert von 14.5 bis 19 Gew%.

Chlorit-Metaperidotite (z.B. Mg 163, 161, 31, 32 u.a.):

Wo sie von den nachfolgenden Deformationsphasen D₁ bis D₃ und der damit einhergehenden amphibolitfaziellen Überprägung nur wenig erfasst worden sind (v.a. Kernzonen von

Tabelle 5.4 (Fortsetzung)

Probe	Chlorit-Peridotite				163a.33				31.5			
	Ol ₂	Op _{x1/2}	Chl	Chrom	Ol ₂	Op _{x1/2}	Chl	Mgt	Ol ₂	Op _{x1/2}	Chl	Mgt
Gew%												
SiO ₂	40.9	59.0	32.6	-	40.2	58.2	32.7	-	41.8	59.2	33.9	-
TiO ₂	-	-	-	0.79	-	-	0.03	0.14	-	-	0.04	0.62
Al ₂ O ₃	-	0.11	15.1	1.93	-	0.09	14.1	0.65	0.05	0.04	13.9	0.49
Cr ₂ O ₃	-	0.03	1.73	45.8	-	0.02	1.90	10.8	-	0.02	1.59	9.74
Fe ₂ O ₃ ¹	-	-	-	20.7	-	-	-	56.9	-	-	-	58.3
FeO	8.18	5.71	3.56	27.3	7.99	4.81	2.84	28.4	8.08	5.34	3.61	27.1
MnO	0.13	0.13	-	0.68	0.14	0.19	-	0.35	0.19	0.36	0.03	0.35
NiO	0.42	0.03	0.22	0.20	0.37	0.05	0.26	0.86	0.45	0.07	0.27	0.81
MgO	51.2	36.8	33.9	2.97	50.8	36.1	34.6	0.96	50.5	36.3	34.6	2.26
CaO	0.04	0.05	-	-	-	0.15	-	-	-	0.11	0.08	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O calc	-	-	12.7	-	-	-	12.6	-	-	-	12.8	-
Summe	100.9	101.9	99.9	100.4	99.5	99.6	99.1	99.0	101.1	101.5	100.8	99.7

Ionen berechnet auf der Grundlage von 3 Kationen (Olivin, Magnetit/Ferritchromit); 4 Kationen und 6 Sauerstoff-Atomen (Orthopyroxen); 10 Sauerstoff-Atomen und 8 OH (Chlorit)

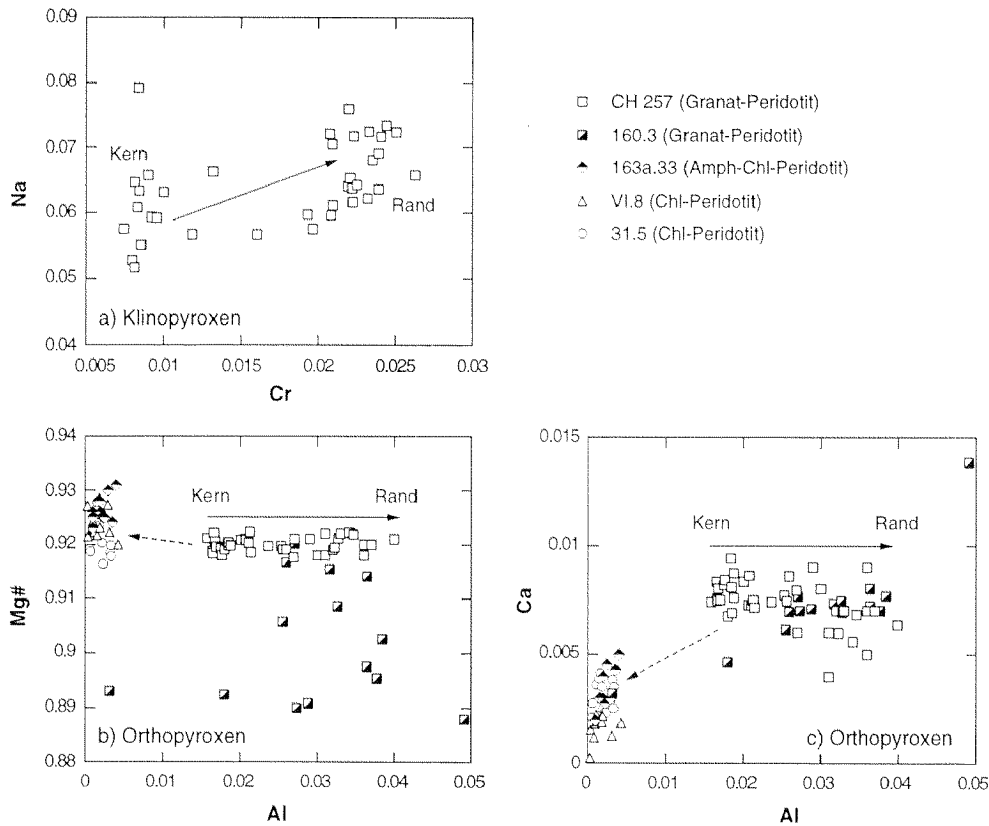
Si	0.984	1.984	3.091		0.980	1.997	3.112		1.007	1.999	3.180	
Ti				0.022			0.002	0.004			0.003	0.017
Al		0.004	1.679	0.083		0.004	1.580	0.029	0.002	0.002	1.541	0.022
Cr		0.001	0.130	1.312		0.001	0.143	0.325		0.001	0.118	0.290
Fe ³⁺				0.566				1.638				1.653
Fe ²⁺	0.165	0.160	0.282	0.827	0.163	0.138	0.227	0.910	0.163	0.151	0.284	0.853
Mn	0.003	0.004	0.002	0.021	0.003	0.005		0.012	0.004	0.010	0.003	0.011
Ni	0.008	0.001	0.017	0.006	0.007	0.002	0.020	0.026	0.008	0.002	0.020	0.025
Mg	1.838	1.844	4.799	0.161	1.846	1.847	4.916	0.055	1.815	1.830	4.839	0.127
Ca	0.001	0.002				0.005				0.004	0.008	
Na												
K												
OH			8.000				8.000				8.000	
Mg#(Fe _{tot})	0.912	0.920	0.944	0.154 ²	0.914	0.931	0.955	0.054 ²	0.910	0.924	0.945	0.123

¹ stöchiometrisch berechnet

² anhand des Fe²⁺-Gehaltes allein bestimmt

Linsen), weisen die Chlorit-Metaperidotite ein charakteristisches, porphyroblastisches bis granoblastisches Gleichgewichtsgefüge aus Olivin, Enstatit, Chlorit und Ferritchromit bis Cr-haltigem Magnetit auf (Fig. 5.4a) (vgl. z.B. DAL VESCO, 1953; TROMMSDORFF & EVANS, 1969, 1974). Diopsid konnte selbst in Ca-reichen Ultramafitkörpern (z.B. Mg 31) nicht mehr vorgefunden werden und scheint retrograd unter H₂O-Zufuhr zu verbreitet vorkommendem Tremolit zerfallen zu sein. Daneben dürfte in Analogie zum Granat-Peridotit auch in den Chlorit-Peridotiten eine Ca-reiche Amphibolphase unter Hochdruckbedingungen stabil geblieben sein. Reliktischer Diopsid konnte lediglich in einer einzigen Probe als Einschlüsse in Tremolit innerhalb einer äusserst grobkörnigen Olivin-Tremolit-Chlorit-Magnetit-Ader nachgewiesen werden (Probe 163a.31; Reaktion: Di + Serp → Tr + Ol).

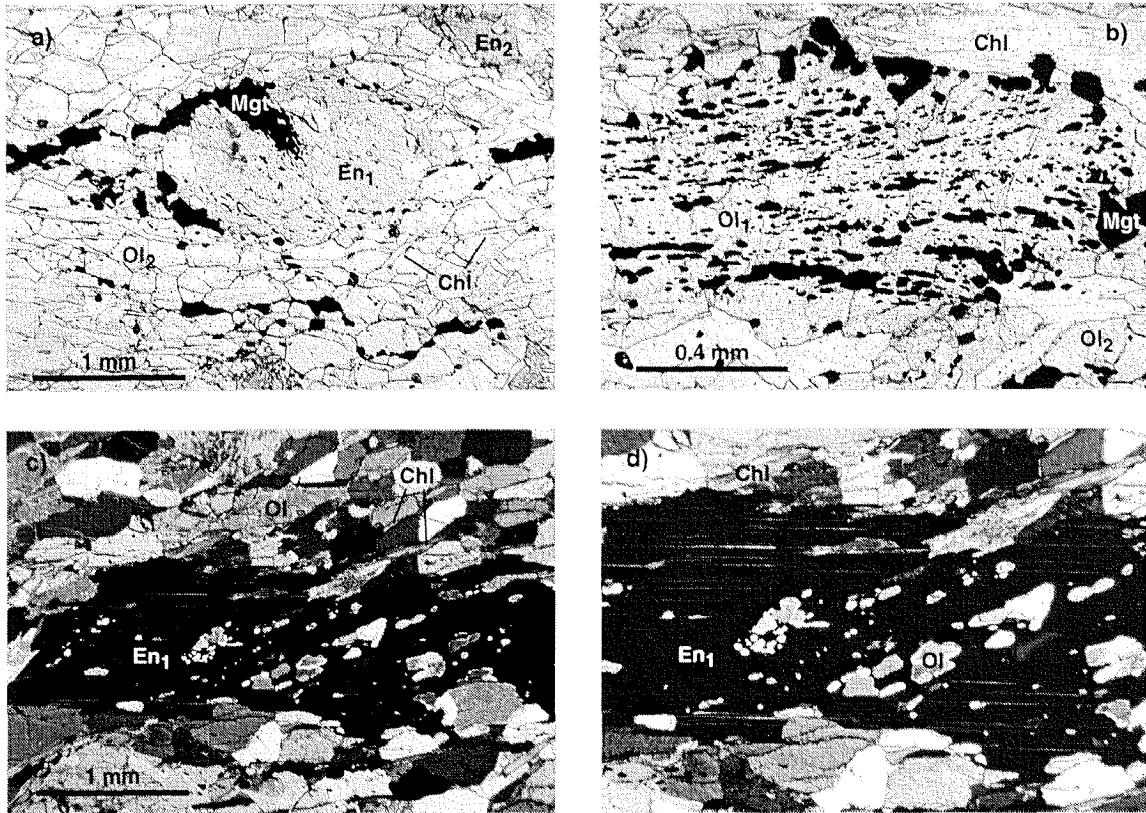
Olivin kommt in zwei verschiedenen Generationen vor (Tab. 5.3): einerseits relativ selten als ältere Porphyroblasten mit bis zu mehreren mm Durchmesser (Ol₁) und anderer-



Figur 5.3: Chemische Variationen in Pyroxenen aus Granat- und Chlorit-Metaperidotiten. Klinopyroxen (a) der Probe CH257 zeigt eine prograde Zonierung mit vom Kern zum Rand zunehmenden Cr- und Na-Gehalten an. Orthopyroxen (b und c) weist im Granat-Peridotit markant höhere Al- und Ca-Konzentrationen als in Chlorit-Peridotiten auf und ist oftmals zoniert, mit zum Rand steigendem Al (ausgezogener Pfeil). In den Chlorit-Peridotiten lässt sich eine positive Korrelation zwischen Al und Ca erkennen. Die Mg# ist in Granat- und Chlorit-Peridotiten ähnlich, streut in der Probe 160.3 jedoch massiv.

seits als feinerkörnige (0.5–1 mm) Granoblasten in der Matrix (Ol_2). Die Porphyroblasten sind meist relativ stark zerbrochen und äusserst reich an feinsten Einschlüssen von Magnetit und Chlorit. Sie überwachsen eine frühere Serpentinitschieferung, die stellenweise in der Form von unzähligen, orientierten Magnetit-Mikroeingeschlüssen erhalten geblieben ist (Fig. 5.4b). Die Olivin-Neoblasten bilden ein perfektes Mosaikgefüge und sind meist leicht parallel zur Schieferung S_{HP} elongiert (Fig. 5.4a). Enstatit tritt ebenfalls in zwei Generationen auf. Die erste Generation (En_1) zeichnet sich durch bis einige cm lange, prismatische Porphyroblasten aus, die oftmals in die Schieferung S_{HP} einrotiert oder in dieser gewachsen sind (Fig. 5.4a/c). Sie sind teilweise gekinkt und weisen oft feine Klinoenstatit-Lamellen auf (Fig. 5.4d; mittels EMS kein Ca feststellbar). Die in Enstatit₁ häufig zahlreich eingeschlossenen Olivin-, Chlorit- und Magnetit-Körner bilden meist ein älteres, manchmal rotiertes Interngefüge ab, welches leicht diskordant zu S_{HP} verläuft und ebenfalls einer Serpentinitschieferung entsprechen dürfte. Die zweite, granoblastische Enstatit-Generation (En_2) ist feinkörnig (0.3–0.5 mm), generell einschlussfrei und zusammen mit Ol_2 und Chlorit am Aufbau der Matrix beteiligt. Sowohl En_2 als auch Ol_2 sind normalerweise gänzlich undeformiert.

Chlorit ist entweder als feine, farblose Blättchen regelmässig in der En_2 - Ol_2 -Matrix des Gesteins verteilt (Fig. 5.4a) oder kommt als zu Büscheln oder Lagen verwachsene Aggregate vor. Er ist meist stark orientiert und zeigt sich zusammen mit der Ol_2 -Elongation



Figur 5.4: Mikrostrukturen und -gefüge in Enstatit-Chlorit-Metaperidotiten. a) Rotierter En_1 -Porphyroblast mit zahlreichen Magnetit-Einschlüssen (Mgt) ist von einem granoblastischen Gleichgewichtsgefüge aus Ol , Chl , En_2 und Magnetit umgeben (DS 163b.8). b) Olivinblast (Ol_1) mit unzähligen, teilweise orientierten Magnetit-Einschlüssen, die eine alte Antigorit-Schieferung nachzeichnen (DS 31.49). c) En_1 -Porphyroblast mit älterem, von Olivineinschlüssen abgebildetem Interngefüge, das leicht diskordant zur externen Chloritschieferung S_{HP} verläuft (DS 163b.8, X Nicols). d) En_1 weist gelegentlich feine Klinoenstatit-Lamellen auf (hellgraue, parallel verlaufende Streifen in En_1 ; Detailausschnitt aus c).

für die Schieferung S_{HP} in den Chlorit-Peridotiten verantwortlich. Die einzelnen Körner sind oft zwischen dem Ol_2 -Mosaik eingeklemt und daher undulös und verbogen. Cr-haltiger Magnetit und Ferritchromit bilden vorwiegend unzusammenhängende, in der Schieferung S_{HP} liegende Erzschnüre aus relativ grossen, isometrischen Einzelkörnern mit 0.1–0.5 mm Durchmesser (Fig. 5.4a) und/oder sind als kleine (< 0.1 mm) Kristalle homogen im Peridotit verteilt. Besonders in den grobkörnigen Olivin- (bis 10 cm Ø) Chlorit-Tremolit-Adern lassen sich Magnetite mit einer Korngrösse von 5 mm und mehr beobachten. In solchen Adern finden sich selten auch Olivin-Ilmenit (Geikielit)-Pseudomorphosen nach Titanoklinohumit (EVANS & TROMMSDORFF, 1978; TROMMSDORFF & EVANS, 1980).

Die Olivin₂-Enstatit₂-Chlorit-Magnetit-Matrix scheint gegenüber den Porphyroblasten (Ol_1 , En_1) etwas jünger zu sein. Sie dürfte während oder kurz nach dem Höhepunkt der Hochdruckphase, eventuell am Temperaturmaximum, rekristallisiert sein, da die nachfolgenden Deformationsphasen D_1 bis D_3 die Schieferung S_{HP} und somit auch das Matrixgefüge überlagern (vgl. Kapitel 3).

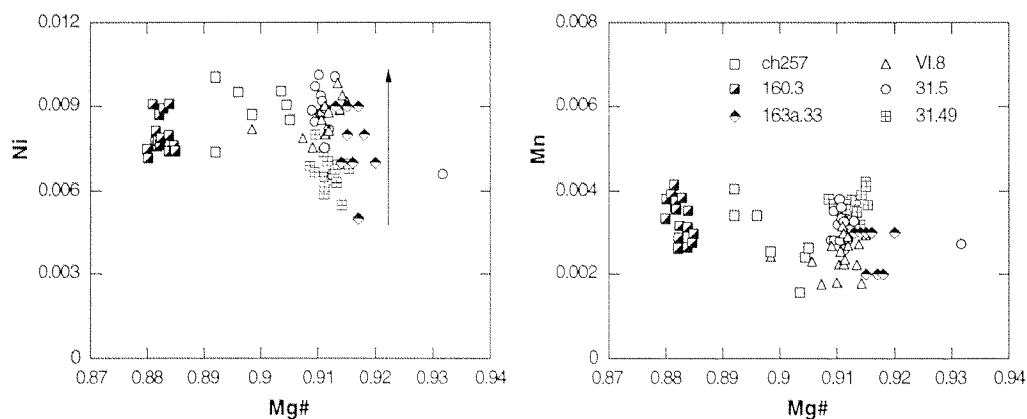
Tabelle 5.4 fasst einige typische Elektronenmikrosondenanalysen von hochdruckmetamorphen Mineralen aus den Chlorit-Metaperidotiten zusammen. Die Mineralchemie variiert innerhalb einer Probe allgemein nur sehr wenig, kann jedoch zwischen Mineralen aus verschiedenen Proben in Abhängigkeit von der Gesteinszusammensetzung und/oder einer

Reequilibration unter retrograden Bedingungen recht grossen Änderungen unterworfen sein. Die Fe/Mg-Verteilung unter den Mineralen, ausgedrückt als Mg#, ist jedoch in allen Proben mehr oder weniger einheitlich und unterliegt derselben relativen Abfolge wie bei TROMMSDORFF & EVANS (1974): Tremolit (0.96–0.97) > Chlorit (0.94–0.96) > Enstatit (0.92–0.93) > Olivin (0.9–0.92) >> Magnetit (0.02–0.15).

Olivin weist in Chlorit-Peridotiten sowohl für Porphyroblasten als auch für Granoblasten einen sehr konstanten Fo-Gehalt zwischen 90.5 und 92% auf (Fig. 5.5). Die Ni-Gehalte sind, wie im Granat-Peridotit, allgemein hoch, mit einer Tendenz zu leichter Konzentrationszunahme mit steigendem refraktärem Charakter (0.28 Gew% NiO in 31.49; 0.53 Gew% in 31.5 und VI.8; Fig. 5.5). MnO liegt einheitlich zwischen 0.1 und 0.2 Gew% und CaO übersteigt die Nachweisgrenze von 0.03 Gew% kaum.

Enstatit ist äusserst Al-, Ca- und Cr-arm (CaO und Al₂O₃ meist ≤ 0.15 Gew%; Cr₂O₃ ≤ 0.05 Gew%), oft etwas Mg-reicher als im Granat-Peridotit und praktisch nicht zoniert (Fig. 5.3b und c), wobei sich Porphyroblasten und Granoblasten chemisch nicht voneinander unterscheiden lassen. In wenigen Enstatit-Porphyroblasten konnten maximale Al₂O₃-Konzentrationen um 0.68 Gew% gemessen werden. Ca zeigt eine schwach positive Korrelation mit Al (Fig. 5.3c). MnO schwankt über einen relativ grossen Bereich zwischen 0.12 und 0.44 Gew% und ist gegenüber Orthopyroxen aus dem Granat-Peridotit etwas erhöht.

Beim *Chlorit* aus den Chlorit-Metaperidotiten handelt es sich um Klinochlor, der normalerweise nicht zoniert ist. Die Mg# und die Al-Gehalte variieren in allen Proben über denselben Bereich (Mg#: 0.94–0.96; Al₂O₃: 2.8–15.4 Gew%). Letztere resultieren in einem mittleren X_{Al} von 0.9, wobei X_{Al} die Anzahl an Al-Kationen in der vereinfachten Chloritformel (Mg_{6-X}Al_X)(Si_{4-X}Al_X)O₁₀(OH)₈ darstellt (nach JENKINS & CHERNOSKY, 1986). Dieser Wert ist noch bedeutend tiefer als das maximal mögliche X_{Al} = 1.2, welches unabhängig von der Gesteinszusammensetzung am Breakdown von Chlorit festgestellt worden ist (FROST, 1975; EVANS, 1977; JENKINS & CHERNOSKY, 1986; VAVRECKA-SIDLER, 1998). Cr und besonders die Cr# sind innerhalb einer Probe sehr konstant, ändern jedoch von Probe zu Probe leicht, mit einer Tendenz zu höheren Werten in refraktären Peridotiten (0.9–1.3 Gew% Cr₂O₃ in 31.49; 1.3–1.75 Gew% in 31.5 und VI.8). Chlorit der Probe 163a.33 weist eine geringe Zonierung mit einer leichten Cr-Zunahme vom Kern zum Rand auf.



Figur 5.5: Zusammensetzung von Olivin in den Cima di Gagnone-Metaperidotiten. Die Mg# ist in Granat-Peridotiten teilweise deutlich tiefer und unterliegt einer relativ grossen Streuung. In Chlorit-Peridotiten dagegen variiert sie nur über einen recht kleinen Bereich. Die Ni-Gehalte sind allgemein recht hoch und weisen eine schwache Tendenz zu leichter Konzentrationszunahme mit steigendem refraktärem Charakter auf (Pfeil). Ansonsten lassen Ni und Mn kaum Unterschiede zwischen den beiden Peridotittypen erkennen.

Die Chemie der Erzphase variiert je nach Probe stark zwischen Cr-haltigem *Magnetit* und *Ferritchromit* oder seltener gar *Chromit* (Tab. 5.4), bleibt innerhalb derselben Probe jedoch recht konstant. Mg (< 3 Gew% MgO) und Al (< 2 Gew% Al₂O₃) sind allgemein tief, mit zum Rand oftmals noch weiter sinkenden Konzentrationen. Die Cr₂O₃-Gehalte bewegen sich in Abhängigkeit von der Gesteinszusammensetzung und/oder der retrograden Reequilibrierung zwischen 4 (Probe 31.49) und 12 Gew% (Probe 163a.33), die Cr# ist jedoch recht konstant bei 0.91 bis 0.94. Ni und Mn steigen mit zunehmendem Cr-Gehalt leicht an, und Mg nimmt zugunsten von Fe²⁺ vom Kern zum Rand ab.

Die chemische Zusammensetzung der Minerale in den Chlorit-Metaperidotiten ist nicht besonders spektakulär und weitgehend identisch zu anderen Enstatit-Chlorit-Metaperidotiten in den Zentralalpen (z.B. TROMMSDORFF & EVANS, 1969, 1974) wie auch zu einem Vorkommen von Spinifex-texturiertem Tremolit-Enstatit-Chlorit-Magnetit-Metaperidotit aus dem Gebiet des Cerro del Almiraz (Südspanien; TROMMSDORFF et al., 1998). Die vergleichsweise hohen Ni- und tiefen Mn-Gehalte in Olivin und die teilweise hohen Mn-Konzentrationen in koexistierendem Orthopyroxen können auf eine prograde Entstehung dieser Minerale aus früheren Antigorit-Serpentiniten zurückzuführen sein, wobei Mn bevorzugt in Orthopyroxen und Ni in Olivin eingebaut wird (c.f. TROMMSDORFF et al., 1998).

b) Retrograde amphibolitfazielle Überprägung

Allgemeines:

Die retrograde metamorphe Entwicklung in den ultramafischen Linsen der nördlichen Cima Lunga-Einheit findet vorwiegend während der jüngeren alpinen Deformationsphasen D₁ bis D₃ und der mit diesen einhergehenden, amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose statt (Tab. 5.3). Unterschiedlich starke H₂O- und teilweise auch CO₂-Zufuhr aus den umliegenden Calcitmarmoren, Gneisen und Schieferen führt zu weitverbreiteter metasomatischer Alteration der früheren Hochdruckparagenesen und manchmal recht spektakulären Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen (detaillierte Beschreibungen bei PFEIFER, 1978, 1979, 1981, 1987; EVANS & TROMMSDORFF, 1974, 1978; HEINRICH, 1982, 1983). Je nach zugeführter Fluidmenge ist die Rekristallisation unterschiedlich weit fortgeschritten und reicht von lokalen Koronabildungen um Hochdruckminerale bis hin zu vollständiger Mineralneubildung unter mehrheitlich statischen Bedingungen. Deshalb bleiben die Hochdruckstrukturen auch mehrheitlich recht gut erhalten und werden nur selten von neuen Linear- oder Planargefügen ersetzt. Die Fluid-Infiltration erfolgt hauptsächlich auf zwei verschiedene Arten (PFEIFER, 1981, 1987): einerseits penetrativ durch Diffusion vom Rand der Linsen oder von Metarodingitgängen ausgehend, angetrieben durch einen Gradienten im chemischen Potential sowie im Fluiddruck mit $P_f \sim P_{tot}$ am Rand und $P_f \ll P_{tot}$ in den beinahe H₂O-freien Kernbereichen; andererseits eher lokal entlang von Kluft- und Venensystemen, wobei besonders die direkt angrenzenden Peridotite überprägt werden. Die erste Form der hydrothermalen Alteration führt in den ultramafischen Linsen teils zu einer konzentrischen Zonierung, teils aber auch zu einer unregelmässigen Verteilung der verschiedenen Zonen, getrennt durch relativ scharfe Reaktionsfronten (vgl. Fig. 3.2). Vom Kern zum Rand lassen sich die folgenden fünf Zonen unterscheiden:

- 1) unalterierte Kernzonen mit Hochdruckparagenesen (Grt-Peridotit, En-Chl-Peridotit);
- 2) verschieden stark hydratisierte Zone mit Olivin, Talk, Chlorit, Tremolit, Cumingtonit, Anthophyllit und Cr-Magnetit;

- 3) hydratisierte und karbonatisierte Zone aus Talk, Magnesit, Chlorit, Amphibol, Olivin, Magnetit und teilweise neugewachsenem Enstatit (En_3);
- 4) an Ca, Al und Si aus den Nebengesteinen angereicherte Zone, bestehend aus Chlorit, Mg-Amphibol, Talk, Magnesit, Tremolit; Olivin meist fehlend;
- 5) komplexe, mono- bis biminerale Randzonen aus Biotit (Phlogopit), Amphibolen, Chlorit oder Plagioklas.

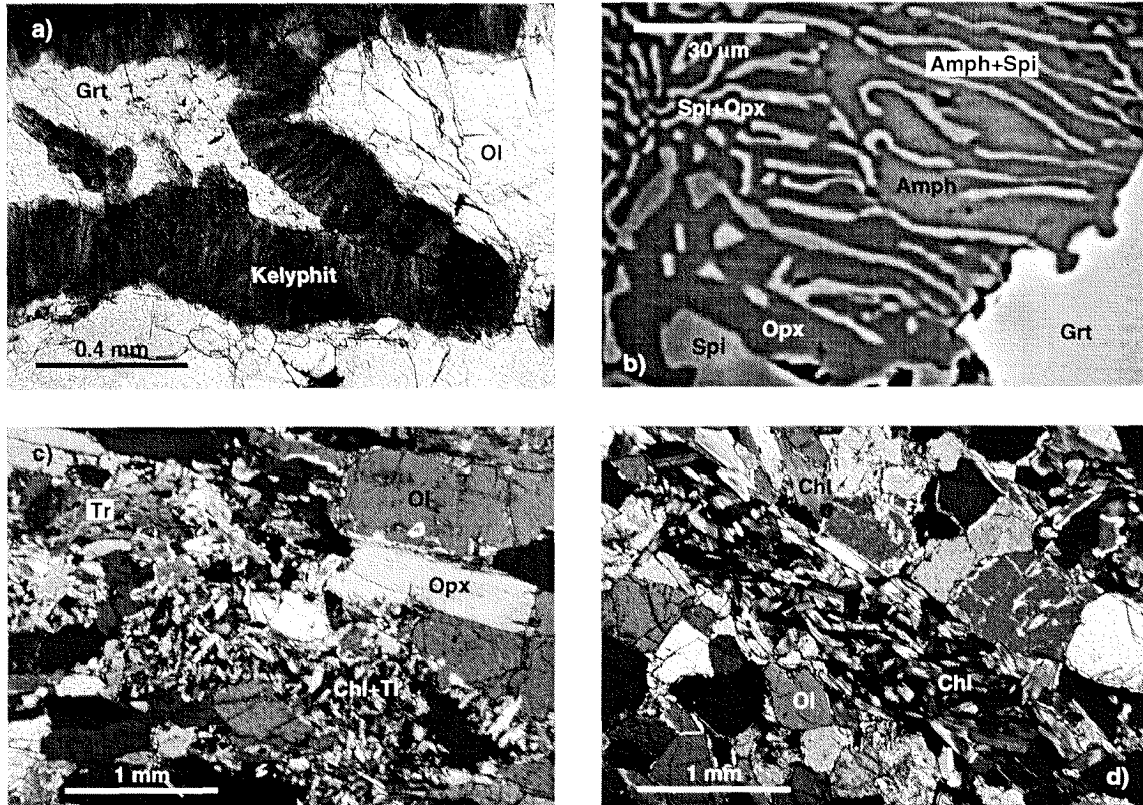
Die Fluidzusammensetzung ändert in den verschiedenen Zonen, wobei CO_2 zum Rand der Linsen hin ansteigt und X_{CO_2} Werte bis 0.9 annimmt (PFEIFER, 1981). Der Übergang von Zone (2) zu Zone (3) ist bei steigendem X_{CO_2} vor allem mit zunehmender Kristallisation von Magnesit auf Kosten von Olivin, meist zusammen mit Talk und neugewachsenem Enstatit (En_3 , Tab. 5.3), verbunden (EVANS & TROMMSDORFF, 1974; TROMMSDORFF & CONNOLLY, 1990). Dabei beobachtet man oftmals eine Umwandlung von feinkörnigem Tc-Ol-Schiefer (Zone 2) über Tc-Ol-Mgs-Schiefer zu äusserst grobkörnigem Mgs- En_3 -Ol₃-Tc- respektive Mgs- En_3 -Tc-Fels (Zone 3, z.B. Linse Mg 30; EVANS & TROMMSDORFF, 1974; PFEIFER, 1979, 1981). Die hydrothermale Alteration hat sich unter Bedingungen von etwa 580–650 °C und 4–8 kbar (PFEIFER, 1978, 1979, 1981) zugetragen und zu einer allgemeinen Volumenzunahme von bis zu 30% geführt (PFEIFER, 1981).

Verschiedenste, teilweise erst während späten Stadien der metasomatischen Umwandlung entstandene Adersysteme treten in allen Zonen auf. Die Adern sind meist symmetrisch zoniert, wobei anhand der vorherrschenden Mineralgehalte vier Typen unterscheidbar sind (PFEIFER, 1987): (i) Mg-Amphibol dominiert, meist mit Anthophyllit im Kern und oft mehrfach zonierten Rändern; (ii) Tremolit-Chlorit dominiert, mit Tremolit im Kern und Chlorit randlich; (iii) Chlorit-Talk dominiert; und (iv) Magnesit-Talk dominiert.

Die nachfolgenden Abschnitte befassen sich vorderhand mit Hydrationsprozessen in Granat- und Chlorit-Metaperidotiten (Übergang von Zone 1 zu Zone 2), die mehr oder weniger isochemisch abgelaufen sind und ausser einer H_2O -Zufuhr keinen nennenswerten Stoffaustausch beinhalten (siehe Kapitel 4.2). Für eine ausführliche Diskussion der Karbonatisierung (Zone 3) und der randlichen Alterationsprozesse (Zonen 4 und 5) sowie der Aderbildung soll hier auf die oben zitierten Arbeiten verwiesen werden (vgl. Tab. 5.1).

Retrograde Entwicklung in Granat-Metaperidotit:

Der Granat-Metaperidotit wandelt sich retrograd hauptsächlich zu einem Amphibol-führenden Chlorit-Enstatit-Olivin-Schiefer um, der den Hauptbestandteil des Granat-Peridotitkörpers Mg 160 ausmacht (EVANS & TROMMSDORFF, 1978). Der Übergang von Granathaltigem zu Granat-freiem Peridotit schliesst das Verschwinden von Klinopyroxen und pargasitischer Magnesiohornblende (nicht Tremolit) ein, bedingt jedoch kaum eine strukturelle Veränderung. Das Erscheinungsbild von Olivin und Orthopyroxen bleibt dabei mehrheitlich erhalten. Der Zerfall von Granat läuft über zwei Stadien ab, die durch unterschiedlich starke Hydratation kontrolliert sind. Als Zwischenstadium beobachtet man besonders entlang von Granat-Olivin Kontakten äusserst feinkörnige Kelyphitränder aus Orthopyroxen, Mg-Hornblende und Spinell (Fig. 5.6a und b). Der fluidfreie Breakdown von Granat zu Orthopyroxen, Klinopyroxen und Spinell lässt sich nirgends direkt feststellen. Orthopyroxen in Kelyphit ist Al- und Fe-reicher (um 2.1 Gew% Al_2O_3 ; Mg# = 0.89) als im Granat-Metaperidotit, während die Mg-Hornblende ausser tieferen Na- und Cr-Gehalten eine ähnliche Zusammensetzung wie die Hornblende in der Matrix aufweist (vgl. Tab.



Figur 5.6: Mikrostrukturen, welche die retrograde Entwicklung im Granat-Peridotit charakterisieren. a) Feinstfaserige Kelyphitränder um Granat (DS CH257). b) Rückstreuielektronen- (BSE) Bild von Kelyphit. Dieser besteht aus symplektitisch verwachsenem Opx, Spi und Amph (DS CH257). c) Feinverwachsene Aggregate aus Chlorit und Tremolitnadeln (Chl+Tr) stellen Pseudomorphosen nach ehemaligem Granat dar. Daneben finden sich gröberkörnige Tremolit-Aggregate (Tr) nach früherem Klinopyroxen (DS 160.3, X Nicols). d) Aggregate aus unorientiertem Chlorit können ebenfalls Pseudomorphosen nach Granat repräsentieren (DS 2.4, X Nicols).

5.5). Spinell ist sehr Al- und Mg-reich mit nur geringen Chromit- und Magnetit-Anteilen ($\text{Cr}_2\text{O}_3 \leq 5$ Gew%).

Bei stärkerer Hydratation werden Granat und Kelyphit durch feinverwachsene Aggregate aus Chlorit und Tremolitnadeln sowie häufig kleinen Mengen von Cr-Spinell ersetzt (Fig. 5.6c; EVANS & TROMMSDORFF, 1978). In einigen Peridotitlinsen finden sich wie bei Alpe Arami auch reine Chloritcluster, die ebenfalls aus dem Granat-Zerfall resultieren können (Fig. 5.6d) und als Hinweis auf weitere Granat-Peridotit-Vorkommen neben der Linse Mg 160 im untersuchten Gebiet zu werten sind. Diese Granat-Pseudomorphosen bleiben auch bei vollständiger Rekristallisation und stärkerer Deformation gut erhalten, so dass das ursprüngliche Gefüge weiterhin erkennbar und das Gestein im Vergleich zu Chlorit-Metaperidotiten weniger stark geschiefert ist.

Tremolit wächst einerseits als feine Nadeln vom früheren Kelyphitränd ausgehend in die Chlorit-Pseudomorphosen hinein und bildet andererseits Aggregate aus grösseren Körnern, die auf Kosten von ehemaligem Klinopyroxen entstanden sind (Fig. 5.6c). Er weist oft leicht schmutzige Kerne und mehr oder weniger klare Ränder auf. Seine chemische Zusammensetzung variiert über einen grossen Bereich zwischen tremolitischer Hornblende und fast reinem Tremolit, mit auf das Tremolit-Endglied zulaufenden chemischen Trends (Fig. 5.7, Tab. 5.5). Eine regelmässige Zonierung lässt sich jedoch nicht feststellen. Beson-

Tabelle 5.5: Repräsentative Mineralanalysen der retrograden, amphibolit- bis grünschieferfaziellen Überprägung in Metaperidotiten von Cima di Gagnone.

Probe	Granat-Peridotit Kelyphit CH 257			Amphibolit-Stadium 160.3			Chlorit-Peridotite Amphibolit-Stadium 163a.33				31.49		Atg- Stadium 31.49
	Gew%	Op _{XKel}	Spi _{Kel}	Hbl _{Kel}	Tr-Hbl ²	Tr ³	Chl _{2/3}	Tr	Ol _{3/4}	Tc	Tr	Ant	Atg
SiO ₂	56.9	-	50.2	51.0	58.1	33.0	58.4	39.7	63.4	58.2	59.5	43.5	
TiO ₂	-	-	0.07	0.19	-	0.04	-	-	-	0.04	-	0.07	
Al ₂ O ₃	2.10	66.1	10.6	6.58	0.45	15.3	0.21	-	0.05	0.15	0.08	0.11	
Cr ₂ O ₃	0.15	2.31	0.46	0.90	0.13	2.00	-	-	-	0.03	-	-	
Fe ₂ O ₃ ¹	-	0.82	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO	7.58	8.81	2.81	3.32	2.14	3.49	1.53	15.0	1.14	1.47	6.66	2.11	
MnO	0.17	0.10	0.08	0.07	0.07	-	0.06	0.59	-	0.14	0.33	0.09	
NiO	0.03	0.42	0.03	0.12	0.04	0.25	0.14	-	0.11	0.05	0.09	0.16	
MgO	34.4	21.6	19.8	21.4	23.9	33.2	24.3	44.4	31.0	24.3	30.9	40.5	
CaO	0.12	0.05	13.0	12.5	12.9	0.10	13.2	-	0.03	13.2	0.62	0.02	
Na ₂ O	-	-	1.31	1.64	0.22	-	0.12	-	-	0.10	0.03	-	
K ₂ O	-	-	-	0.37	-	-	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O calc	-	-	2.18	2.15	2.20	12.7	2.21	-	4.75	2.20	2.24	12.8	
Summe	101.4	100.3	100.5	100.3	100.2	100.0	100.2	99.6	100.5	99.9	100.5	99.5	

Ionen berechnet auf der Grundlage von 3 Kationen (Olivin, Spinell); 4 Kationen und 6 Sauerstoff-Atomen (Orthopyroxen); 23 Sauerstoff-Atomen und Fe³⁺/Fe_{tot} = 0 (Amphibole); 10 Sauerstoff-Atomen und 8 OH (Chlorit); 10 Sauerstoff-Atomen und 2 OH (Talk); 10 Sauerstoff-Atomen und 8 OH (Antigorit)

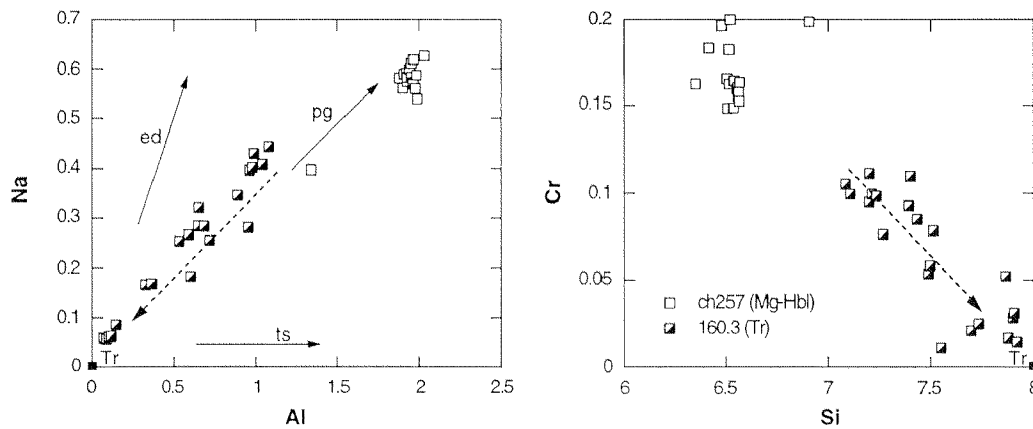
Si	1.939		6.907	7.110	7.923	3.121	7.938	1.001	4.004	7.940	7.967	2.036
Ti			0.008	0.020		0.003				0.004		0.003
Al	0.085	1.941	1.722	1.080	0.072	1.704	0.033		0.004	0.025	0.013	0.006
Cr	0.004	0.045	0.051	0.099	0.015	0.149				0.004		
Fe ³⁺		0.015										
Fe ²⁺	0.216	0.183	0.320	0.386	0.244	0.276	0.174	0.316	0.061	0.168	0.745	0.083
Mn	0.005	0.002	0.009	0.009	0.008		0.007	0.013		0.017	0.037	0.004
Ni	0.001	0.008	0.004	0.013	0.005	0.019	0.016		0.006	0.006	0.009	0.006
Mg	1.746	0.802	4.064	4.445	4.847	4.675	4.931	1.669	2.915	4.942	6.163	2.826
Ca	0.005	0.002	1.915	1.862	1.887	0.010	1.926		0.002	1.923	0.089	0.001
Na			0.349	0.443	0.059		0.031			0.026	0.005	
K				0.065								
OH			2.000	2.000	2.000	8.000	2.000		2.000	2.000	2.000	4.000
Mg#(Fe _{tot})	0.890	0.801	0.927	0.920	0.952	0.944	0.966	0.834	0.980	0.967	0.892	0.972

¹ stöchiometrisch berechnet

² tremolitische Hornblende, Al-reiche Zusammensetzung (oft in schmutzigen Amph-Kernen)

³ mehr oder weniger reiner Tremolit, meist klare Körner und Randbereiche

ders grosse Schwankungen treten in Al₂O₃ (6.25–0.45 Gew%), Na₂O (1.64–0.22 Gew%), Cr₂O₃ (1.02–0.10 Gew%) und der Mg# (0.92–0.96) auf, wobei die Gehalte an Al, Na, Cr und auch Ti teilweise deutlich tiefer als in der Magnesiohornblende im Gleichgewicht mit Granat liegen (Fig. 5.7). Diese Trends sind durch eine Abnahme der Pargasit-Komponente in Tremolit kontrolliert und am ehesten mit generell sinkenden metamorphen Bedingungen (abnehmende T und p) erklärbar. Chlorit aus Granat-Pseudomorphosen ist chemisch sehr ähnlich zu Chlorit in Chlorit-Metaperidotiten, abgesehen von einer grösseren Streuung in den Cr-Gehalten (0.97 < Cr₂O₃ < 2.64 Gew%; Tab. 5.5).



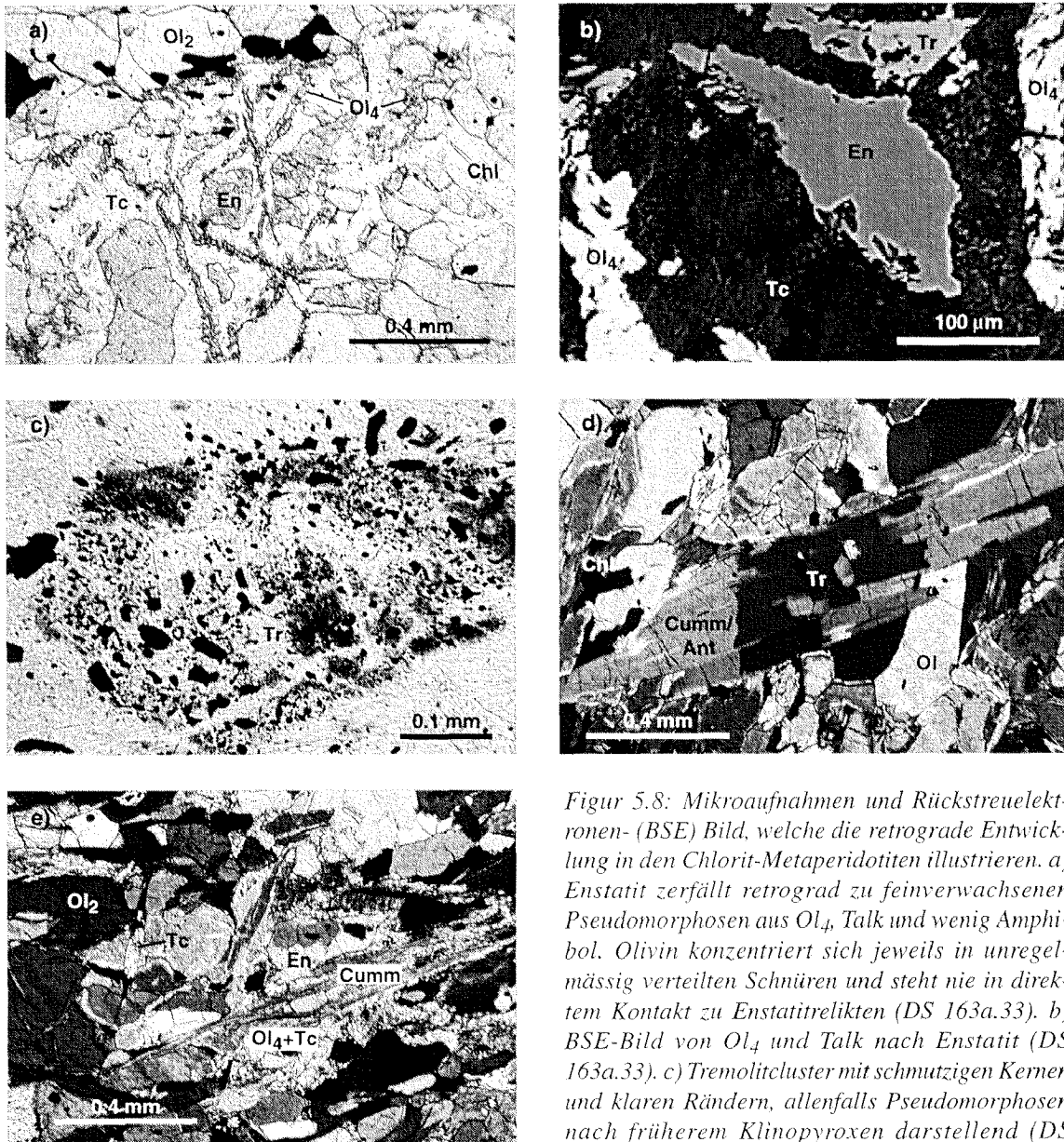
Figur 5.7: Zusammensetzung von primärer Magneshornblende und sekundärem tremolitischen Amphibol im Granat-Peridotit. Die Magneshornblende zeigt recht homogene Zusammensetzung und ist relativ Cr- und Pargasit-reich. Retrograd gebildete tremolitische Amphibole in Tr-Chl-Pseudomorphosen nach Granat weisen dagegen deutlich tiefere Pargasit-Komponenten und Cr-Gehalte auf und zeigen chemische Trends, die auf das Tremolit-Endglied zulaufen (gestrichelte Pfeile).

In den Randbereichen der Linse Mg 160 finden sich verbreitet Tremolit mit homoaxialen Überwachungen von Mg-Cummingtonit und/oder Anthophyllit (RICE et al., 1974) und kleine Mengen von Magnesit. Talk ist auf Kosten von Orthopyroxen kristallisiert, und Olivin kann teilweise gänzlich abwesend sein.

Retrograde Entwicklung in Chlorit-Metaperidotiten:

Die Olivin-Enstatit-Chlorit \pm Diopsid-Paragenese in den Chlorit-Metaperidotiten wird während der retrograden Metamorphose mehrheitlich von einer Olivin-Talk-Chlorit \pm Mg-Amphibol-Assoziation ersetzt, die je nach dem Ca-Gehalt im Gestein unterschiedliche Mengen an Tremolit aufweist. Diese alterierten, Talk-führenden Gesteine machen oftmals einen volumenmässig grossen Anteil an einzelnen Peridotitlinsen aus. Die Alterationsfront ist im Feld als meist scharf begrenzter Übergang von eher dunklen, Talk-freien zu hellen, Talk-reichen Peridotiten erkennbar (vgl. Fig. 3.2d).

Unter H_2O -Zufuhr reagieren Enstatit-Porphyroblasten wie auch -Granoblasten zu feinverwachsenen Aggregaten aus Talk, Olivin (Ol_4 in Tab. 5.3) und teilweise wenig Tremolit oder Mg-Amphibol (Fig. 5.8a und b). Enstatit bleibt dabei in den Kernen der Pseudomorphosen vielfach reliktsch erhalten. Der Zerfall von Enstatit kann sowohl von den Rändern der Körner ausgehen als auch entlang von Spaltrissen einsetzen. Olivin₄ bildet in den Pseudomorphosen mehrheitlich unregelmässig verteilte Schnüre aus kleinen Einzelkörnern in einer Grundmasse von Talk (Fig. 5.8a). Chemisch unterscheidet sich diese jüngste Olivingeneration von Matrixolivin (Ol_2) in massiv tieferen Mg# (0.79–0.88), tieferen NiO- (< 0.12 Gew%) und höheren MnO-Gehalten (0.43–0.59 Gew%) (Fig 5.10a, Tab. 5.5). Koexistierender Talk weist dagegen sehr hohe Mg# zwischen 0.97 und 0.99 und von Probe zu Probe leicht ändernde Al_2O_3 -Gehalte um 0.05 bis 0.32 Gew% auf (Fig. 5.10b). In der Probe 163a.33 zeigt sich zudem eine leicht negative Korrelation zwischen Al und der Mg#. Mn liegt generell unter der EMS-Nachweisgrenze, der Ni-Gehalt kann jedoch bis 0.25 Gew% NiO betragen. Somit lässt sich eine starke Fraktionierung von Fe, Mg, Mn und Ni unter den beteiligten Phasen Olivin und Talk feststellen, wobei Fe und Mn bevorzugt in Olivin und Ni und Mg in Talk eingebaut werden. Die Verteilung von Ni und Mn zwischen Olivin₄ und Talk ist somit entgegengesetzt zu jener zwischen koexistierendem



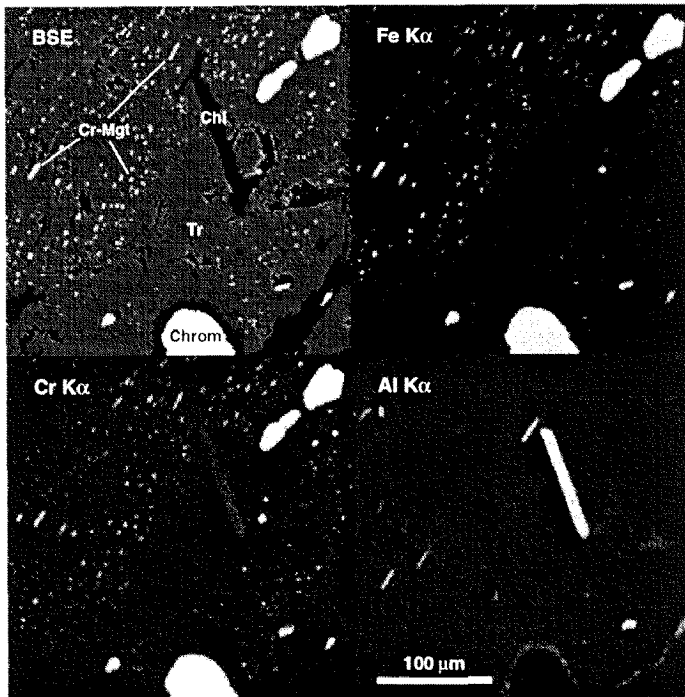
Figur 5.8: Mikroaufnahmen und Rückstreuielektronen- (BSE) Bild, welche die retrograde Entwicklung in den Chlorit-Metaperidotiten illustrieren. a) Enstatit zerfällt retrograd zu feinverwachsenen Pseudomorphosen aus Ol_4 , Talk und wenig Amphibol. Olivin konzentriert sich jeweils in unregelmäßig verteilten Schnüren und steht nie in direktem Kontakt zu Enstatitrelikten (DS 163a.33). b) BSE-Bild von Ol_4 und Talk nach Enstatit (DS 163a.33). c) Tremolitcluster mit schmutzigen Kernen und klaren Rändern, allenfalls Pseudomorphosen nach früherem Klinopyroxen darstellend (DS 163b.11). d) Mg-Cummingtonit und Anthophyllit

bilden dünne, langprismatische Nadeln quer zur Ol - Chl -Matrix und kristallisieren häufig homoaxial von Tremolit-Körnern aus (DS 163a.16, X Nicols). e) Mg-Cummingtonit überwächst weiter Ol_4 - Tc -Pseudomorphosen nach En_1 und wird retrograd wieder von Talk und Olivin ersetzt (DS 32.1, X Nicols).

Olivin_{1/2} und Orthopyroxen bei der prograden Entwicklung von Antigorit-Serpentiniten (vgl. auch TROMMSDORFF et al., 1998).

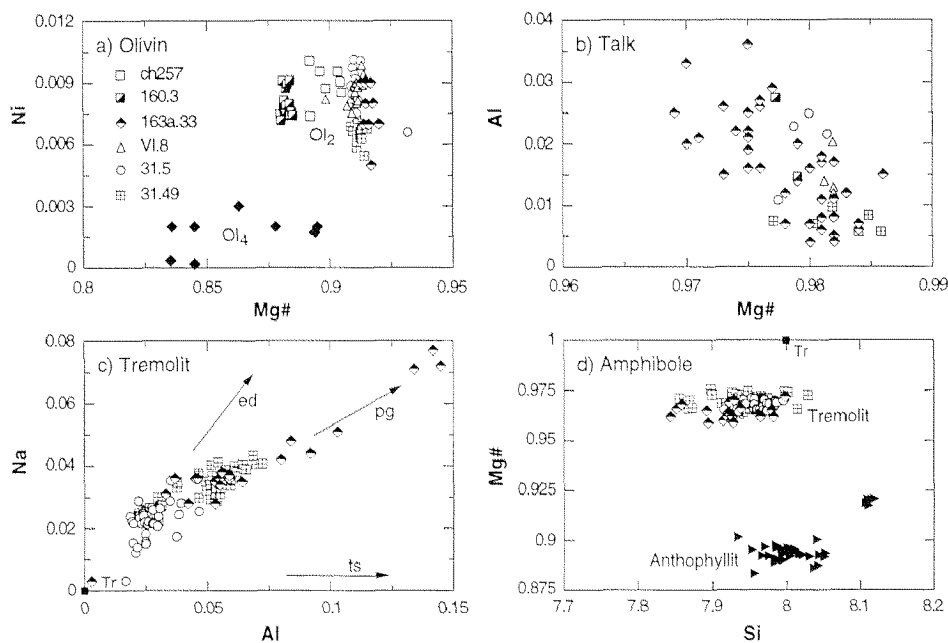
Die Ol_4 - Tc -Pseudomorphosen nach Enstatit bleiben wie auch die Granat-Pseudomorphosen im Granat-Peridotit besonders in Kernzonen von ultramafischen Linsen vielfach gut erhalten. Abgesehen von einer gelegentlichen schwachen Rekristallisation von Olivin (Ol_3) wird die umgebende Ol_2 - Chl -Matrix normalerweise kaum verändert. Nur lokal in meist dünnen Lagen unterliegt Olivin einer teilweise starken Kornverkleinerung, wobei stellenweise beinahe mylonitartige Gefüge, jedoch ohne erkennbare bevorzugte Kristallorientierung, entstehen können (ev. ehemalige Scherzonen?).

Tremolit tritt besonders in Ca-reicheren Peridotiten recht häufig auf (z.B. Mg 31), seine genaue Stellung in Bezug auf die Metamorphosegeschichte ist jedoch nicht immer



Figur 5.9: Rückstreuелеktronen- (BSE) und Elementverteilungsbilder eines schmutzig bestäubten Tremolit-Korns in einer Pseudomorphose nach ehemaligem Klinopyroxen (Probe 163a.33). Die dunkle Färbung wird durch kleinste Einschlüsse von teilweise orientiertem Chromit und wenig Ilmenit hervorgerufen. Parallel dazu eingeregelt Chlorit-Blättchen sind ebenfalls zu beobachten. Grössere Chromit-Körner weisen zudem einen dünnen Chlorit-Saum auf.

sicher festzustellen. Er bildet einerseits Cluster und Aggregate aus kurzprismatischen, oft xenomorphen Körnern und überwächst andererseits das ältere Hochdruckgefüge aus Olivin und Chlorit (Fig. 5.8c/d). Vor allem in Aggregaten weist Tremolit oftmals schmutzige, bräunlich-graue Kerne und klare Ränder auf. Die dunkle Färbung wird durch zahlreiche,



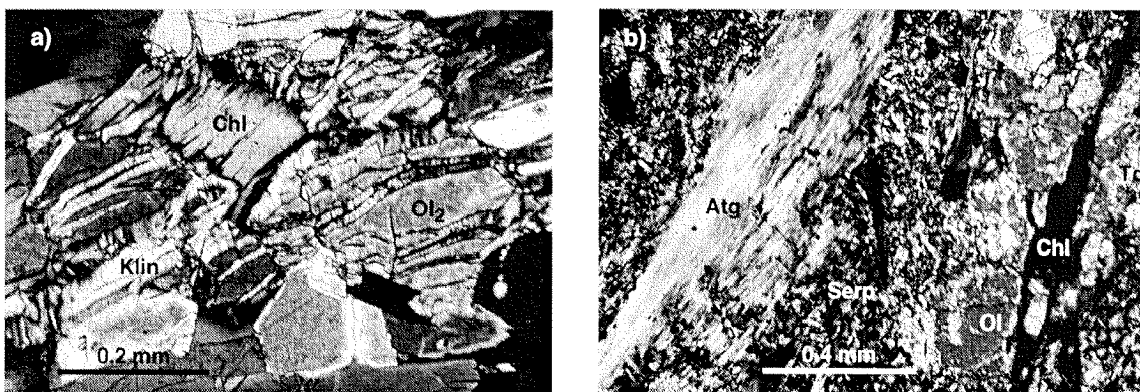
Figur 5.10: Zusammensetzung retrograd gebildeter Minerale in Chlorit-Peridotiten. a) Olivin aus Ol-Tc-Pseudomorphosen nach Enstatit (Ol_4) weist tiefere Mg# und markant tiefere Ni-Gehalte als Matrixolivin (Ol_2) auf. b) Talk ist allgemein sehr Mg-reich und Al-arm. Die schwach negative Korrelation zwischen der Mg# und Al in 163a.33 könnte mit geringer ts-Substitution ($Al_2 Mg_{-1} Si_{-1}$) zusammenhängen. c) Tremolit ist Na- und Al-arm und variiert zwischen einzelnen Proben nur wenig. Die deutliche Korrelation ist durch den pg-Austauschvektor (= ed + ts) bestimmt. d) Die Mg# von Tremolit und Anthophyllit ist sehr konstant und in letzterem deutlich tiefer als in ersterem.

submikroskopisch kleine ($< 1 \mu\text{m}$), teilweise orientierte Einschlüsse von Cr-Magnetit, Ferritchromit und seltener Ilmenit hervorgerufen (Fig. 5.8c, Fig. 5.9). Diese Tremolitcluster stellen wahrscheinlich Pseudomorphosen nach ehemaligem Cr-reichem Klinopyroxen oder allenfalls pargasitischer Magnesiohornblende dar, die retrograd zu Tremolit rekristallisiert sind und dabei Fe und Cr in der Form von Cr-Magnetit entmischt haben. Die Zusammensetzung von Tremolit ändert von Probe zu Probe nur wenig (Tab. 5.5, Fig. 5.10c und d). Die Mg# ist konstant zwischen 0.96 und 0.97, Al_2O_3 variiert über einen schmalen Bereich von 0.3 bis 0.6 Gew% und Na_2O ist immer unter 0.3 Gew%. Im Na–Al-Diagramm in Figur 5.10c zeigt sich eine deutlich positive Korrelation (z.B. Probe 163a.33), die von Tremolit auf Pargasit zuläuft.

Mg-Amphibole kommen in den meisten Peridotitkörpern als dünne, langprismatische Nadeln vor, die sowohl das Ol_2 -Chl-Gefüge als auch die Ol -Tc-Pseudomorphosen nach Enstatit überwachsen. Sie kristallisieren häufig als homoaxiale Anwachsrande auf Tremolitkörner (Fig. 5.8d). Anthophyllit bildet Lamellen parallel (010) und (100) in Magnesio-cummingtonit (RICE et al., 1974). Stellenweise werden die Mg-Amphibole retrograd von Talk ersetzt (Fig. 5.8e). Chemisch lassen sich Magnesio-cummingtonit und Anthophyllit nicht voneinander unterscheiden (RICE et al., 1974). Beide sind systematisch Fe-reicher als koexistierender Tremolit, Olivin oder Talk, mit einer Mg# zwischen 0.88 und 0.90 (Fig. 5.10d). Die Mn-Gehalte sind allgemein höher als in Tremolit (Tab. 5.5) und CaO liegt um 0.5–0.6 Gew%.

c) Späte Serpentinisierung und Chloritisierung

Die jüngste retrograde Geschichte äussert sich in den meisten ultramafischen Linsen in einer lokalen Serpentinisierung und Chloritisierung, verbunden mit Exhumationsprozessen unter grünschiefer- bis zeolithfaziellen Bedingungen. Dabei entstehen vorwiegend um Olivin- und Chloritkörner sowie in Olivin-Spaltrissen dünne Säume aus Serpentin (meist Antigorit) und/oder Klinochlor (Fig. 5.11a). Antigorit findet sich teilweise auch in Ol_4 -Tc-Pseudomorphosen nach Enstatit. Im Zentrum von Olivin-Spaltrissen ist Antigorit und Klinochlor oftmals von feinen Magnetitschnüren begleitet (Fig. 5.11a).



Figur 5.11: Mikrostrukturen der späten, lokalen Serpentinisierung und Chloritisierung. a) Entlang von Korn-grenzen und in Spaltrissen von Olivin (Ol_2) bilden sich dünne Säume aus Serpentin und/oder Klinochlor (Klin), oft zusammen mit Magnetit im Zentrum (DS 163a.12). b) Ader aus faserigem, orientiertem Serpentin und kleinen Magnetitkörnern. Olivin, Talk, Anthophyllit und z.T. auch Enstatit sind im angrenzenden Peridotit durch ein feinmaschiges Netz aus Serpentin (Antigorit) ersetzt worden, während Chlorit nach wie vor die frühere Schieferung nachzeichnet (DS 32.1).

Daneben beobachtet man stellenweise dünne Äderchen aus faserigem, gerichtet gewachsenem Antigorit oder Chrysotil und unterschiedlichen Anteilen an feinstkörnigem Magnetit (Fig. 5.11b). Im angrenzenden Peridotit sind Olivin, Talk, Mg-Amphibol und bisweilen auch Enstatit durch ein feines, statisch gebildetes Maschenwerk aus Serpentin ersetzt worden, während Chlorit unverändert erhalten ist und nach wie vor die frühere Peridotit-schieferung nachzeichnet (Fig. 5.11b). Der Übergang zum unveränderten Peridotit ist meist diffus, wobei die Serpentinisierung, von der Antigorit-Ader ausgehend, unterschiedlich weit vorgedrungen ist.

Antigorit ist sehr Mg-reich, mit einer mittleren Mg# um 0.98, und weist sehr tiefe Al- und Cr-Gehalte auf (< 0.1 Gew% Al_2O_3 ; < 0.2 Gew% Cr_2O_3). NiO variiert lediglich zwischen 0.2 und 0.3 Gew% (Tab. 5.5). Er unterscheidet sich somit deutlich von ozeanisch gebildeten Serpentinmineralen (meist Chrysotil), welche höhere Al- und Cr-Konzentrationen aufweisen können (bis 4 Gew% Al_2O_3 und 0.8 Gew% Cr_2O_3 ; TROMMSDORFF & EVANS, 1972; MÜNTENER, 1997; TROMMSDORFF et al., 1998). Feinkörniger Magnetit entsteht zusammen mit Antigorit als Folge von Fe-Entmischung bei der Zersetzung von Olivin, da dieser Fe-reicher als Antigorit ist. Die während dieses späten Serpentinisierungsprozesses zirkulierenden wässrigen Lösungen sind sehr CO_2 -arm, mit einem $X_{\text{CO}_2} < 0.2$ und wahrscheinlich gar < 0.1 gewesen, da Antigorit bei Drucken unter 5 kbar und Temperaturen unter 500°C sonst nicht stabil wäre und durch Magnesit-Talk-Paragenesen ersetzt würde (TROMMSDORFF & EVANS, 1977; TROMMSDORFF & CONNOLLY, 1990).

5.3.3 Phasenbeziehungen und p–T-Abschätzungen

Aus den im letzten Abschnitt dargelegten petrographischen und mikrostrukturellen Beobachtungen lassen sich sowohl im Granat-Peridotit als auch in den Chlorit-Peridotiten von Cima di Gagnone bis zu 7 aufeinanderfolgende Stadien der metamorphen Entwicklungsgeschichte ableiten (Tab. 5.6; EVANS & TROMMSDORFF, 1978; MEDARIS & CARSWELL, 1990). Absolute Druck- und Temperaturbestimmungen sind jedoch nur an Granat-führenden Paragenesen im Granat-Metaperidotit möglich und müssen als minimale Schätzungen betrachtet werden, da in Gebieten mit retrograder Metamorphose mit einer Reequilibrierung während sinkenden metamorphen Bedingungen zu rechnen ist.

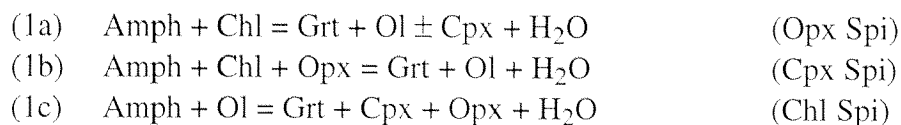
a) Prograde Metamorphose von partiell serpentinierten Peridotiten

Ein frühes Stadium von zumindest partieller Serpentinisierung (Stadium II in Tab. 5.6) ist in den ultramafischen Linsen von Cima di Gagnone durch verschiedene petrographische, geochemische und strukturelle Evidenzen belegt (vgl. Kapitel 4.5.3). Der Serpentinisierungsprozess scheint im Granat-Metaperidotit weniger weit als in den meisten Chlorit-Metaperidotiten fortgeschritten zu sein, da die im Granat-Peridotitkörper enthaltenen basischen Gänge deutlich schwächer rodingitisiert sind (EVANS & TROMMSDORFF, 1978; EVANS et al., 1981). Der prograde Verlauf der Metamorphose von ozeanischen zu eklogitfaziellen Bedingungen (Stadium II zu III, Tab. 5.6, Fig. 5.13) lässt sich besonders im *Granat-Metaperidotit* nur noch lückenhaft nachvollziehen, da kaum Hinweise auf allfällige Zwischenstadien oder sonstige Phasenbeziehungen erhalten sind.

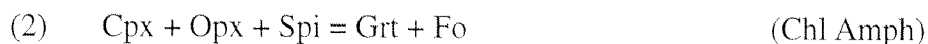
Tabelle 5.6: Petrographisch und mikrostrukturell unterscheidbare Stadien (I bis VII) der polymetamorphen Geschichte und deren charakteristische Mineralparagenesen in den Cima di Gagnone-Metaperidotiten (modifiziert nach EVANS & TROMMSDORFF, 1978; MEDARIS & CARSWELL, 1990).

Stadium	Paragenese im Granat-Peridotit	Paragenese im Chlorit-Peridotit	Interpretation
I (?)	Ol+Opx+Cpx+Hbl±Spi		Spinell-Peridotit (Mantel) ozeanisch (Grünschieferfazies)
II	partiell serpentinierte Spinell-Peridotite	Chrys/Atg-Serpentinite	
III	Ol+Opx+Cpx+Grt (?)	Ol+Opx+Cpx+Chl+Mgt±Hbl	} Eklogitfazies (frühalpin)
	Ol+Opx+Cpx+Grt+Hbl±Cr-Spi		
IV	Ol+Opx+Tr+Al-Spi		Kelyphit-Ränder um Grt
V	Ol+Opx+Tr+Chl+Cr-Spi±Tc	Ol+Opx+Chl+Tr+Mgt±Tc	} Amphibolitfazies, «Lepontinische» Metam.
VI	Ol+Tr+Chl+Cumm+Tc+Cr-Spi±Mgs	Ol+Tc+Chl+Tr+Mgt±Cumm±Mgs	
VII	Späte Serpentinisierung und Chloritisierung	Späte Serpentinisierung und Chloritisierung	Exhumation (p und T abnehmend)

Die Magnesiohornblende-führende Paragenese Olivin + Klinopyroxen + Orthopyroxen + Granat des Stadiums III ist für die Hochdruckphase im Granat-Metaperidotit von Cima di Gagnone charakteristisch. Eine Hornblende-freie Paragenese, wie sie bei Alpe Arami und Monte Duria auftritt, ist in früheren Arbeiten (z.B. EVANS & TROMMSDORFF, 1978) zwar vermutet worden, kann durch neue Gefügeuntersuchungen jedoch zumindest teilweise ausgeschlossen werden, da Granat neben Klino- und Orthopyroxen auch die pargasitische Hornblende überwächst (vgl. Fig. 3.8). Eine frühe Granat-freie, Spinell-führende Paragenese (Stadium I, Tab. 5.6) ist aufgrund von selten vorkommenden Spinell-Einschlüssen in Olivin, Granat und Pyroxenen sowie anhand der meist in Zwickeln erhaltenen Cr-Spinelle angenommen worden, lässt sich jedoch nicht direkt beobachten. Sie könnte ein Relikt einer ehemaligen Spinell-Peridotit-Paragenese aus dem oberen Mantel darstellen, welche die nachfolgende partielle Serpentinisierung überlebt hat. Granat hat sich als letzte Phase am Druckmaximum auf Kosten von Amphibol, Chlorit, Pyroxen und wahrscheinlich auch Spinell gebildet, wobei Chlorit und teilweise auch Amphibol vollständig aufgebraucht worden sind. Die ungewöhnliche, poikiloblastische Textur von Granat lässt auf ein relativ schnelles Granatwachstum als Folge von Entwässerungsreaktionen schließen (Fig. 5.13):



Die H₂O-abwesende Reaktion



würde dagegen eher langsam ablaufen und der entstehende Granat hätte mehr oder weniger isometrische Form (wie z.B. bei Alpe Arami). Reaktion (1c) könnte besonders in Olivin-reichen Gesteinen zum Verschwinden von Amphibol geführt haben. Somit dürfte Amphibol hauptsächlich entweder als Einschluss in Granat oder aber in Olivin-ärmeren pyroxenitischen Lagen und Schlieren erhalten geblieben sein. Daneben bewirken aber auch kleine Na-Anteile im Peridotit eine Stabilisierung von Amphibol zu höheren p- und T-Bedingungen

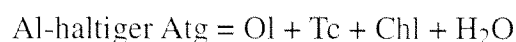
(z.B. JENKINS, 1983). Und ausserdem tritt Granat zusammen mit Pyroxenen bevorzugt in pyroxenitischen Lagen auf, wo er durch die lokal leicht veränderte Gesteinszusammensetzung (etwas höhere Fe-, Ca- und Al-Gehalte) zusätzlich stabilisiert wird.

Wie EVANS & TROMMSDORFF (1978) gezeigt haben, kann Granat in natürlichen Lherzolithen bei einer für Cima di Gagnone relevanten Temperatur von 800 °C (siehe Tab. 5.2) in Abhängigkeit von der Zusammensetzung der beteiligten Phasen bereits ab einem Druck von etwa 16 kbar entstehen. Das Überleben von pargasitischer Magnesiohornblende während der Granat-Bildung ergibt eine obere Drucklimite von ca. 25–30 kbar (NIIDA & GREEN, 1999) und eine maximal mögliche Temperatur zwischen 1000 und 1050 °C (JENKINS, 1983). Die in Olivin-Ilmenit-Pseudomorphosen selten erhaltenen Relikte von F-armem, nahezu Ti-gesättigtem Titanoklinohumit (EVANS & TROMMSDORFF, 1978) sind nach neuen Experimenten von WEISS (1997) bei Drücken unter 30 kbar bis maximal 850 °C stabil. Der F-haltige Titanoklinohumit der Peridotitlinse Mg 304 ($X_F \sim 0.5$, EVANS & TROMMSDORFF, 1983) kann dagegen bis zu 1100 °C erhalten bleiben (WEISS, 1997).

Die Paragenese Olivin + Enstatit + Chlorit + Cr-Magnetit der *Chlorit-Metaperidotite* (Stadium III, Tab. 5.6) weist im Temperaturintervall zwischen 650 und 850 °C einen grossen Druckstabilitätsbereich von 3 bis weit über 30 kbar auf (STAUDIGEL & SCHREYER, 1977; PFEIFER, 1981; JENKINS & CHERNOSKY, 1986), wobei die obere Drucklimite nicht bekannt ist. Die Phasenbeziehungen während prograder Metamorphose der partiell serpentinierten Protolithe sind wie im Granat-Peridotit von verschiedenen Entwässerungsreaktionen geprägt, deren relative Abfolge aber noch einigermaßen feststellbar ist (vgl. Fig. 5.15; EVANS, 1977):

- (3) $\text{Atg} + 20 \text{ Brucit} = 34 \text{ Fo} + 51 \text{ H}_2\text{O}$
- (4) $\text{Atg} + \text{Di} = \text{Tr} + \text{Fo} + \text{H}_2\text{O}$
- (5) $\text{Atg} = 18 \text{ Fo} + 4 \text{ Tc} + 27 \text{ H}_2\text{O}$
- (6) $\text{Fo} + \text{Tc} = 5 \text{ En} + \text{H}_2\text{O}$
- (7) $\text{Fo} + \text{Tr} = 5 \text{ En} + 2 \text{ Di} + \text{H}_2\text{O}$

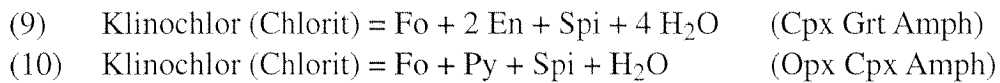
Olivin bildet sich beim Zerfall von Antigorit, teilweise zusammen mit Talk und in Ca-haltigen Gesteinen auch Tremolit (Reaktionen (3) bis (5)), und überwächst das frühere Antigorit-Magnetit-Gefüge, das anhand von orientierten Magnetit-Einschlüssen in Olivin manchmal noch erkennbar ist. Beim Breakdown von Antigorit über die qualitative Reaktion



können auch beträchtliche Mengen an Chlorit entstehen, wodurch der Chloritgehalt im Peridotit gegenüber dem Serpentin erhöht wird (vgl. TROMMSDORFF et al., 1998). Die Enstatit-Porphyroblasten, die zahlreiche orientierte Einschlüsse von teilweise resorbiertem Olivin und Magnetit enthalten, sind am ehesten durch die Olivin-verbrauchenden Reaktionen (6) und (7) zusammen mit Klinopyroxen entstanden (siehe auch SMITH & RITER, 1997). Hätte sich Enstatit, wie erstmals am Cerro del Almirez (S-Spanien) nachgewiesen (TROMMSDORFF et al., 1998), direkt aus Antigorit über die Reaktion

- (8) $\text{Atg} = 10 \text{ En} + 14 \text{ Fo} + 31 \text{ H}_2\text{O}$
Al-haltiger Atg = En + Ol + Chl + H₂O

gebildet (vgl. Fig. 5.15), dann wäre Olivin zusammen mit Enstatit kristallisiert und nicht konsumiert worden. Das Fehlen von Hinweisen auf Spinell oder Granat in den Chlorit-Metaperidotiten von Cima di Gagnone und die allgemein sehr tiefen Al- und Cr-Gehalte in Enstatit lassen weiter darauf schliessen, dass Chlorit immer stabil geblieben ist und die Breakdownreaktionen



nicht stattgefunden haben. Beim Zerfall von Chlorit würde Enstatit fortwährend Al-reicher, was zu einer prograden Zonierung mit einer Al-Zunahme vom Kern zum Rand führen müsste. So interpretieren SMITH & RITER (1997) Orthopyroxene in Spinell-Peridotit-Xenolithen aus Basalten des Colorado-Plateaus (Arizona, USA), die in Kernen tiefe Al- und Cr-Konzentrationen aufweisen, als Anzeichen auf ein früheres Chlorit-Peridotitstadium.

Die prograde metamorphe Entwicklung der Chlorit-Metaperidotite ist somit durch das Stabilitätsfeld von Talk verlaufen. Dieses wird zu tieferen Temperaturen von der Reaktion (5) und zu höheren Temperaturen durch die Reaktion (6) begrenzt. Die Reaktionskurven schneiden sich mit Reaktion (8) in einem invarianten Punkt I_1 (siehe Fig. 5.15), welcher eine obere Drucklimite für die Talkstabilität angibt, dessen Lage im p - T -Diagramm jedoch nach verschiedenen experimentellen Untersuchungen für den Antigorit-Breakdown noch immer umstritten ist. Je nach dem verwendeten Ausgangsmaterial liegt er bei etwa 22 kbar und 720 °C (natürlicher Antigorit, ULMER & TROMMSDORFF, 1995) oder einiges tiefer bei ca. 15 kbar und 650 °C (reiner synthetischer Antigorit, WUNDER & SCHREYER, 1997). Anthophyllit kommt im reinen MSH-System ($\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$) zusammen mit Olivin nur bei Drücken unter 8 kbar vor (TROMMSDORFF, 1983; CHERNOSKY et al., 1985). Sein Stabilitätsbereich ist jedoch stark vom Fe-Gehalt abhängig und kann sich für typische ultramafische Mineralzusammensetzungen bis zu 12 kbar erstrecken (vgl. EVANS & GUGGENHEIM, 1988). Dennoch dürfte Anthophyllit prograd kaum eine Rolle gespielt haben. Chlorit kommt nach JENKINS (1981) und JENKINS & CHERNOSKY (1986) zwischen 20 und 30 kbar bis maximal 850–900 °C vor. Tremolit dürfte gänzlich zu Diopsid zerfallen sein, pargasitische Magnesiohornblende könnte dagegen wie im Granat-Metaperidotit auch in den Chlorit-Metaperidotiten zusammen mit Enstatit, Diopsid, Chlorit und Olivin stabil geblieben sein. Der prograde p - T -Pfad ist somit im Temperaturbereich von 650–720 °C zwischen 8–12 und 15 respektive 22 kbar verlaufen und hat die Temperaturlimite von 850–900 °C nicht überschritten.

Anhand von einigen, teilweise neueren Thermobarometern sind, in Ergänzung zu EVANS & TROMMSDORFF (1978), an den Hochdruckparagenesen der Metaperidotite einige absolute Druck- und Temperaturwerte bestimmt worden (Tab. 5.7). Die am Granat-Peridotit berechneten Temperaturen variieren je nach verwendetem Thermometer bei einem mittleren Druck von 25 kbar zwischen 700 und 900 °C (\emptyset bei ca. 800 ± 50 °C). Die mit Zwei-Pyroxen Solvus Thermometrie (WELLS, 1977; BERTRAND & MERCIER, 1985), dem Fe-Mg-Austausch zwischen Granat und Klinopyroxen (ELLIS & GREEN, 1979: alles Fe^{2+} ; KROGH, 1988: Fe^{3+} in Grt berücksichtigt) und dem Ca-Gehalt in Orthopyroxen (BREY & KÖHLER, 1990) ermittelten Temperaturen liegen im Bereich von 780 bis 830 °C. Die Olivin-Spinell Fe-Mg-Austauschthermometer (O'NEILL & WALL, 1987; BALLHAUS et al., 1991) resultieren in tieferen Temperaturen um 700–750 °C und lassen auf einen kontinuierlichen Fe-Mg-

Tabelle 5.7: Resultate der thermobarometrischen Berechnungen an Granat- und Chlorit-Metaperidotiten, basierend auf den in Tabelle 5.4 zusammengestellten Mineralanalysen. Man beachte, dass generell ein mittlerer Fehler von ± 50 °C für die Thermometer und von ± 2 kbar für die Barometer angenommen werden muss.

Probe	CH 257	163a.33	31.5
A) Geothermometrie, berechnet bei 25 kbar [in °C]:			
Zwei-Pyroxen Solvus Thermometrie			
WELLS (1977)	780		
BERTRAND & MERCIER (1985)	840		
BREY & KÖHLER (1990)	695		
Fe-Mg-Austausch zwischen Cpx und Grt			
ELLIES & GREEN (1979)	790 (890) ¹		
KROGH (1988)	700 (820) ¹		
Fe-Mg-Austausch zwischen Ol und Spi			
O'NEILL & WALL (1987)	760		
BALLHAUS et al. (1991)	720		
Opx-Ol-Spi Al-Net-Transfer Thermometrie			
SACHTLEBEN & SECK (1981)	890		
CARROLL-WEBB & WOOD (1986)	870		
Opx-Thermometrie			
BREY & KÖHLER (1990), Ca in Opx	805	730 ²	700 ²
B) Geobarometrie (nur Probe CH 257):			
Grt-Opx-Barometrie			
HARLEY & GREEN (1982)	28 kbar	bei 800 °C	
	25 kbar	bei 750 °C	
BREY & KÖHLER (1990)	30 ± 2 kbar	bei 800 °C	
	27 ± 2 kbar	bei 750 °C	
Al und Ca in Opx (Thermo- und Barometer)			
BREY et al. (1986)	29 kbar	790 °C	
	27 ± 5 kbar ³	750 ± 30 °C ³	

¹ berechnet unter Berücksichtigung des normativen Fe³⁺-Gehaltes in Grt

² maximale errechnete Temperaturen bis 890 °C in 163a.33 bzw. bis 761 °C in 31.5

³ Durchschnittswert aus 8 Mineralanalysen

Austausch zwischen koexistierendem Olivin und Cr-Spinell während der retrograden Metamorphose schliessen. Die Al-Net-Transfer Thermometrie zwischen koexistierendem Orthopyroxen, Olivin und Spinell (SACHTLEBEN & SECK, 1981; CARROLL-WEBB & WOOD, 1986) beruht auf dem Gleichgewicht Mg_2SiO_4 (Ol) + $MgAl_2SiO_6$ (mgts in Opx) = $MgAl_2O_4$ (Spi) + $Mg_2Si_2O_6$ (Opx) und ergibt recht hohe Temperaturen um 880 °C. Da beide Thermometer aber nur an Spinell-Peridotiten kalibriert sind, dürfen sie allenfalls nur beschränkt auf Spinell-haltige Granat-Peridotite angewendet werden und resultieren in eher zu hohen Temperaturen. Zudem sind die Cr- und Fe³⁺-Gehalte in Spinell der Probe CH257 sehr hoch (Tab. 5.4), was zusätzliche Fehler bei der Temperaturbestimmung nach sich ziehen kann (siehe CARROLL-WEBB & WOOD, 1986).

In den Chlorit-Peridotiten ist nur das Ca in Orthopyroxen-Thermometer (BREY & KÖHLER, 1990) einigermaßen verwendbar, mit der Einschränkung von meist nicht gepufferten Ca-Gehalten in Orthopyroxen. Da dieses Thermometer weiter ausschliesslich an Spinell-

Peridotiten kalibriert wurde, sind die ermittelten Temperaturen als Minimalwerte zu betrachten. Die anhand des Ca-Gehaltes in Orthopyroxen bestimmten Temperaturen bewegen sich um 700–730 °C (Tab. 5.7) und unterscheiden sich klar von den Temperaturen der jüngeren amphibolitfaziellen Metamorphose (600–660 °C; Tab. 5.2).

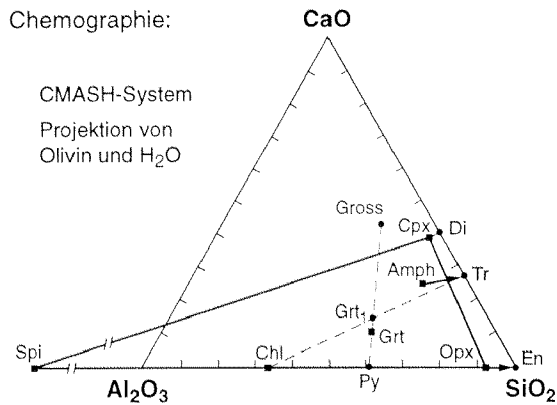
Zuverlässige geobarometrische Kalibrationen für ultramafische Gesteine lassen sich eher selten finden und sind oft stark von der Temperatur abhängig (bis ca. 3 kbar pro 50 °C, Diskussion in BREY et al., 1986). Das Granat-Orthopyroxen-Barometer ist in verschiedenen Arbeiten gut untersucht worden (z.B. BREY et al., 1986; CARSWELL & GIBB, 1987) und kann auf Granat-Peridotite angewendet werden. Die Kalibrationen von HARLEY & GREEN (1982) und BREY & KÖHLER (1990) ergeben bei Temperaturen von 750–800 °C gut übereinstimmende Drücke zwischen 25 und 30 kbar (Tab. 5.7). Das empirische Thermobarometer von BREY et al. (1986) erlaubt eine unabhängige Abschätzung des Druckes wie auch der Temperatur und ergibt für den Granat-Peridotit von Cima di Gagnone einen mittleren Druck von 27 kbar und eine durchschnittliche Temperatur von 750 °C ($\bar{\varnothing}$ aus 8 Analysen, Tab. 5.7).

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die hier ermittelten p–T-Bedingungen für die Hochdruckphase (etwa 800 °C, 25 kbar) ausgezeichnet mit den früheren Daten von EVANS & TROMMSDORFF (1978) übereinstimmen.

b) Retrograde amphibolitfazielle Metamorphose

Die retrograde metamorphe Entwicklung (Stadien III zu V und VI, Tab. 5.6) in den ultramafischen Linsen der nördlichen Cima Lunga-Einheit ist durch zunehmende Hydratation und stellenweise Karbonatisierung (EVANS & TROMMSDORFF, 1974; PFEIFER, 1979, 1981) der Granat- und Chlorit-Metaperidotite während der amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose geprägt. Absolute Druck- und Temperaturbestimmungen sind aufgrund unvollständiger Paragenesen oder fehlender Kalibrationen nicht möglich.

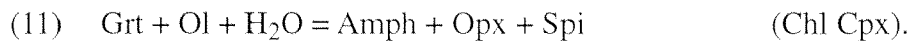
Die Phasenbeziehungen in hydratisierten Peridotiten sind am besten im vereinfachten 5-Komponentensystem CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (CMASH) unter Berücksichtigung der 8 relevanten Phasen Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Granat, Spinell, Chlorit, Amphibol (Tremolit) und H₂O aufzuzeigen (nach JENKINS, 1980, 1981). Unter der Annahme, dass Olivin und Wasser im Überschuss vorhanden sind, lassen sich die übrigen 6 Phasen von Mg₂SiO₄ (Fo) und H₂O auf die Ebene CaO–Al₂O₃–SiO₂ projizieren (Fig. 5.12). Für die Chlorit-Peridotite sind dazu die Zusammensetzungen der reinen Mineralendglieder verwendet worden, während für den Granat-Peridotit näherungsweise folgende Phasenzusammensetzungen angenommen worden sind: Spinell – MgAl₂O₄; Chlorit (Klinochlor) – Mg₅Al₂Si₃O₁₀(OH)₈; Klinopyroxen – CaMg_{0.95}Al_{0.1}Si_{1.95}O₆; Orthopyroxen – Mg_{1.9}Al_{0.2}Si_{1.9}O₆; Granat – Mg_{2.6}Ca_{0.4}Al₂Si₃O₁₂ und Amphibol – Ca₂Mg₄Al₂Si₇O₂₂(OH)₂. Die Chemographie (Fig. 5.12) weist somit mindestens eine Degeneration in der Form der Kolinearität von Spinell, Chlorit und Orthopyroxen auf (3 Degenerationen im Falle der Endglieder und Grt₁!). Daraus lässt sich nach DAY (1972) eine ganze Reihe petrogenetischer Netze maximaler Stabilität und Geschlossenheit ableiten, wobei kleine Variationen in der Zusammensetzung der Phasen nur unwesentliche Änderungen in den Topologien bewirken, solange Granat stets Pyrop-reicher als Grt₁ ist. Nach JENKINS (1981) können von diesen Netzen nur deren zwei auf natürliche Peridotite zutreffen, wobei die invarianten Punkte [Chl] und [Amph] nicht zugleich stabil sein dürfen. Das sowohl auf experimentelle Unter-



Figur 5.12: Pseudo-ternäres Diagramm der Phasen in Metaperidotiten, projiziert auf die Ebene CaO–Al₂O₃–SiO₂ (modifiziert nach JENKINS, 1981); die Mineralabkürzungen sind im Anhang erläutert. Quadrate repräsentieren idealisierte Mineralzusammensetzungen in Granat-Peridotiten (siehe Text) und bilden die chemographische Grundlage für das petrogenetische Netz in Fig. 5.13; Kreise stellen reine Mineralendglieder dar (inkl. Spi und Chl). Grt₁ (Mg_{2,5}Ca_{0,5}Al₂Si₃O₁₂) liegt auf der Verbindung zwischen Chl und Tr und würde zu einer weiteren Degeneration des Systems führen.

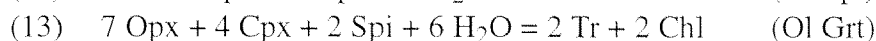
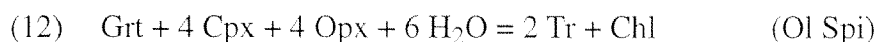
suchungen (JENKINS, 1981, 1983) als auch auf direkte Beobachtungen an den Chlorit- und Granat-Peridotiten von Cima di Gagnone sowie auf viele andere Ultramafitvorkommen eher zutreffende Netz ((Chl)(Cpx)) (Notation nach DAY, 1972) ist in Figur 5.13 dargestellt. Das enantiomorphe Netz ((Amph)) (vgl. MEDARIS & CARSWELL, 1990) lässt in Olivinreichen Gesteinen nur ein beschränktes Stabilitätsfeld für Tremolit zu und steht somit im Widerspruch zu der Beobachtung an natürlichen ultramafischen Gesteinen, dass Tremolit zusammen mit Olivin bis hin zu tiefen Drücken und Temperaturen stabil sein kann (TROMMSDORFF & EVANS, 1972, 1974; EVANS, 1977). Nur die Relationen um den invarianten Punkt [Cpx] (metastabil in Fig. 5.13) scheinen im Granat-Peridotit von gewisser Bedeutung zu sein (vgl. MEDARIS & CARSWELL, 1990).

Das erste retrograde Stadium IV (Tab. 5.6) im Granat-Peridotit basiert auf dem Vorkommen von fibrösem Amphibol-Orthopyroxen-Spinell-Kelyphit um Granat (besonders entlang von Granat-Olivin-Kontakten), entstanden durch die Reaktion



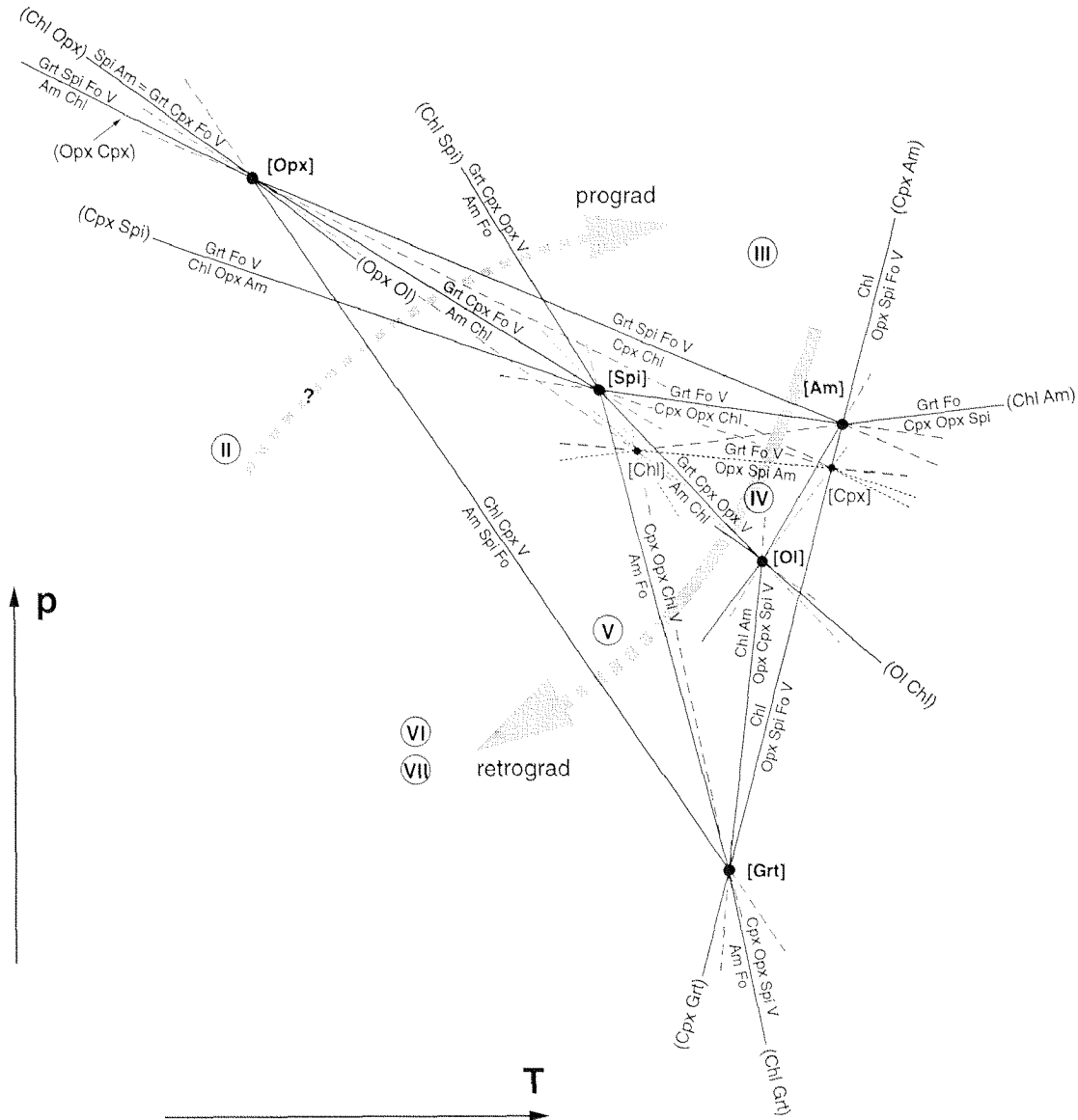
Diese Reaktion ist in der Topologie von Figur 5.13 metastabil, könnte aber bei einsetzender, noch relativ schwacher H₂O-Zufuhr unter allenfalls eklogit- oder granulitfaziellen Bedingungen abgelaufen sein und im Ungleichgewicht mit dem umgebenden Peridotit gestanden haben. Die Bildung der Kelyphitkoronas um Granat ist somit durch ein lokales chemisches Gleichgewicht als Folge von beschränkter Fluidverfügbarkeit kontrolliert gewesen. Der retrograde Weg dürfte dabei links des metastabilen invarianten Punktes [Cpx] und oberhalb oder im Bereich von [Ol] verlaufen sein (Fig. 5.13), da die Chlorit-Breakdownreaktionen (9) und (10) besonders in koexistierenden Chlorit-Metaperidotiten nicht überschritten worden sind (vgl. oben) und keine Hinweise auf einen Granat-Zerfall als Folge von Reaktion (2) gefunden werden konnten.

Die Entstehung von Chlorit und Tremolit in pseudomorphen Aggregaten nach Granat weist für den Übergang von III respektive IV zu V (Tab. 5.6, Fig. 5.13) auf folgende diskontinuierliche Reaktionen im Granat-Peridotit hin (EVANS & TROMMSDORFF, 1978):



Obschon die Olivin-abwesenden Reaktionen (12) und (13) in peridotitischen Gesteinen eher unwahrscheinlich scheinen, dürften sie dennoch bei der Rekrystallisation von Granat und Kelyphit eine Rolle gespielt haben, da die Textur von Olivin bei diesem Schritt kaum verändert wird. Sie scheint wie Reaktion (11) durch die lokale mineralogische Zusammen-

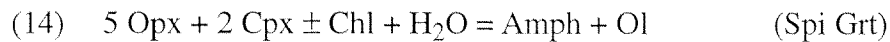
Petrogenetisches Netz ((Cpx)(Chl)):



Figur 5.13: Schematisches petrogenetisches Netz für die ultramafischen Gesteine von Cima di Gagnone, abgeleitet aus der Chemographie in Fig. 5.12 (Notationen nach DAY, 1972). Die Pfeile stellen den wahrscheinlichen Verlauf der prograden und retrograden Metamorphosegeschichte in Granat- und Chlorit-Peridotiten dar; die römischen Zahlen entsprechen den verschiedenen Stadien in Tab. 5.6. Gestrichelte Linien und die invarianten Punkte [Chl] und [Cpx] sind metastabil. Der invariante Punkt [Ol] ist in Ol-reichen ultramafischen Gesteinen eher ungewöhnlich und besonders lokal beim Granat-Zerfall in Granat-Peridotit von Bedeutung. Letzterer ist durch lokale chemische Gleichgewichte kontrolliert (chemische Subsysteme), wobei auch Ol-abwesende Reaktionen ablaufen können.

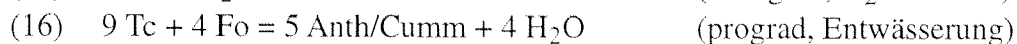
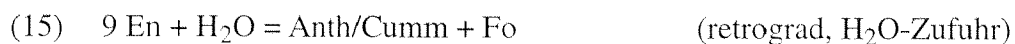
setzung kontrolliert gewesen sein (chemische «Subsysteme»). Reaktion (13) könnte, allenfalls zusammen mit Reaktion (9), zum raschen Zerfall von Spinell geführt haben. Da zudem Granat, Klinopyroxen und Spinell (in Kelyphit) mehr oder weniger gleichzeitig verschwinden, scheint der Schritt von III und IV zu V irreversibel ausserhalb des Stabilitätsfeldes von Granat + Klinopyroxen + Orthopyroxen ± Spinell, wahrscheinlich erst während der regionalen amphibolitfaziellen Überprägung, erfolgt zu sein (EVANS & TROMMSDORFF, 1978).

Die sowohl im Granat-Peridotit als auch besonders in den Chlorit-Peridotiten auftretenden Tremolit-Cluster können sich auf Kosten der Pyroxene über die Reaktion



entwickelt haben, wobei Klinopyroxen vor Orthopyroxen aufgebraucht worden ist. Die dabei entstehende Amphibolphase weist zunächst pargasitische Zusammensetzung auf und wird mit abnehmendem Metamorphosegrad Tremolit-reicher (EVANS, 1977; EVANS & TROMMSDORFF, 1978). Der retrograde p–T-Pfad verläuft demnach in Figur 5.13 zwischen den invarianten Punkten [Spi] und [Grt]. Letzterer lässt eine minimale Druckabschätzung für die Genese der Tremolit-Chlorit-Metaperidotite zu und liegt im reinen CMASH-System bei ca. 800–825 °C und 8 kbar (JENKINS, 1981). Berücksichtigt man zudem die etwas reduzierten Aktivitäten der beteiligten Phasen im natürlichen Peridotitsystem, so verschiebt sich [Grt] zu leicht tieferen Drücken und Temperaturen von rund 7 kbar und 750 °C (MÜNTENER, 1997, S. 128). Die Bildung der Tremolit-Cluster kann somit bei einem Druck von 7–10 kbar ab einer Temperatur von 700–720 °C erfolgt sein. Diese liegt 50 bis 100 °C höher als die 600–660 °C, welche für die amphibolitfazielle Regionalmetamorphosephase an den Paragenesen der Nebengesteine bestimmt worden sind (siehe Tab. 5.2; GROND et al., 1995). Diese offensichtliche Diskrepanz lässt sich allenfalls damit erklären, dass die Gleichgewichtskurven der Reaktionen (11) bis (14) bei der Abkühlung der Peridotite teilweise massiv überschritten wurden und die Reaktionen erst unter den tieferen, amphibolitfaziellen Bedingungen ablaufen konnten, sobald die Zufuhr von H₂O eingesetzt hat (siehe auch MÜNTENER, 1997, S. 131).

Das Stadium VI (Tab. 5.6) ist durch die Bildung von Olivin + Talk aus Orthopyroxen (Reaktion (6)) sowie durch das Auftreten der Mg-Amphibole Anthophyllit und Magnesio-cummingtonit charakterisiert. Nach experimentellen Untersuchungen (ULMER & TROMMSDORFF, 1995; WUNDER & SCHREYER, 1997) ist Olivin + Talk bei einem für die amphibolitfazielle Metamorphosephase relevanten Druck von 6–10 kbar unterhalb von 660–700 °C stabil (vgl. Fig. 5.15). Mg-Amphibol kann sich entweder retrograd aus Enstatit oder prograd aus Olivin + Talk durch die Reaktionen



bilden (RICE et al., 1974) und weist dazwischen einen relativ kleinen Stabilitätsbereich auf. Anthophyllit kommt in natürlichen ultramafischen Gesteinen bei Temperaturen zwischen 600 und 700 °C in Abhängigkeit vom Fe-Gehalt bis zu einer maximalen Drucklimite zwischen 8 und 12 kbar vor (inv. Punkt I₂ in Fig. 5.15; TROMMSDORFF, 1983; CHERNOSKY et al., 1985; EVANS & GUGGENHEIM, 1988). Die Stabilität von Magnesio-cummingtonit ist kürzlich von EVANS & GHIORSO (1995) genauer untersucht worden.

In den Chlorit-Metaperidotiten überwachsen die Mg-Amphibole sowohl das ältere Enstatit-Olivin-Chlorit-Gefüge als auch die Olivin + Talk-Pseudomorphosen nach ehemaligem Enstatit (Fig. 5.8d/e). Sie sind am ehesten retrograd unter H₂O-Zufuhr über die Reaktion (15) entstanden (Fig. 5.15). Eine prograde Bildung aus Olivin und Talk (Reaktion 16) bei mehr oder weniger isothermaler Druckentlastung infolge einer raschen Hebung der Zentralalpen scheint demgegenüber eher unwahrscheinlich. Besonders in Venen kann sich Anthophyllit jedoch auch bei konstantem p und T durch einen Gradienten in der Fluidzusammensetzung bilden, wobei die Wasserfugazität $f_{\text{H}_2\text{O}}$ abnimmt und f_{CO_2} teilweise

ansteigt (vgl. Fig. 4 in EVANS & TROMMSDORFF, 1974). Stellenweise zerfallen Anthophyllit und Magnesiocummingtonit retrograd zu Talk und Olivin (Fig. 5.8e, Reaktion 16). Der retrograde p–T-Pfad dürfte somit im Bereich von 8–10 kbar zunächst in das Stabilitätsfeld der Mg-Amphibole und anschliessend in dasjenige von Olivin + Talk hineinverlaufen sein. Die Reaktion Enstatit + H₂O → Olivin + Talk (Reaktion 6) dürfte dabei metastabil ebenso abgelaufen sein und hat zur Bildung der verbreitet vorkommenden Olivin-Talk-Pseudomorphosen nach ehemaligem Enstatit geführt (vgl. Fig. 5.15).

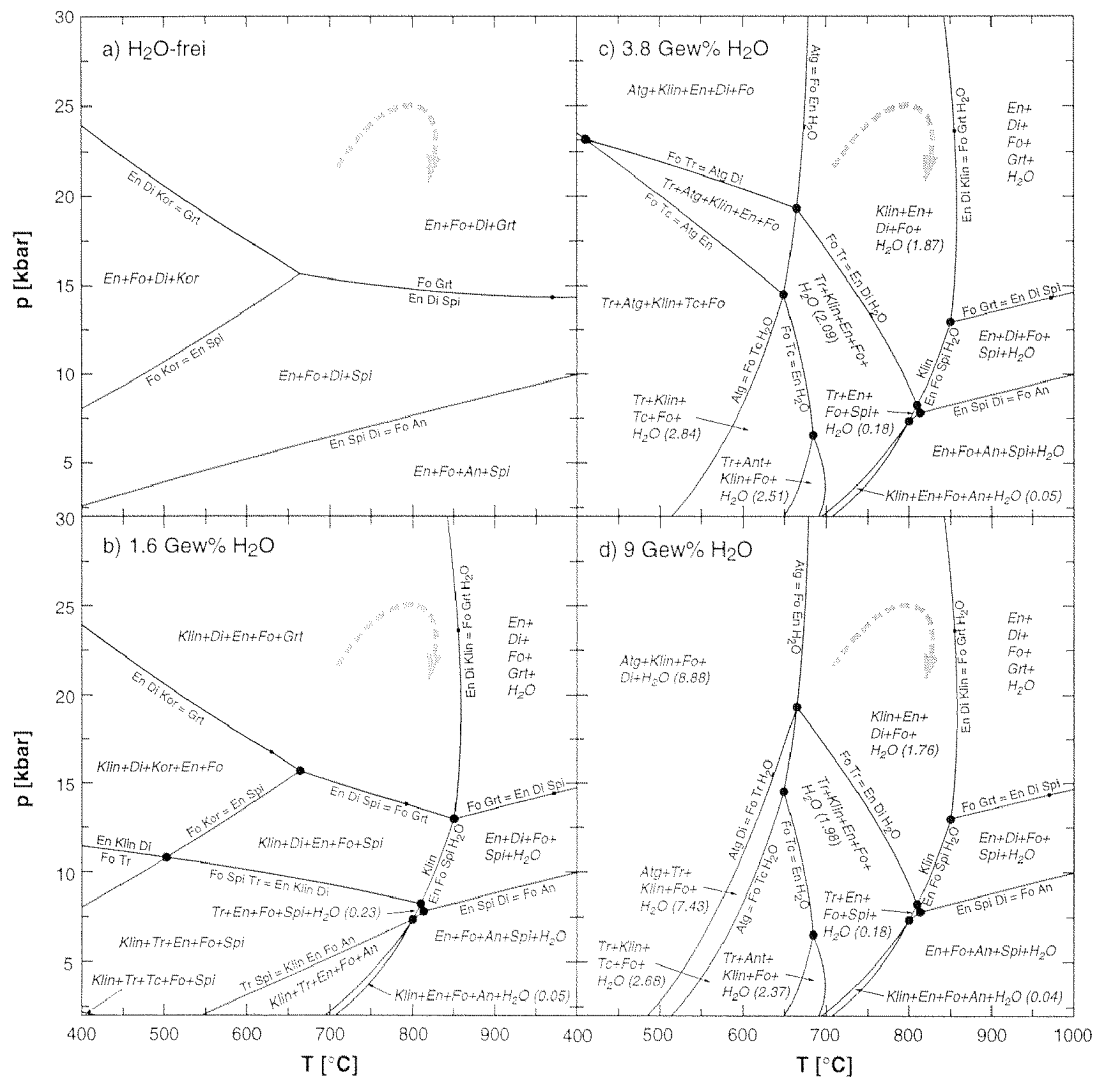
Die späte lokale Serpentinisierung und Chloritisierung (Stadium VII) erfolgt wahrscheinlich bei Drücken unter 5 kbar und Temperaturen unter 550 °C während der Exhumationsgeschichte der Cima Lunga-Einheit, wobei vor allem die Mg-reichen Minerale Olivin, Talk und Mg-Amphibol von feinen Serpentin- und/oder Chloritsäumen umgeben werden.

5.3.4 Die Stabilität von Granat- und Chlorit-Metaperidotit

Sowohl der Granat-Metaperidotit als auch die porphyroblastischen Enstatit-Chlorit-Metaperidotite weisen neben den unterschiedlich stark rodingitisierten basischen Gängen einige weitere Anzeichen auf eine partielle Serpentinisierung vor der Hochdruckmetamorphose auf (siehe Kapitel 4.2 und 4.5.3; EVANS & TROMMSDORFF, 1978; EVANS et al., 1979, 1981). Bisher wurden jedoch noch nie Hinweise auf eine Rekristallisation eines retrograd überprägten Granat-Peridotits zum typischen Gefüge der porphyroblastischen Enstatit-Chlorit-Peridotite beobachtet (c.f. HEINRICH, 1983). Ebenso konnte bisher noch kein Metaperidotitkörper mit granatführenden Partien einerseits, und Partien aus porphyroblastischem Enstatit-Chlorit-Peridotit andererseits gefunden werden, wie er aus einem partiell serpentinisierten Peridotitkomplex entstehen könnte. Die strukturellen Feldbeziehungen (vgl. Kapitel 3, Fig. 3.24 und 3.35) weisen jedoch darauf hin, dass die Peridotitlinsen durch Zerreißen ehemals grösserer, zusammenhängender Ultramafitkomplexe während oder vor der mehrphasigen isoklinalen Verfaltung der Cima Lunga-Einheit entstanden sind (Modelle in GROND, 1994; WAHL, 1994). Eine gemeinsame metamorphe Entwicklungsgeschichte der beiden Metaperidotittypen scheint demnach, wie schon von EVANS & TROMMSDORFF (1978) und HEINRICH (1983) vorgeschlagen, sehr plausibel zu sein, zumal in beiden Gesteinsarten eine äquivalente Abfolge von Metamorphosestadien (Tab. 5.6) und vergleichbare p–T-Bedingungen feststellbar sind. Unter Hochdruckbedingungen können sich sowohl Granat-führende als auch Chlorit-Enstatit-dominierte Paragenesen mehr oder weniger gleichzeitig nebeneinander gebildet haben, wobei Granat in eher selteneren Fällen entstanden ist.

Die unterschiedliche Mineralogie der beiden Peridotittypen kann einerseits durch unterschiedliche Gesteinszusammensetzungen erklärt werden (HEINRICH, 1983; siehe auch JENKINS, 1981). So lässt sich jedenfalls das Fehlen von Granat in den harzburgitischen Peridotitlinsen (z.B. Linse Mg163) begründen, wo die Ca-Gehalte teilweise als Folge einer früheren Serpentinisierung tief (vgl. Kapitel 4.2.4c) und Al in Chlorit gebunden ist. Daneben finden sich aber auch ultramafische Körper, die trotz ihres fertileren lherzolithischen Charakters (höhere Ca- und Al-Gehalte; z.B. Mg31) keine Anzeichen auf ehemaligen Granat wiedergeben. Neben der Gesteinszusammensetzung könnte demnach andererseits der Grad der Serpentinisierung, also der ursprüngliche H₂O-Gehalt vor der Hochdruckphase, und/oder Vorkommen und Verteilung H₂O-haltiger Phasen (v.a. Amphibol und Chlorit) im Gestein eine wichtige Rolle bei der Frage nach der Stabilisierung von Granat gespielt haben.

Um die erste Hypothese zu testen, ist am Beispiel der Probe 160.3 (ehemals Granat-führend; 1.3 Gew% CaO, 2.41 Gew% Al₂O₃, siehe Tab. 4.1) der ursprünglich im Gestein gebundene Wassergehalt sukzessive von null bis zur Sättigung bei etwa 8.9 Gew% H₂O angehoben worden. Die jeweils stabilen Paragenesen und Reaktionskurven sind im CMASH-System mit dem Programm VERTEX (CONNOLLY, 1990) in Abhängigkeit von p und T berechnet worden (Fig. 5.14). Im H₂O-freien CMAS-System (Fig. 5.14a) ist mit zunehmendem Druck eine Abfolge von Plagioklas- über Spinell- zu Granat-Peridotit ersichtlich, mit einem intermediären Korundfeld bei tieferen Temperaturen. Granat ist bei Temperaturen um 800 °C bereits ab etwa 14 kbar stabil. Eine fortlaufende Zugabe von H₂O, beispielsweise durch partielle Serpentinisierung, zieht in Abhängigkeit von p und T eine zunehmende Stabili-



Figur 5.14: Vereinfachte p–T-Diagramme für unterschiedliche H₂O-Gehalte am Beispiel einer fixierten Zusammensetzung (Probe 160.3, ehemaliger Granat-Peridotit) im CMASH-System, berechnet mit dem Programm VERTEX (CONNOLLY, 1990) und den thermodynamischen Datenbasen von BERMAN (1990) für Granat und HOLLAND & POWELL (1990, revidiert 1994) für die übrigen Minerale. Die Kurven sind jeweils mit den entsprechenden Reaktionen beschriftet, wobei sich die höher temperierte Paragenese auf der rechten Seite des Gleichzeichens befindet. Die stabilen Paragenesen in den verschiedenen bivalenten Feldern sind kursiv geschrieben. Zahlen in Klammern bezeichnen die H₂O-Anteile, die jeweils noch im Gestein gebunden sind. Der gestrichelte Pfeil repräsentiert den mittleren Verlauf der Hochdruckmetamorphose in den Cima di Gagnone-Peridotiten (~800 °C, 25 kbar). Man beachte, dass Granat bis zu einem H₂O-Gehalt von 1.6 Gew% auch unterhalb von 850 °C zusammen mit Chlorit stabil sein kann.

sierung H₂O-haltiger Minerale (Tremolit, Chlorit (Klinochlor), Antigorit, Talk, Anthophyllit) auf Kosten von Plagioklas, Spinell und Granat sowie vermehrt Entwässerungsreaktionen nach sich, die zu einer freien fluiden Phase im Gestein führen. Granat kann bei Temperaturen unter 850 °C und Drücken über 14 kbar bis zu einem kritischen H₂O-Gehalt von etwa 1.6 Gew% zusammen mit Chlorit vorkommen (Fig. 5.14b). Eine weitere Erhöhung des Wasseranteils bis zur H₂O-Sättigung bei ca. 8.9 Gew% führt zur Destabilisierung von Granat zu Gunsten von Klinochlor, Tremolit und Antigorit (Fig. 5.14c und d). Granat ist dann erst ab dem Breakdown von Klinochlor oberhalb von 850 °C stabil, darunter ist Al in Chlorit und Ca in Diopsid oder Tremolit gebunden.

Das Beispiel der Probe 160.3 (Fig. 5.14) zeigt, dass der H₂O-Gehalt in ultramafischen Gesteinen bei gegebener Gesteinszusammensetzung einen Einfluss auf die Topologie der Phasendiagramme im allgemeinen und auf die Granatstabilität im besonderen ausüben kann. Nach Berechnungen von JENKINS (1980) verschiebt eine Reduktion der H₂O-Aktivität durch Verdünnung der fluiden Phase mit weiteren flüchtigen Komponenten (z.B. CO₂, CH₄, SO₂ u.a.) die Dehydrationskurven von Chlorit und Tremolit zusätzlich zu tieferen Temperaturen, wobei Granat schon unter 700 °C kristallisieren kann (z.B. 650 °C, 25 kbar bei $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$; vgl. Fig. 5.15). Die Diagramme in Figur 5.14 sind aber nur für einen bestimmten H₂O-Gehalt im Gestein gerechnet und weisen im Vergleich zu Figur 5.13 und zu den vorangehenden Ausführungen einige Differenzen auf. So wird Granat beispielsweise unterhalb von 850 °C vorwiegend trocken gebildet (Fig. 5.14b), während die zuvor vorgeschlagen Entwässerungsreaktionen (Reaktionen (1a/b/c), vgl. Fig. 5.13) bei der Berechnung allesamt nicht berücksichtigt werden und metastabil zu sein scheinen. Dies dürfte mit der fixierten Gesteinszusammensetzung zusammenhängen, wobei das H₂O vorwiegend in Chlorit gebunden und Granat anstelle von Amphibol als stabile Ca-Phase gebildet wird. Die einzig mögliche, Granat-bildende Entwässerungsreaktion in CMASH stellt somit der Chlorit-Breakdown dar.

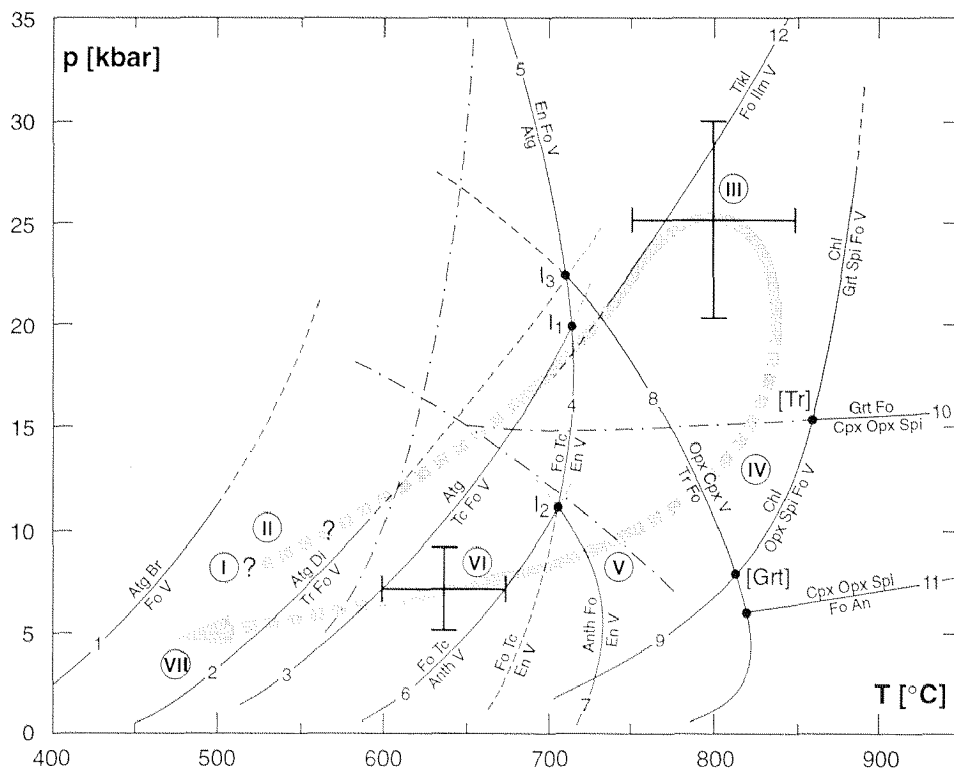
Neben dem H₂O-Gehalt kann aber besonders auch die Verteilung der H₂O-haltigen Minerale Amphibol und Chlorit im Peridotit für die Bildung von Granat entscheidend sein. Nach Figur 5.13 ist eine frühe Granat-Kristallisation auch in H₂O-reichen Peridotiten möglich, wenn Amphibol vorhanden ist. Im Falle von Amphibol-freien Gesteinen kann Granat jedoch erst am Breakdown von Chlorit (Reaktion (10)) bei rund 850–900 °C und mehr als 15 kbar entstehen (JENKINS, 1981, 1983; JENKINS & CHERNOSKY, 1986). Dies würde eine Erklärung für die häufig vorkommenden, Ca-armen Chlorit-Peridotite und die eher seltenen Granat-Peridotite geben. Die Ca-reichen Chlorit-Amphibol-Peridotite (z.B. Mg 31) müssten dabei jedoch entweder rekristallisierten ehemaligen Granat-Peridotiten entsprechen oder vor der Hochdruckphase trotz recht starker Serpentinisierung noch immer viel Diopsid und kaum Amphibol enthalten haben. Weiter könnten die H₂O-führenden Phasen nicht homogen im Gestein verteilt, sondern vor der Granat-Bildung besonders bei geringerem Serpentinisierungsgrad (z.B. auf Granat-Peridotit Mg 160 zutreffend) lokal entlang der Korngrenzen zwischen Olivin, Ortho- und Klinopyroxen konzentriert gewesen sein, wobei die Peridotite selber teilweise noch Mantel-ähnliche Texturen aufgewiesen haben dürften. Somit wären die Korngrenzen deutlich H₂O-reicher als der Peridotit gewesen und die Granat-Bildung hätte sich dort infolge von Entwässerungsreaktionen konzentrieren können. Auf diese Weise liesse sich auch das charakteristische poikiloblastische Granat-Wachstum erklären.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass neben dem Grad der Serpentinisierung auch die Gesteinszusammensetzung und vor allem die Verteilung von H₂O-haltigen Mineralen

wie Amphibol und Chlorit die Stabilität von Granat in den Metaperidotiten der Cima Lunga-Einheit massgeblich beeinflusst haben kann. Dabei scheint besonders Amphibol eine wichtige Rolle zu spielen (Fig. 5.13). Die meisten Peridotitkörper von Cima di Gagnone dürften zu stark serpentinisiert und dementsprechend zu Chlorit-reich und Amphibol-arm gewesen sein, als dass sie zu Granat-Peridotiten hätten rekristallisieren können, was im übrigen durch den Grad der Rodingitisierung der basischen Einschlüsse bestätigt wird.

5.3.5 Zusammenfassung – der alpine p–T-Pfad der ultramafischen Gesteine von Cima di Gagnone

Aus mikrostrukturellen und petrographischen Beobachtungen lassen sich sowohl im Granat-Metaperidotit als auch in den Chlorit-Metaperidotiten von Cima di Gagnone bis zu 7 aufeinanderfolgende Stadien der Metamorphosegeschichte festlegen (Tab. 5.6). Der schematische p–T-Pfad in Figur 5.15 ist aus mehrheitlich qualitativen und einigen quantitativen Druck- und Temperaturabschätzungen an typischen Mineralparagenesen dieser Stadien und deren gegenseitiger Beziehungen abgeleitet worden.



Figur 5.15: Vereinfachtes p–T-Diagramm für die Cima di Gagnone-Metaperidotite, Topologie nach TROMMSDORFF et al. (1998). Die Reaktionskurven (1), (2), (3) sind nach EVANS et al. (1976) und EVANS (1977); (4), (5) nach ULMER & TROMMSDORFF (1995) und WUNDER & SCHREYER (1997); (6), (7) nach CHERNOSKY et al. (1985), EVANS & GUGGENHEIM (1988) und EVANS & GHIORSO (1995); (8) von JENKINS (1983); (9), (10) aus JENKINS (1981) und JENKINS & CHERNOSKY (1986); (11) nach HERZBERG (1978) und (12) aus WEISS (1997, für Ti-gesättigten Ticl). Die strichpunktierten Linien entsprechen dem Verlauf der Reaktionen (8), (9) und (10) bei einer reduzierten H_2O -Aktivität von 0.5 im Fluid (nach JENKINS, 1980). Der p–T-Pfad ist schematisch eingezeichnet, zusammen mit den verschiedenen Stadien der Metamorphosegeschichte (Tab. 5.6).

Ein frühes Stadium von partieller Serpentinisierung kann aufgrund verschiedener, noch erkennbarer Evidenzen nachgewiesen werden. Die nachfolgende prograde Entwicklung während der Subduktion ist vor allem von Entwässerungsreaktionen geprägt. Der prograde p–T-Pfad verläuft bei 720 °C unterhalb von maximal 22 kbar (inv. Punkt I₁ in Fig. 5.15; ULMER & TROMMSDORFF, 1995; WUNDER & SCHREYER, 1997) durch das Talk-Stabilitätsfeld, da Olivin bei der Bildung von Enstatit verbraucht wird, wie die teilweise resorbierten Olivin-Einschlüsse in porphyroblastischem Enstatit belegen. Absolute Druck- und Temperaturabschätzungen an der Paragenese Olivin + Orthopyroxen + Klinopyroxen + Granat ± Magnesiohornblende ergeben 800 ± 50 °C und 25 ± 5 kbar für den Höhepunkt der Hochdruckmetamorphose (Stadium III; EVANS & TROMMSDORFF, 1978). Das Überleben von Magnesiohornblende und Titanoklinohumit-Relikten im Granat-Peridotit sowie die anhaltende Stabilität von Chlorit in den Enstatit-Chlorit-Peridotiten während der Hochdruckmetamorphose ist konsistent mit diesen p–T-Bedingungen. Die Stabilisierung von Granat scheint dabei sowohl vom Grad der früheren Serpentinisierung und der dadurch beeinflussten Gesteinszusammensetzung als auch von der Verteilung H₂O-haltiger Minerale (v.a. Amphibol und Chlorit) im Peridotit abhängig zu sein. Ersteres wird im übrigen durch die schwächere Rodingitisierung der basischen Boudins im Granat-Peridotit bestätigt.

Die retrograde Entwicklung ist durch zunehmende Hydratation der Metaperidotite unter vorwiegend statischen Bedingungen gekennzeichnet und findet mehrheitlich während der «leptontinischen» amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose statt. Das Stadium IV tritt nur im Granat-Peridotit in der Form von Amphibol-Orthopyroxen-Spinell-Kelyphiträndern um Granat auf, die sich bei einsetzender, noch relativ geringer H₂O-Zufuhr gebildet haben.

Das Stadium V ist durch Chlorit-Tremolit-Pseudomorphosen nach Granat und durch Tremolit-Cluster nach Klinopyroxen charakterisiert. Der Übergang zu Stadium VI ist weiter durch die Entstehung von Olivin + Talk aus Enstatit und das Auftreten von Anthophyllit definiert. Beide Stadien haben sich am ehesten relativ schnell hintereinander bei Temperaturen von 600–680 °C und Drücken von 6–10 kbar (Tab. 5.2) entwickelt. Dabei ist anzunehmen, dass besonders die Tremolit- und Chlorit-bildenden Reaktionen (12) bis (14) teilweise erst bei deutlich tieferen Temperaturen, als in Figur 5.15 gezeigt, abgelaufen sind, da die Gleichgewichtskurven markant überschritten werden konnten, solange nicht genügend H₂O zur Verfügung stand. Anthophyllit scheint besonders in Chlorit-Peridotiten sowohl das Enstatit-Olivin-Chlorit-Gefüge wie auch die Olivin + Talk-Pseudomorphosen nach Enstatit überwachsen zu haben und zerfällt retrograd zu Olivin + Talk. Der retrograde p–T-Pfad verläuft somit zunächst in das Anthophyllit-Stabilitätsfeldes (~10 kbar und ~700 °C) und danach in das Olivin + Talk-Feld, wobei auch die metastabile Reaktion $\text{Enstatit} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Olivin} + \text{Talk}$ abgelaufen ist, wie die zahlreichen Olivin-Talk-Pseudomorphosen nach Enstatit belegen (vgl. Fig. 5.15).

Im letzten Stadium VII ist die p–T-Entwicklung durch gelegentliche Serpentinisierung und Chloritisierung Mg-reicher Minerale bei Temperaturen unter 550 °C und Drücken unter 5 kbar in Zusammenhang mit der Exhumationsgeschichte charakterisiert.

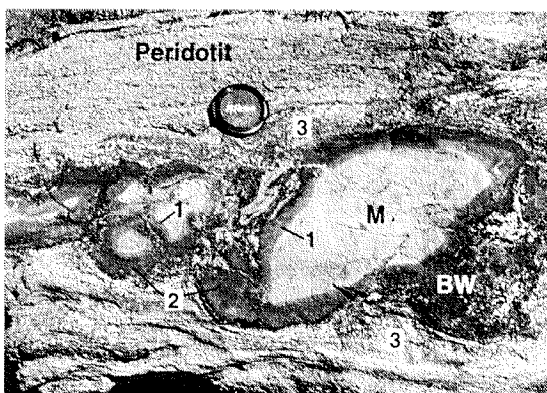
5.4 Metabasische Gesteine

5.4.1 Einleitung und Kristallisation-Deformation

Die metabasischen Gesteine (Eklogite, Metarodingite, Amphibolite) der nördlichen Cima Lunga-Einheit sind in früheren Arbeiten bereits sehr detailliert untersucht worden (siehe Tab. 5.1). Deren Petrographie und Metamorphose sollen in diesem Kapitel zusammengefasst und durch einige weitere Beobachtungen ergänzt werden. Neben den Eklogiten und Metarodingiten befassen sich die folgenden Ausführungen auch mit den aus diesen entstandenen Produkten der amphibolitfaziellen Überlagerung (Symplektit-Eklogite, (Granat-) Amphibolite und Blackwalls). Der bestehende Datensatz wird durch einige neue Mineralanalysen an Eklogiten und Amphiboliten vom Aufschluss Mg 163 erweitert (siehe Anhang), unter besonderer Berücksichtigung von verschiedenen retrograden Amphibolgenerationen.

Tabelle 5.8 gibt einen Überblick über die Stadien der metamorphen Entwicklung sowie die zugehörigen Mineralparagenesen in den metabasischen Gesteinen, aufgeteilt nach Eklogiten/Amphiboliten und Metarodingiten/Blackwalls. Die eklogitfaziellen Paragenesen sind meist nur in Kernzonen basischer Linsen und Lagen erhalten geblieben, wo sie vor Fluidzufuhr und Deformation während der nachfolgenden amphibolitfaziellen Metamorphose geschützt waren. Zum Rand der Linsen hin sowie teilweise entlang der Hochdruckschieferung werden sie von amphibolitfaziellen Mineralassoziationen ersetzt, wobei die Verfügbarkeit von H_2O eine wichtige Rolle spielt und den Grad der Rekrystallisation bestimmt (HEINRICH, 1982, 1983). Die Eklogite wandeln sich dabei zunächst in Symplektit-Eklogite und Symplektit-Granat-Amphibolite um und rekrystallisieren schliesslich zu manchmal Biotit-führenden Plagioklas-Amphiboliten. Um die Metarodingitboudins in den Metaperidotiten entstehen dunkle, Amphibol-reiche Kontaktzonen (Blackwalls), wobei sich vom Metarodingit zum Ultramafitit folgende drei Reaktionszonen erkennen lassen (Fig. 5.16; EVANS et al., 1979): (1) eine grüne Zone aus Hornblende-Epidot-Symplektit und Diopsid, die zum Metarodingit scharf begrenzt ist (innere Blackwall); (2) eine schwarze Zone aus Hornblende und Epidot, lokal mit grossen Titanitkristallen (äussere Blackwall); und (3) eine grobkörnige, heterogene Zone aus Aktinolith und Chlorit. Die Reaktionszonen zwischen Eklogit und Ultramafitit sind weniger eindeutig und bestehen etwa aus der Sequenz (1) Granat und Symplektit nach Omphazit, (2) Hornblende und (3) Chlorit und Aktinolith (EVANS et al., 1979).

Sowohl die Alteration der Eklogite zu (Symplektit-Granat-) Amphiboliten als auch die Bildung der Reaktionszonen um Metarodingite finden oft ohne jede interne Deformation



Figur 5.16: Mehrfach zonierte Blackwall (BW) um Metarodingit-Boudins (M) im Kontakt zum Metaperidotit, entstanden während der amphibolitfaziellen Überlagerung unter H_2O -Zufuhr. Zonen 1, 2 und 3 sind im Text beschrieben. Man beachte, dass nur in Zone 3 (Chlorit-Zone) eine Schieferung erkennbar ist, die parallel zu jener im benachbarten Ultramafitit verläuft. Schutt unterhalb Linse Mg 163a, Südende (Durchmesser des Objektivdeckels: 5 cm).

Tabelle 5.8: Übersicht über die Mineralparagenesen während den verschiedenen metamorphen Entwicklungsstadien in metabasischen Gesteinen. Die Zahlen entsprechen verschiedenen, im Text besprochenen Mineralgenerationen; Sympl bezeichnet Minerale, die am Aufbau des Symplektits beteiligt sind (nur Eklogite).

I) Eklogite, Symplektit-Eklogite und (Grt-) Amphibolite					
		Subduktion (D _{HP})	Deckenbildung und -verfaltung (D ₁ bis D ₃)		
Stadium	Eklogitfazies	retrograde amphibolitfazielle Überprägung			
Minerale	Eklogit	Symplektit-Eklogit	Grt-Symplektit-Amphibolit	(Biotit-) Amphibolit	
Quarz	-----				
Omphazit	-----				
Granat	----- 1	-----	----- 2		
Zoisit	-----				
Disthen	-----				
Phengit, Paragonit (?)	-----				
Rutil	-----				
Hornblende (versch.)	----- 1	----- 2/3 (Symb)	----- 3/4	----- 4	
Diopsid	-----	----- Sympl			
Plagioklas	-----	----- Sympl			
Klinozoisit	-----				
Epidot	-----	-----			
Ilmenit	-----				
Titanit	-----				
Chlorit	-----				
Biotit	-----	----- Sympl um Phe			

II) Metarodingite und Blackwalls					
		Subduktion (D _{HP})	Deckenbildung und -verfaltung (D ₁ bis D ₃)		
Stadium	Eklogitfazies	retrograde amphibolitfazielle Überprägung (Blackwalls)			
Minerale	Metarodingit	Di-Ep-Amph-Fels (Zone 1)	Ep-Amph-Fels (Zone 2)	Chl-Amph-Schiefer (Zone 3)	
	prograd retrograd				
Granat (Grossular)	-----				
Diopsid	-----				
Zoisit/Klinozoisit	-----				
Rutil	-----				
Ilmenit	-----				
Titanit	-----				
Epidot	-----				
Hornblende (versch.)	-----	----- 1	----- 2	----- 3	
Aktinolith (selten Tremolit)	-----				
Chlorit	-----				
Hellglimmer	-----				

der Gesteine statt. Die hohe mechanische Kompetenz der Eklogite und Metarodingite bleibt so auch in den amphibolitfaziellen Umwandlungsprodukten erhalten, was wahrscheinlich eine wichtige Voraussetzung für das Überleben der eklogitfaziellen Paragenesen in Kernzonen darstellt (HEINRICH, 1983). Lediglich in vollständig rekristallisierten Plagioklas-Amphiboliten und den Chlorit-Aktinolith-Schiefen der Randzonen bildet sich gelegentlich eine neue Schieferung aus, die parallel zur Hauptschieferung in den Neben-

gesteinen verläuft und der zweiten Deformationsphase D_2 zugeordnet werden kann (GROND, 1994, S. 55). Abgesehen davon ist es in den metabasischen Gesteinen nicht möglich, genauere Beziehungen zwischen den Deformationsphasen D_1 bis D_3 und dem metamorphen Mineralwachstum festzulegen (siehe Tab. 5.8).

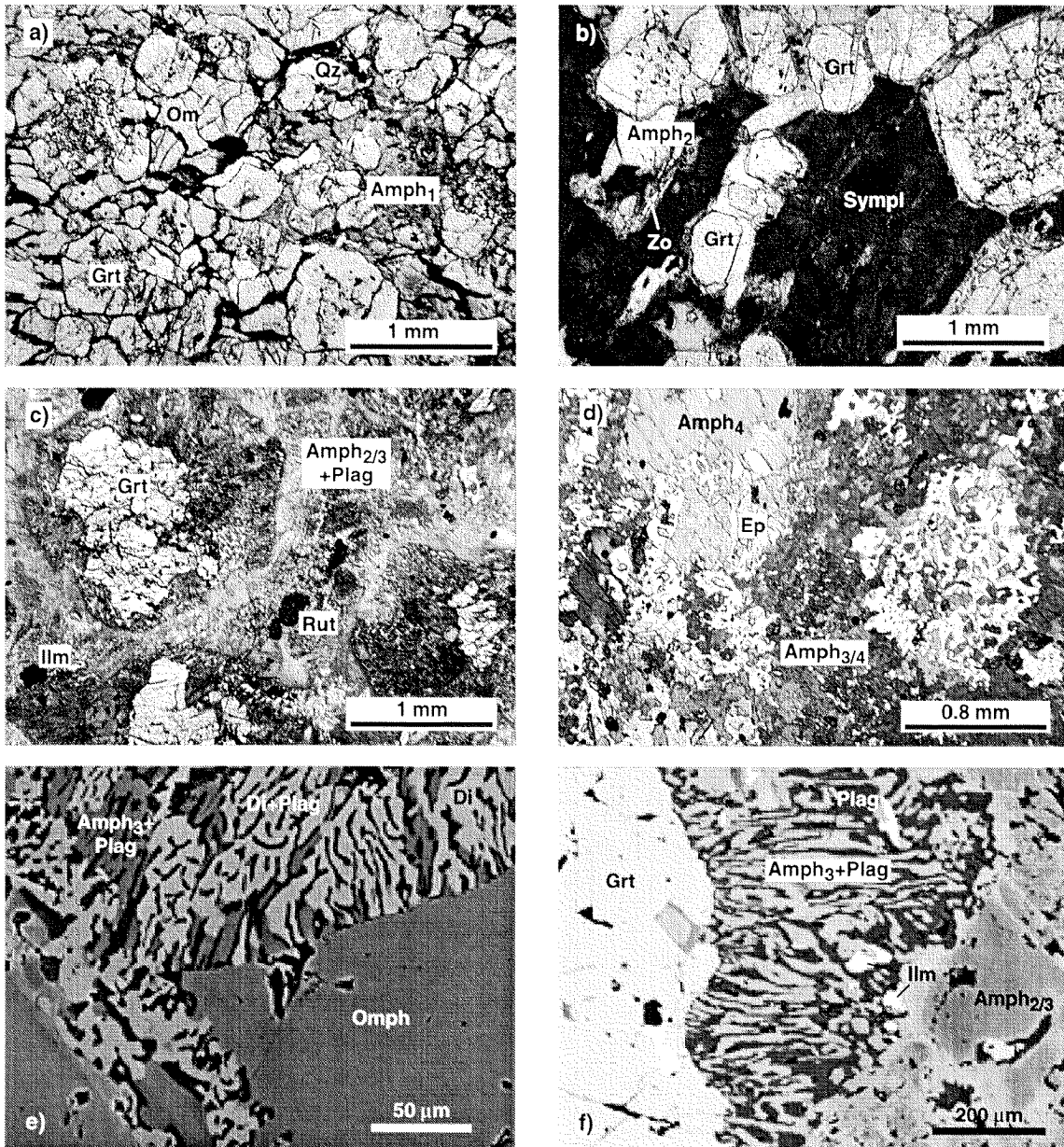
5.4.2 Petrographie, Mikrostrukturen und Mineralchemie

a) Eklogite, Symplektit-Eklogite und (Granat-) Amphibolite

Die Eklogite weisen normalerweise ein grano- bis leicht porphyroblastisches Gefüge bestehend aus Granat, Klinopyroxen (Omphazit), Rutil sowie unterschiedlichen Mengen an Zoisit und meist nahezu undefor miertem Quarz auf (Fig. 5.17a). Eine farblose bis blass olivgrüne Hornblende ($Amph_1$) tritt einerseits gleichkörnig zusammen mit Omphazit auf und gehört möglicherweise ebenfalls zur eklogitischen Paragenese (HEINRICH, 1978). Andererseits überwächst sie, oftmals von feinen Rissen ausgehend, das eklogitische Gefüge poikiloblastisch (Fig. 5.17a). Disthen-Eklogite sind im Gegensatz zu Alpe Arami (DAL VESCO, 1953; ERNST, 1977) selten und bisher von einem Vorkommen sicher beschrieben (HEINRICH, 1978, 1983). Phengitischer Hellglimmer kommt als bis zu 5 mm grosse Kristallpakete in Adern und Segregationen zusammen mit Quarz, Granat, Zoisit und teilweise Omphazit vor, ist in Eklogiten selber jedoch nicht zu finden. Variationen in der Korngrösse (0.5–3 mm) und dem relativen Modalbestand führen zu der typischen Bänderung der Eklogite. Die gelegentliche schwache Schieferung parallel zur Bänderung wird durch eine Ausrichtung von Klinopyroxen, Zoisit und Hornblende hervorgerufen.

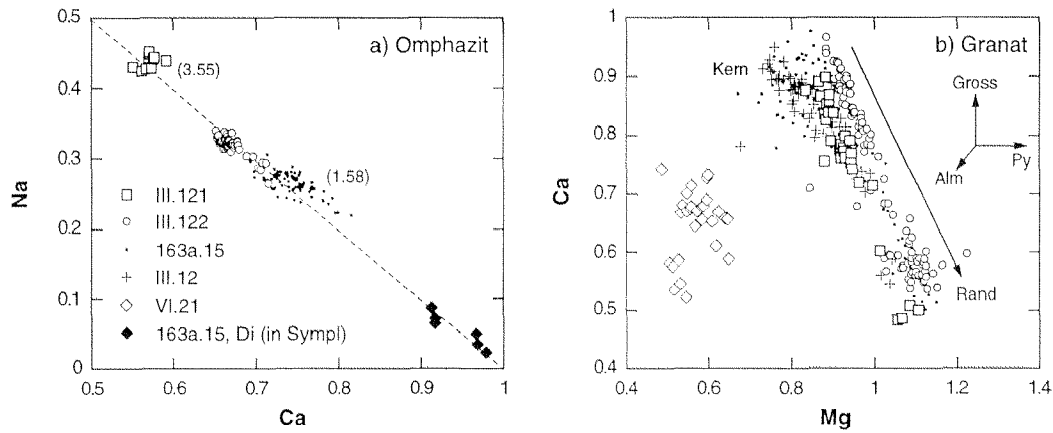
Omphazit bildet einschlussarme, leicht elongierte Körner von 1–2 mm Grösse und ist auch in frischen Eklogiten meist von einem dünnen Symplektit-Saum umgeben. Der Jadeit-Gehalt ändert von Probe zu Probe in Abhängigkeit vom Natriumgehalt im Gestein von über 40% (III.121) zu beinahe 20% (163a.15) (Fig. 5.18a), wobei auch beim Übergang von Eklogiten zu Metarodingiten eine kontinuierliche Abnahme festzustellen ist (EVANS et al., 1979). In den einzelnen Proben variiert der Jadeit-Anteil zusätzlich, ohne dass jedoch eine systematische Zonierung zu beobachten wäre.

Granat ist regelmässig verteilt, grano- bis porphyroblastisch und meist mehr oder weniger idiomorph (Körner bis 3 mm) (Fig. 5.17a/b). Besonders in Kernzonen enthält er zahlreiche Einschlüsse von Omphazit, Zoisit, Rutil, Quarz und seltener auch Hornblende ($Amph_1$), die Ränder sind dagegen beinahe einschlussfrei. Dies verleiht ihm häufig ein atollförmiges Aussehen. Granat ist allgemein Pyrop- und Almandin-reich (65–84% Pyralpsit, 16–35% Ugrandit; vgl. EVANS et al., 1979) und oftmals stark zoniert, wobei die Gehalte an Pyrop (26–40%) und Almandin (38–45%) vom Kern zum Rand zunehmen und der Grossular-Gehalt (27–14%) massiv sinkt (Fig. 5.18b). Die Mg-Zu- und Ca-Abnahme ist besonders auf den Granatrand konzentriert und lässt möglicherweise auf fortgesetztes Granatwachstum bei fallendem Druck und zugleich leicht steigender Temperatur schliessen (HEINRICH, 1986). Die Granatrelikte der Probe VI.21 unterscheiden sich deutlich von Granaten aus Eklogiten und Symplektit-Eklogiten in markant höheren Fe- und Mn- sowie tieferen Mg-Gehalten (53–59% Alm, 17–22% Py, 2–5% Spess). Sie weisen entweder eine andere Entstehungsgeschichte auf oder haben retrograd mit der umgebenden Amphibolitparagenese ausgetauscht.



Figur 5.17: Mikroaufnahmen und BSE-Bilder, welche die verschiedenen Mikrostrukturen in Eklogiten, Symplektit-Eklogiten und (Granat-) Amphiboliten charakterisieren. a) Eklogit: ein Hornblendepoikiloblast ($Amph_1$) überwächst das grano- bis porphyroblastische Gefüge aus elongiertem Omphazit, Zoisit, teilweise atollförmigem Granat, Quarz und Rutil. Omphazit ist von dünnen Symplektit-Säumen umgeben (DS III.121). b) Symplektit-Eklogit: Omphazit ist gänzlich durch sehr feinkörnigen Symplektit (Sympl) ersetzt worden. Granat und Zoisit sind noch gut erhalten und von dünnen $Amph \pm Plag$ -Rändern umgeben (DS III.12a). c) Granat-Symplektit-Amphibolit: Granat zerfällt zusehends zu symplektitischen Pseudomorphosen, wobei die alte Kornform noch gut erkennbar ist. Der Symplektit rekristallisiert daneben zu einem feinverzahntem Gefüge aus $Amph_{2/3}$ und Plag (DS 163a.15a). d) Feinkörnig rekristallisierter Plag-Amphibolit mit Granat-Pseudomorphosen aus Plag, Amph, Ep und Chl (DS 163b.20). e) Feinstkörniger Symplektit aus Diopsid, Plagioklas und Amphibol ($Amph_3$) ersetzt Omphazit (BSE-Bild, DS 163a.15). f) Symplektitkorona aus radialstrahlig verwachsenem Plagioklas und Amphibol ($Amph_3$) um Granat. Angrenzende Amphibole in der Matrix ($Amph_{2/3}$) sind oftmals zoniert (BSE-Bild, DS 163a.15).

Zoisit tritt normalerweise eher untergeordnet auf, kann lagenweise jedoch als längliche und oftmals eingeregelte Prismen dominieren. Er ist gelegentlich zoniert und wird zum Rand hin Epidot-reicher (2–3 Gew% Fe_2O_3 im Kern, 6–7 Gew% am Rand).



Figur 5.18: a) Zusammensetzung von Omphazit und symplektitischem Diopsid. Der Na-Gehalt in Omphazit variiert in Abhängigkeit vom Na_2O -Gehalt im Gestein (Zahlen in Klammern) und nimmt zudem in den einzelnen Proben leicht ab. Diopsid in Symplektit weist deutlich tiefere Na-Konzentrationen unter 0.1 pfu auf. b) Eklogitischer Granat ist generell stark zoniert (Pfeil), mit einer deutlichen Ca-Abnahme und gleichzeitiger Mg-Zunahme vom Kern zum Rand. Die tiefen Mg-Gehalte der Granat-Relikte von VI.21 werden durch höhere Fe- und Mn-Anteile kompensiert.

Die amphibolitfazielle Überprägung der Eklogite reduziert die modalen Anteile an Pyroxen und Granat sukzessive und konzentriert sich auf die Randzonen der Eklogitlinsen sowie entlang der Bänderung und Schieferung S_{HP} innerhalb derselben (EVANS et al., 1979; HEINRICH, 1983). Sie äussert sich in unterschiedlich weit fortgeschrittenen Alterationsstadien (Tab. 5.8), die durch zunehmende Hydratation, charakteristische Gefüge und unterschiedliche Amphibolgenerationen (Amph_{2-4}) gekennzeichnet sind. Die Zusammensetzungen letzterer sollen in einem separaten Kapitel diskutiert werden (Kapitel 5.4.3b).

Bei einsetzender Retrogression der Eklogite zerfällt zunächst Omphazit relativ schnell zu einer äusserst feinen symplektitischen Verwachsung aus meist Na-reichem Plagioklas ($0.2 < X_{An} < 0.5$), Diopsid und zunehmenden Anteilen an aktinolithischer bis tschermakitischer Hornblende (Amph_3) (Symplektit-Eklogit, Fig. 5.17b/e). Symplektitischer Diopsid ist bedeutend Jadeit-ärmer als Omphazit ($0.09 > X_{Jd} > 0.02$, Fig. 5.18a), was auf massiv tiefere Drücke während der Symplektitbildung infolge rascher Hebung hinweist ($p \leq 10$ kbar, GASPARIK & LINDSLEY, 1980). Granat und Zoisit bleiben vorerst recht gut erhalten und werden lediglich von dünnen Säumen aus Amphibol (Amph_3) und gelegentlich Anorthit-reichem Plagioklas ($X_{An} > 0.8$) umgeben (Fig. 5.17b). Um die «eklogitischen» Hornblendens (Amph_1) entstehen diffuse Anwachsrande (Amph_2), die einen kräftigeren Pleochroismus von oliv nach grünbraun und im Kontakt zu Granat auch blaugrün aufweisen. Rutil wird zunächst von Ilmenit und später Titanit gepanzert und kann so selbst in total rekristallisierten Amphiboliten überlebt haben. Disthen zeigt einen Symplektitsaum aus Korund und Plagioklas (HEINRICH, 1978, 1983) und Phengit wandelt sich zu einem Symplektit aus Biotit, Plagioklas und Alkalifeldspat um (HEINRICH, 1982, 1983).

Mit zunehmender Amphibolitisierung rekristallisiert der feinstkörnige Diopsid-Plagioklas-Amphibol₃-Symplektit zu einem gröberkörnigen Plagioklas-Amphibol-Symplektit (Fig. 5.17c) und schliesslich zu einem eng verzahnten Gefüge aus Plagioklas und Hornblende₄ (Granat-Symplektit-Amphibolit, Fig. 5.17d). Granat zerfällt oftmals zu symplektitischen Pseudomorphosen aus An-reichem Plagioklas, Amphibol₃ und variablen Anteilen an Epidot und Chlorit (Fig. 5.17c/f), kann bisweilen aber als Teil der amphibolitfaziellen Paragenese erhalten bleiben oder neu kristallisieren (Grt_2). Die «eklogitische»

Hornblende (Amph_1) wandelt sich kontinuierlich zu amphibolitfaziellen Hornblenden (Amph_2 und Amph_4) um. Zoisit wird von Plagioklas und Klinozoisit/Epidot ersetzt.

In Randzonen grösserer Eklogitkörper sowie in kleineren Linsen können die Symplektit-Amphibolite gänzlich zu manchmal Granat- und Biotit-führenden Plagioklas-Amphiboliten rekristallisiert sein. Die früheren Granate sind häufig noch als rundliche Pseudomorphosen aus Amphibol, Plagioklas, Epidot und etwas Chlorit erkennbar (Fig. 5.17d). Das gelegentliche Auftreten von Biotit in zuvor K-armen Metaeklogiten weist auf eine variable K-Metasomatose aus den umliegenden Nebengesteinen hin. Amphibol (Amph_4) bildet stellenweise zusammen mit Biotit eine neue Schieferung, die parallel zur Hauptschieferung S_2 in den angrenzenden Gneisen verläuft.

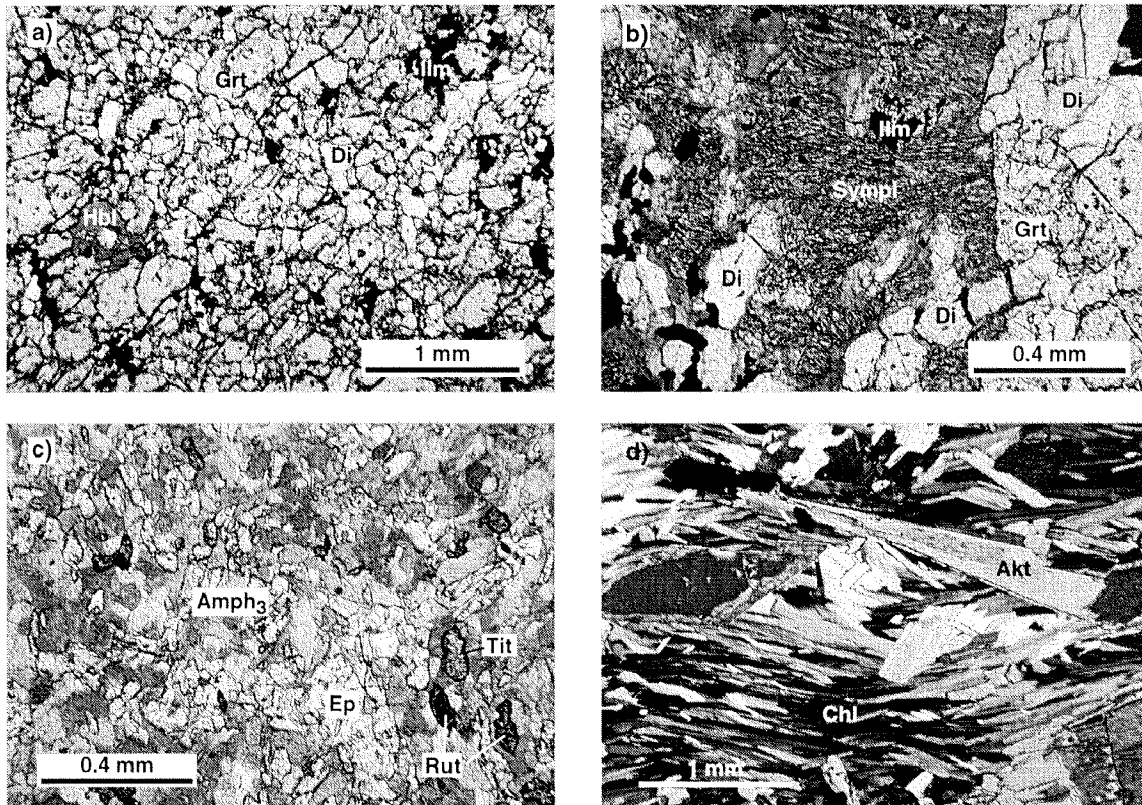
b) *Metarodingite und Blackwalls*

Bei den Metarodingiten handelt es sich allgemein um äusserst feinkörnige (< 0.3 mm), Ca-reiche, sehr massige Gesteine, die gelegentlich schwach gebändert und von unregelmässigen, dünnen Adern durchsetzt sind. Das feinverwachsene, grano- bis poikiloblastische Mikrogefüge besteht zu ungefähr gleichen Teilen aus farblosem bis blass gelblichem Granat und farblosem Diopsid sowie variablen Mengen an Zoisit/Klinozoisit, Epidot und einer farblosen bis blass blaugrünen Hornblende (Amph_1 in Tab. 5.8; Fig. 5.19a). Rutil, Ilmenit und Titanit stellen verbreitet vorkommende Akzessorien dar, wobei Rutil und Ilmenit primäre Phasen sind und oft von Titanit gepanzert werden. Hellglimmer ist gelegentlich interstitiell als feinste Blättchen vertreten. Die schwache Bänderung ist durch variable Modalbestände bedingt, die Minerale selber sind normalerweise nicht orientiert, so dass auch mikroskopisch keine Schieferung S_{HP} erkennbar ist. Nur in wenigen Fällen zeichnen gerichtet gewachsene Klinozoisit- und Hornblende-Porphyroblasten mit bis zu 5 mm Länge eine auch makroskopisch gut sichtbare Lineation L_{HP} nach (z.B. Probe 163a.14).

Granat ist Grossular-reich (weniger als 20% Py + Alm in Ca-reichsten Gesteinen, EVANS et al., 1979), unregelmässig geformt und oftmals leicht poikiloblastisch. Er bildet keine idiomorphen Porphyroblasten wie in den Eklogiten. *Diopsid* ($X_{\text{Jd}} < 0.1$) und *Zoisit/Klinozoisit* treten als durchschnittlich 0.1–0.3 mm grosse, teilweise hypidiomorphe Körner in der Grossular-Matrix auf und sind häufig zu kleinen Aggregaten gruppiert. Die dünnen, unregelmässig orientierten Adern bestehen mehrheitlich aus reinem Grossular und nur selten aus Diopsid, Hornblende und Epidot. Die Minerale sind in den Adern eher gröberkörnig als in der benachbarten Metarodingitmatrix.

Epidot und *Hornblende* (Amph_1) überwachsen das Diopsid-Grossular-Gefüge und scheinen retrograden Ursprungs zu sein (Tab. 5.8). Die Hornblende ist generell interstitiell bis poikilitisch, gelegentlich aber auch idioblastisch. Epidot bildet dagegen meist leistenförmige Idioblasten und manchmal dendritische Strukturen, die besonders in Grossular-Adern oft von feinen Rissen ausgehend vorkommen. Solche späte Risse können das ganze Gestein durchziehen und enthalten häufig sekundäre Alterationsprodukte wie Amphibol, Chlorit, Epidot und Titanit.

Die amphibolitfazielle Überlagerung äussert sich hauptsächlich in mehrfach zonierten Blackwalls um Metarodingitboudins (vgl. Fig. 5.16, Tab. 5.8). Im Gegensatz zu Eklogiten zerfällt zunächst nicht Diopsid, sondern Grossular (inklusive Venen) entlang einer messerscharfen Reaktionsfront zu einem Hornblende (Amph_2)-Epidot- oder seltener zu einem



Figur 5.19: Mikrostrukturen und -gefüge in Metaroddingiten und Blackwalls. a) Metaroddingit zeigt allgemein ein sehr feinkörniges Gefüge aus teilweise fast poikiloblastischem Granat (Grossular) und in diesem eingebettetem Diopsid, Hornblende, Ilmenit sowie teilweise Rutil (DS III.14a). b) Scharfer Kontakt zwischen Metaroddingit und innerer Blackwall (Zone 1). Grossular zerfällt schlagartig zu einem feinen Hornblende (Amph₂)-Epidot-Symplektit (Sympl), während Diopsid textuell unverändert bleibt (DS III.14b). c) Dicht verwachsenes Gefüge aus Hornblende (Amph₃) und Epidot in der äusseren Blackwall (Zone 2). Diopsid ist nicht mehr erhalten, Rutil und Ilmenit sind zu Titanit zerfallen oder von diesem gepanzert (DS 163aR2). d) Chlorit-Aktinolith-Schiefer am Kontakt zu Ultramafitit (Alterationszone 3). Chlorit ist stark ausgerichtet, und Aktinolith weist deutliche Anwachsrisser und idiomorphe Kornform auf (DS 31.54, X Nicols).

Diopsid-Epidot-Symplektit (Zone 1, Fig. 5.19b). Die Symplektitminerale sind meist strahlig senkrecht zum Kontakt angeordnet. Sowohl die Bänderung wie auch das Diopsidgefüge und die Zoisit-Lineation setzen sich dagegen in der inneren Blackwall praktisch unverändert fort (EVANS et al., 1979), die Zoisit-Leisten werden lediglich von Klinozoisit-Epidot-Aggregaten ersetzt. Mit zunehmender Distanz zur Reaktionsfront verschwindet Diopsid graduell, während die symplektitischen Pseudomorphosen nach Grossular zu einem granularen Gefüge aus dicht verzahntem Epidot und einer blass grünen bis hellbraunen Hornblende (Amph₃) rekristallisieren (Zone 2, Fig. 5.19c). Rutil und Ilmenit reagieren zu Titanit, können aber in Titanitkernen weiterhin erhalten bleiben. Chlorit tritt vorerst höchstens untergeordnet in Zwickeln auf. Bis mehrere cm grosse Megakristalle von Titanit, Epidot und Hornblende kommen besonders in den äusseren Bereichen von Zone 2 vor. Der Übergang zu Zone 3 (Chlorit-Zone) ist durch eine ausgesprochene Korngrössenzunahme, das Auftreten von idiomorphischen, oft zonierten Aktinolithen und orientiertem Chlorit sowie durch das weitgehende Verschwinden von Epidot gekennzeichnet (Fig. 5.19d). Akzessorische Minerale wie Spinell und Högbomit finden sich gelegentlich zusammen mit Chlorit und etwas Karbonat (NEUENSCHWANDER, 1996). Zum angrenzenden Ultramafitit hin wird Aktinolith zunehmend tremolitisch, und schliesslich treten Olivin und Enstatit auf.

5.4.3 Diskussion: die metamorphe Entwicklung der Metabasika

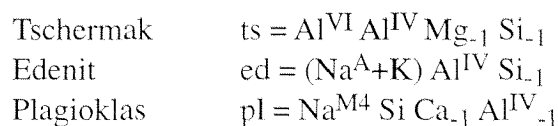
a) Hochdruckmetamorphose

Sowohl in den Eklogiten wie auch in den Metarodingiten sind p–T-Bedingungen im Bereich von 17–27 kbar und 700–800 °C für die Hochdruckphase bestimmt worden (Tab. 5.2; z.B. EVANS et al., 1979; HEINRICH, 1983, 1986; Zusammenfassung in DROOP et al., 1990). Neuere Kalibrationen des Fe²⁺–Mg-Austausches zwischen koexistierendem Granat und Klinopyroxen ergeben bei einem mittleren Druck von 25 kbar vergleichbare Temperaturen von 650–850 °C für Granatkerne respektive 700–800 °C für Granatränder (KROGH, 1988; AI, 1994). Die meist schwache Jadeit-Abnahme in Klinopyroxen (Fig. 5.18a) sowie die allgemeine Mg-Zunahme vom Kern zum Rand in Granat (Fig. 5.18b) lassen auf leicht sinkenden Druck und ähnliche bis leicht ansteigende Temperatur während dem Verlauf der Hochdruckphase schliessen. In Symplektit-Eklogiten und Granat-Amphiboliten könnte Granat zudem retrograd während der amphibolitfaziellen Metamorphoseüberlagerung weitergewachsen oder rekristallisiert sein.

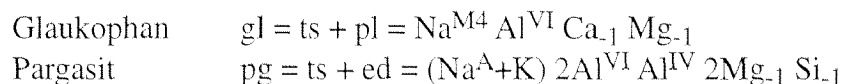
b) Retrograde amphibolitfazielle Überprägung: die Zusammensetzung der Amphibole in Metaeklogiten

Die retrograde metamorphe Geschichte äussert sich in einer unterschiedlich starken Amphibolitisierung der Eklogite und Metarodingite. Quantitative p–T-Bestimmungen sind normalerweise nicht möglich, da (i) ausser in komplett rekristallisierten Amphiboliten praktisch nie Gleichgewichtsbedingungen erreicht wurden, (ii) die Mineralchemismen stark variieren (v.a. Plag und Amph) und (iii) praktisch keine retrograden Paragenesen gefunden werden konnten, für welche thermobarometrische Kalibrationen vorliegen würden.

Die Zusammensetzung der Amphibole kann nach dem Konzept von THOMPSON (1982) und THOMPSON et al. (1982) ausgehend von Aktinolith (Ca₂(Mg,Fe)₅Si₈O₂₂(OH)₂) als additiver Komponente über die folgenden Austauschvektoren ausgedrückt werden (vgl. Zusammenstellung bei HEINRICH, 1983, S. 87):

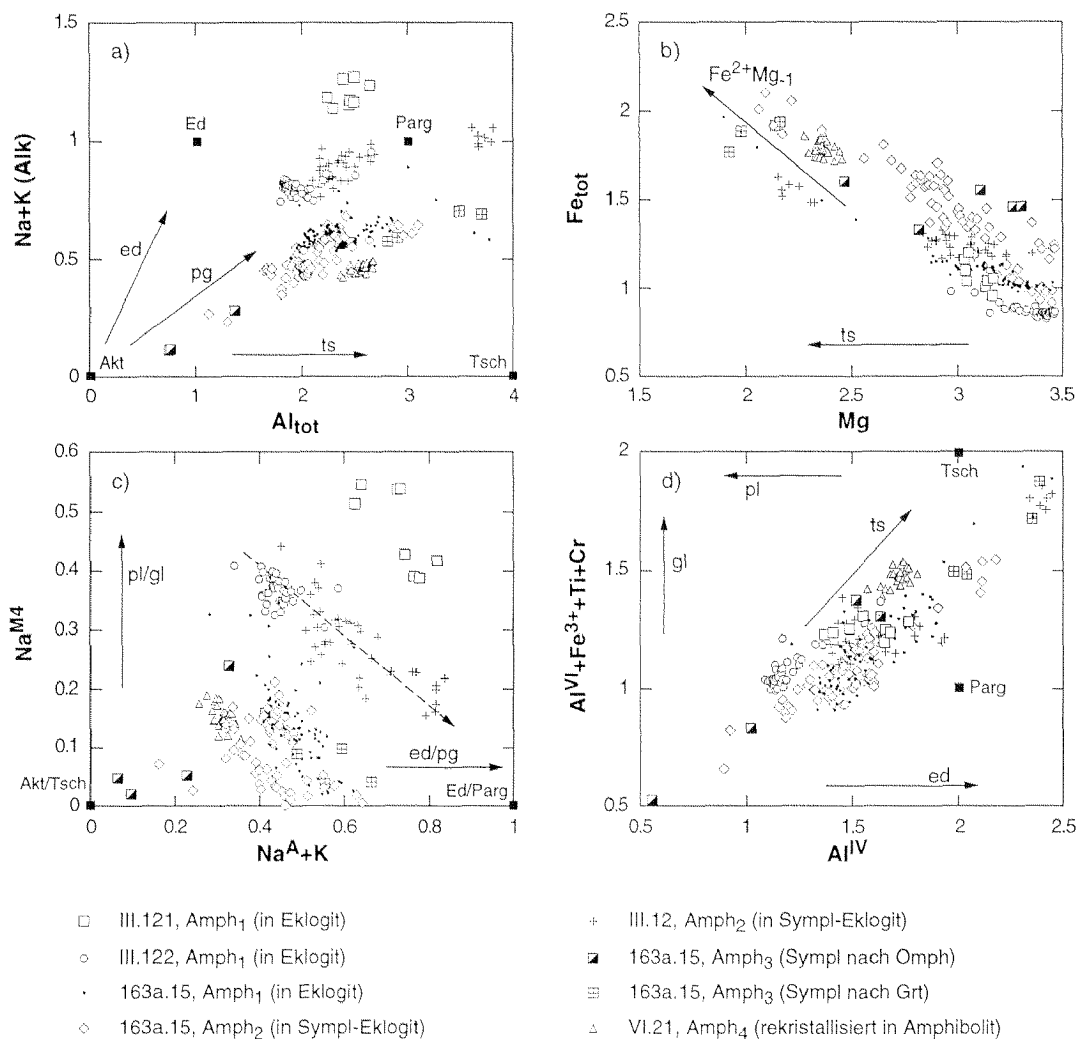


Weitere Vektoren stellen lineare Kombinationen aus diesen dar:



Verschiedene Autoren (z.B. SPEAR, 1981; LAIRD, 1982; LAIRD & ALBEE, 1981; Zusammenfassung in SPEAR, 1993, S. 441 ff.) haben gezeigt, dass diese Substitutionen und damit die Verteilung der Kationen auf die verschiedenen Gitterplätze in der Amphibolstruktur von Druck und Temperatur abhängen. So sind ts und ed primär Funktionen der Temperatur und dominieren bei tiefem Druck, während pl in erster Linie vom Druck bestimmt wird. Die aus pl und ts zusammengesetzte gl-Substitution ist sowohl druck- wie auch temperatur-sensitiv. Daneben sind diese Vektoren jedoch auch von der Normierungsmethode abhängig, so dass gewisse kristallchemische Variationen Artefakte der Amphibolnormierung darstellen können (LAIRD & ALBEE, 1981).

Ausnahmslos alle gemessenen Amphibole aus Eklogiten, Symplektit-Eklogiten und (Granat-) Amphiboliten von Cima di Gagnone gehören in die Gruppe der Ca-Amphibole ($((Ca+Na)^{M4} > 1.34, Na^{M4} < 0.67$; Klassifikation nach LEAKE, 1978), wobei es sich vorwiegend um komplexe Hornblenden handelt (Magnesiohornblende, pargasitische bis tschermakitische, selten edenitische Hornblende). Deren Zusammensetzung ist in Figur 5.20 dargestellt, zum Teil nach Vorschlägen von LAIRD & ALBEE (1981). Besonders die Na-Verteilung hängt stark von der Gesamtgesteinschemie ab, so dass die gegenüber 163a.15 höheren Alkaligehalte der Proben III.121, III.122 und III.12 primär auf höhere Na-Konzentrationen im Gestein zurückzuführen sind. Dennoch lassen sich einige systematische, in verschiedenen Proben parallel zueinander verlaufende Variationen erkennen, die weder von der Gesteinschemie noch von der Normierung beeinflusst sind, da sie auch in den von der Normierung unabhängigen Diagrammen auftreten (Fig. 5.20).



Figur 5.20: Zusammensetzung der verschiedenen Amphibolgenerationen (Amph₁₋₄, Tab. 5.8) aus Eklogiten, Symplektit-Eklogiten und (Granat-) Amphiboliten. Man beachte, dass die Diagramme a) und b) unabhängig von der Amphibolnormierung sind; die Diagramme c) und d) entsprechen Vorschlägen von LAIRD & ALBEE (1981). Ebenfalls dargestellt sind die in Amphibolen häufig auftretenden Austauschvektoren sowie einige Amphibolenglieder (schwarze Quadrate). Besonders die unterschiedlichen Na-Gehalte der einzelnen Proben sind in erster Linie von der Gesamtgesteinschemie bestimmt. Generell lässt sich mit fortschreitender Amphibolitisation von Eklogiten zu Amphiboliten eine Abnahme im pl-Vektor und eine gleichzeitige Zunahme der ts- und ed-Substitutionen feststellen.

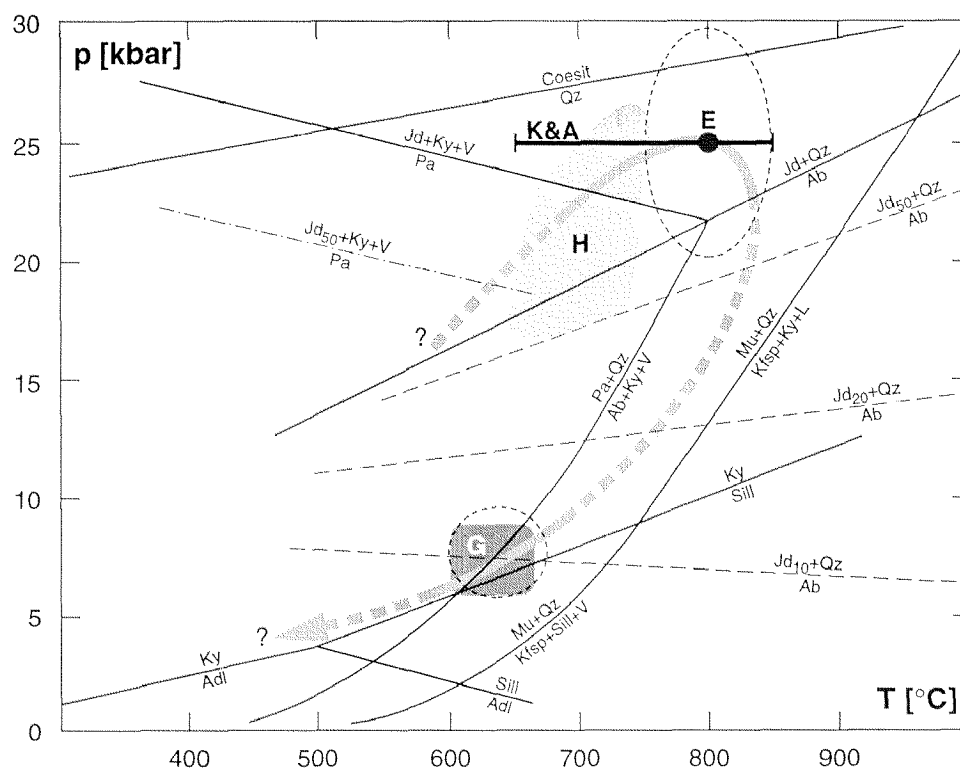
Die Alkalien- (Na+K) und Al-Gehalte (sowohl Al^{IV} als auch Al^{VI}) der Amphibole sind generell recht hoch (Fig. 5.20a), und Fe_{tot} nimmt auf Kosten von Mg zu (v.a. Amph₂ in 163a.15, Fig. 5.20b). Die Na^{M4} -Gehalte der in Eklogiten zusammen mit Granat und Omphazit vorkommenden, poikilitischen Amphibole (Amph₁) sind teilweise erhöht (v.a. III.121, III.122). Sowohl Amph₁ (III.121, 163a.15) als auch aus diesen entstehende Amphibole (Amph₂) in Symplektit-Eklogiten (z.B. III.12) weisen sinkende Na^{M4} (pl-Vektor) und zugleich steigende (Na^A+K)-Gehalte (ed-Vektor) auf (Fig. 5.20c). Neben der ed-nimmt auch die ts-Komponente in Amph_{1/2} tendentiell zu (Fig. 5.20d). Der kombinierte Anstieg der ed- und ts-Vektoren resultiert in Korrelationen, die mehr oder weniger parallel zur pg-Substitution verlaufen (Fig. 5.20a). Die pl-Abnahme und die gleichzeitige ed- und ts-Zunahme sind konsistent mit sinkendem Druck und relativ dazu steigender Gewichtung der Temperatur (absolut betrachtet sinkt auch T) beim Übergang von eklogit- zu amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen. Die teilweise extrem hohen Al_{tot} -Gehalte (Al^{IV} und Al^{VI}) einiger Amphibole (Amph₂, Amph₃ in Symplektit nach Granat) sind durch lokal erhöhte ts-Komponenten am Kontakt zu Granat bedingt (Fig. 5.20a,d) und wahrscheinlich direkt durch den Granatzerfall kontrolliert.

Die symplektitischen Amphibole (Amph₃) zeigen allgemein sehr tiefe Na^{M4} -Gehalte, variable (Na^A + K)-Anteile und bei recht konstantem Fe_{tot} eine starke Streuung in Mg. Sie sind vor allem von den ts- und ed-Substitutionen geprägt und relativ spät unter eher tiefen Drücken gewachsen. Die rekristallisierten Hornblenden (Amph₄) in Plagioklas-Amphiboliten weisen dagegen eine recht homogene Zusammensetzung mit eher tiefen Alkali- und hohen Al_{tot} -Gehalten auf. Sowohl Amphibol₃ wie auch Amphibol₄ koexistieren mit Plagioklas und nicht mit Albit, was auf hochtemperierte tief-p Amphibole zutrifft (LAIRD & ALBEE, 1981).

Die verschiedenen Amphibolgenerationen (Amph₁₋₄) in Eklogiten und Amphiboliten belegen generell abnehmende Druckbedingungen und sind mit Ausnahme der ersten (Amph₁) allesamt infolge einer temperatur- und nur wenig druckbetonten Metamorphose gewachsen, wahrscheinlich mehrheitlich zu leicht unterschiedlichen Zeitpunkten während der amphibolitfaziellen Metamorphosephase (ca. 600–660 °C, 6–9 kbar; GROND et al., 1995). Der Übergang von eklogitfaziellen zu amphibolitfaziellen Bedingungen dürfte von einer starken Druckabnahme und verhältnismässig geringem Temperaturrückgang begleitet worden sein. Dies bestätigen ausserdem die im Vergleich zu Omphazit massiv tieferen Jadeit-Gehalte in symplektitischem Diopsid.

5.4.4 Alpiner p–T-Pfad für die metabasischen Gesteine

Der mittlere p–T-Pfad für die metabasischen Gesteine von Cima di Gagnone ist im p–T-Diagramm von Figur 5.21 schematisch zusammen mit einigen Druck- und Temperaturabschätzungen für die Hochdruckphase und die nachfolgende amphibolitfazielle Phase sowie mit einigen experimentell belegten Reaktionskurven dargestellt (modifiziert nach HEINRICH, 1986). Der prograde Metamorphoseverlauf während der Subduktion lässt sich in den Eklogiten und Metarodingiten nicht mehr genau nachvollziehen. Paragonit tritt in eklogitischen Paragenesen im Gegensatz zur nördlichen Adula-Decke (HEINRICH, 1983; LÖW, 1987) nicht auf und scheint prograd gänzlich zu Disthen und Jadeit (in Omphazit) zerfallen zu sein. Phengitischer Hellglimmer kann dagegen in Adern und Schlieren erhalten geblieben



Figur 5.21: Einfaches, kompiliertes p - T -Diagramm mit schematisch eingetragenem p - T -Pfad für die metabasischen Gesteine von Cima di Gagnone, modifiziert nach HEINRICH (1986). Reaktionen: Jadeit-Isoplethen (X_{Jd} in Mol%) in Omphazit nach GASPARIK & LINDSLEY (1980), basierend auf HOLLAND (1980, 1983); Paragonit-involvierende Reaktionen nach HOLLAND (1979); Breakdown von Muskowit nach THOMPSON & TRACY (1979); Übergang von Quarz nach Coesit aus CHOPIN (1984); Stabilitätsfelder der Aluminosilikate nach HOLDAWAY (1971). Die eingezeichneten p - T -Abschätzungen für die Hochdruckphase und die nachfolgende amphibolitfazielle Phase stammen von HEINRICH (1986) (H), EVANS et al. (1979) (E), KROGH (1988) und AI (1994) (K&A) sowie GROND et al. (1995) (G). Die gestrichelten Ellipsen entsprechen den p - T -Bestimmungen aus dem Granat-Peridotit (Kapitel 5.4).

sein. Die Hochdruckmetamorphose erreicht nach verschiedenen Autoren (z.B. EVANS et al., 1979; HEINRICH, 1983, 1986) Bedingungen um 750–800 °C und rund 25 kbar, vergleichbar mit Berechnungen aus dem Granat-Metaperidotit (Kapitel 5.3; EVANS & TROMMSDORFF, 1978). Die ermittelten Werte unterliegen jedoch relativ grossen Schwankungen, was mit den variablen Mineralchemismen und vor allem der Zonierungen von Granat sowie mit meist unvollständiger Equilibration der Hochdruckparagenesen zusammenhängt (HEINRICH, 1986). Leicht abnehmende Jadeit-Gehalte in Omphazit und die randliche Mg-Zunahme in Granat deuten allenfalls auf einen geringen T-Anstieg bei gleichzeitig sinkendem Druck hin.

Der retrograde p - T -Verlauf ist ebenso nur ungenügend dokumentiert, dürfte aber zwischen den Breakdownreaktionen für Paragonit und Muskowit gelegen haben, da Phengit nicht zu Alkalifeldspat und Disthen zerfällt und Paragonit nicht neu kristallisiert. Die Jadeit-Gehalte in symplektitischem Diopsid ($X_{Jd} < 0.1$) lassen nach GASPARIK & LINDSLEY (1980) auf Drücke unter 10 kbar während der Symplektit-Bildung schliessen und belegen eine eher rasche Hebung nach der Hochdruckphase. Die Amphibolchemismen in Symplektit-Eklogiten und Amphiboliten weisen weiter auf eine eher temperaturbetonte Metamorphose bei tiefen Drücken hin. Die Amphibolitisierung hat demnach wahrscheinlich erst während der amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose bei 6–9 kbar und 600–660 °C eingesetzt und hängt stark von der H_2O -Zufuhr ab (Fig. 5.21; HEINRICH, 1982; GROND et al., 1995).

5.5 Meta-Ophikarbonate

5.5.1 Einleitung

Karbonatführende Gesteine treten in der nördlichen Cima Lunga-Einheit einerseits als Granat-Knotenschiefer (Kalkglimmerschiefer, ev. «Bündnerschiefer»; WAHL, 1994), boudinierte Kalksilikatbänder und Calcitmarmorbänke innerhalb der (semi-)pelitischen Gneise und Schiefer und andererseits als oft Diopsid-reiche Kalksilikatfelse zusammen mit den basischen und ultrabasischen Linsen auf. Eine genaue lithologische Unterteilung ist häufig schwierig, da diverse Übergangsformen zwischen den einzelnen Metakarbonat-typen existieren (WAHL, 1994). Die Petrographie und Petrogenese dieser Gesteine, insbesondere der Calcitmarmore und Kalkglimmerschiefer, sind schon von STÄUBLE (1978), SCHLÄPFER (1979) und ZINGG (1979) beschrieben und erst kürzlich von WAHL (1994), GROND et al. (1995) und NEUENSCHWANDER (1996) rekapituliert worden (Tab. 5.1). Nach diesen Arbeiten konnten in den Metakarbonaten ausschliesslich amphibolitfaziale Mineralparagenesen nachgewiesen werden, eindeutige Hinweise auf eine Hochdruckphase sind bisher noch nie gefunden worden.

Dieses Kapitel befasst sich vorderhand mit der Petrographie und der metamorphen Entwicklung derjenigen Kalksilikatfelse, die direkt mit der basisch-ultrabasischen Gesteins-suite assoziiert sind, wobei zwischen folgenden Typen unterschieden wird: (i) äusserst grobkörnige Diopsid-Kalksilikatfelse; (ii) feinkörnige Diopsid-Plagioklas-Kalksilikate mit Amphibol-Flasern; und (iii) undifferenzierbare Kalksilikatfelse (dh. solche, die nicht eindeutig einem der ersten beiden Typen zugeordnet werden können). Tabelle 5.9 gibt einen Überblick über die Mineralparagenesen in den grob- und feinkörnigen Diopsid-Kalksilikat-

Tabelle 5.9: Überblick über die mikrostrukturell unterscheidbaren Mineralparagenesen in grob- und feinkörnigen Metaophikarbonaten und deren Beziehungen zu den verschiedenen Deformationsphasen. Die eklogitfaziale Paragenese ist besonders in grobkörnigen Kalksilikaten nur ungenügend definiert. Die Zahlen entsprechen den verschiedenen, im Text diskutierten Mineralgenerationen.

Diopsid-reiche Kalksilikatfelse (Metaophikarbonate)					
Stadium	grobkörnige Kalksilikate		feinkörnige Kalksilikate		
	«Eklogitfazies» (D _{HP})	amphibolitfaz. Überprägung (D ₁ -D ₃)	«Eklogitfazies» (D _{HP})	amphibolitfaz. Überprägung (D ₁ -D ₃)	
Minerale				Di-Plag-Matrix	Amph-Flasern
Diopsid	1	2	-----		
Omphazit (als Pseudom.)			-----		
Skapolith	1	2			
Calcit			-----		-----
Quarz			-----		-----
Rutil			-----		
Titanit			-----		
Zoisit/Klinozoisit	-----		-----		
Plagioklas	-----				
Amphibol (Aktinolith)					
Epidot (± Klinozoisit)				-----	
Chlorit				-----	-----

felsen, wobei allgemein nur zwischen einem früheren, allenfalls eklogitfaziellen und einem nachfolgenden amphibolitfaziellen Stadium unterschieden werden kann. Genauere Kristallisations-Deformations-Beziehungen lassen sich nicht festlegen, da sich die Kalksilikatfelse während den Deformationsphasen D_1 – D_3 sehr kompetent verhalten haben.

Nach ihrer chemischen Charakteristik (Kapitel 4.4) und ihren strukturellen Feldbeziehungen (Kapitel 3.2.3) stellt zumindest ein Teil dieser Diopsid-Kalksilikatfelse Mischprodukte zwischen Ultramafititen und Calcitmarmoren dar und entspricht ehemaligen Ophikarbonaten. Die nachfolgenden petrographischen und mikrostrukturellen Untersuchungen zeigen, dass die Metaophikarbonate die gleiche metamorphe Entwicklung wie die Metaperidotite und Metabasika aufweisen, nämlich eine Hochdruckphase gefolgt von der «lepontinischen» amphibolitfaziellen Metamorphose.

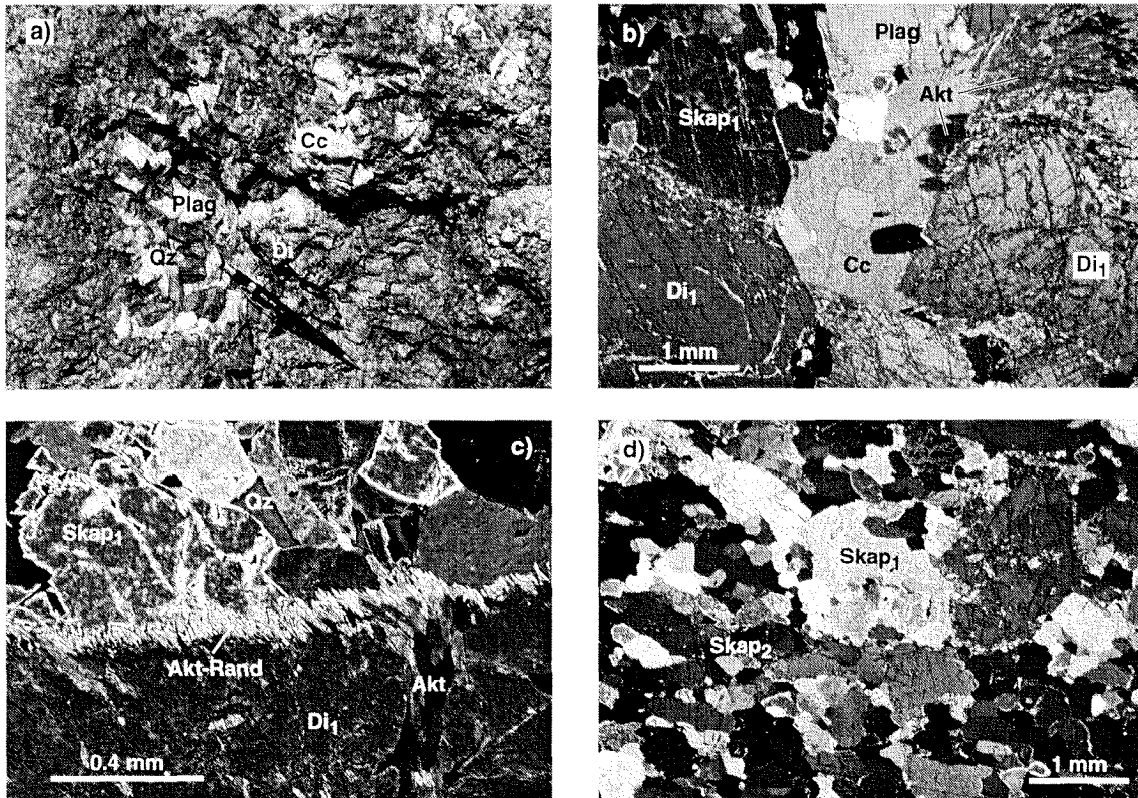
5.5.2 Petrographie und Mineralchemie

a) Grobkörnige Diopsid-Kalksilikatfelse

Die meist grobkörnigen Diopsid-reichen Kalksilikate weisen eine massige Textur und ein oftmals sehr heterogenes, grano- bis porphyroblastisches Gefüge mit Korngrößen bis zu mehreren cm auf (Fig. 5.22a). Mineralogisch sind sie monoton mit bis zu 80 Vol% Diopsid sowie variablen Anteilen an Calcit, Quarz, Skapolith, sekundärem Amphibol, Plagioklas und gelegentlich wenig Klinozoisit/Epidot (Fig. 5.22b; PFIFFNER & TROMMSDORFF, 1997). Besonders Diopsid und Skapolith bilden häufig idiomorphe Kristalle; Calcit, Quarz und Plagioklas sind dagegen meist intergranular zwischen den Diopsid/Salit-Porphyroblasten gewachsen oder formen gelegentlich gemeinsam mit Skapolith Aggregate. Titanit tritt vor allem zusammen mit Diopsid auf und enthält in Kernen manchmal reliktschen Rutil. Opake Phasen lassen sich nur sehr selten vorfinden.

Diopsid/Salit liegt in zwei Generationen vor (Tab. 5.9): einerseits mehrheitlich als grosse, bis zu 10 cm lange, oft relativ stark zerbrochene Porphyroblasten (Di_1) und andererseits als mehr oder weniger undeformierte Neoblasten (Di_2) randlich zu diesen. Di_1 ist relativ reich an Einschlüssen von Titanit, Rutil, Quarz, Calcit und seltener Plagioklas und Epidot. Er zerfällt besonders entlang von Korngrenzen und Spaltrissen zu teils feinfaserigem, teils aber auch fast idioblastischem Amphibol, oft zusammen mit etwas Calcit und Quarz (Fig. 5.22b/c). Gelegentlich wird er auch gänzlich von richtungslos verwachsenen Amphibol-Aggregaten ersetzt, wobei die alte Di_1 -Kornform oft erkennbar bleibt. Chemisch lassen sich die zwei Generationen nicht unterscheiden. Beide enthalten typischerweise zwischen 2 und 3.5 Mol% Jadeit, weisen keine Zonierung auf und sind verhältnismässig Mg-reich (Mg#: 0.78–0.83; Probe VI.10 in Fig. 5.23 und Tab. 5.10). Die Cr- und Ni-Gehalte sind recht variabel, können aber 0.15 Gew% Cr_2O_3 respektive 0.1 Gew% NiO erreichen und widerspiegeln somit die teilweise hohen Cr- und Ni-Konzentrationen im Gestein. Die recht hohen Al-Gehalte in Diopsid sind auf eine relativ hohe ts-Substitution zurückzuführen (Fig. 5.23).

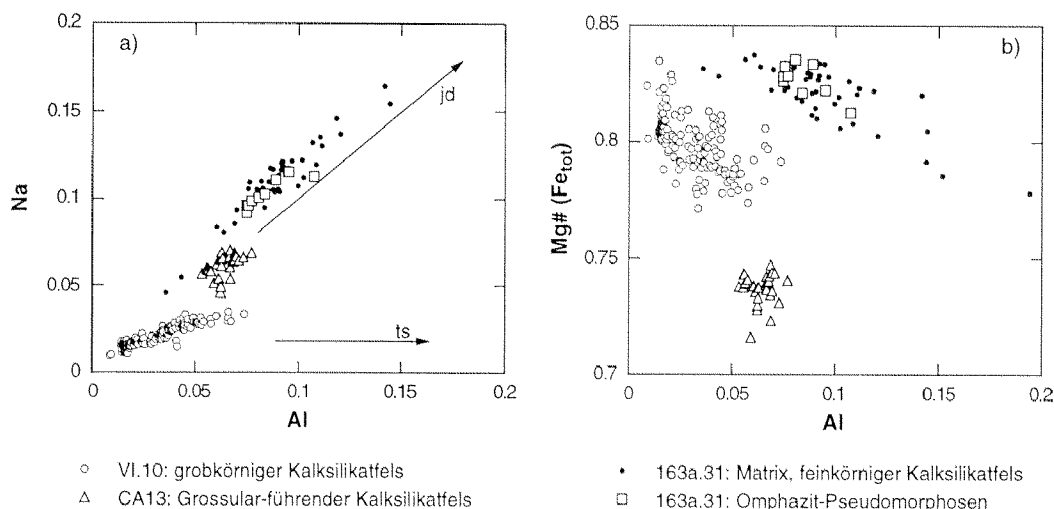
Wie Diopsid kommt auch *Skapolith* in zwei Varietäten vor (Fig. 5.22d, Tab. 5.9). Die erste ($Skap_1$) zeichnet sich durch 5 bis 10 mm grosse, einschlussarme und oft zerbrochene Porphyroblasten aus. Die zweite ($Skap_2$) bildet ein mehr oder weniger gleichkörniges Mosaikgefüge aus 0.2–1 mm grossen, teilweise leicht elongierten Kristallen, die retrograd



Figur 5.22: Gefügebeziehungen in grobkörnigen Diopsid-reichen Kalksilikatfelsen. a) Makroskopisch gut erkennbares, heterogenes, grano- bis porphyroblastisches Gefüge aus Diopsid, Plagioklas, Quarz und Calcit mit Korngrößen bis zu mehreren cm (Linse Mg 163a, Koord. 708°330/131°150; Länge des Bleistifts: 14 cm). b) Grosse, vielfach idioblastische Diopsidkörner (Di_1) sind oft zerbrochen und weisen randlich teilweise Aktinolith-Idioblasten (Akt) auf. Daneben kommen Calcit (mit idiomorphen Skap-Einschlüssen), Skapolith und Plagioklas vor (DS VI.10). c) Sekundärer Aktinolith überwächst Diopsid₁ oft zusammen mit etwas Quarz und Calcit entlang von Korngrenzen und Spaltrissen (DS VI.10). d) Zwei Skapolith-Generationen: grosse, xenomorphe Skap₁-Porphyroblasten rekristallisieren zu gleichkörnigen Skap₂-Granoblasten (DS VI.10).

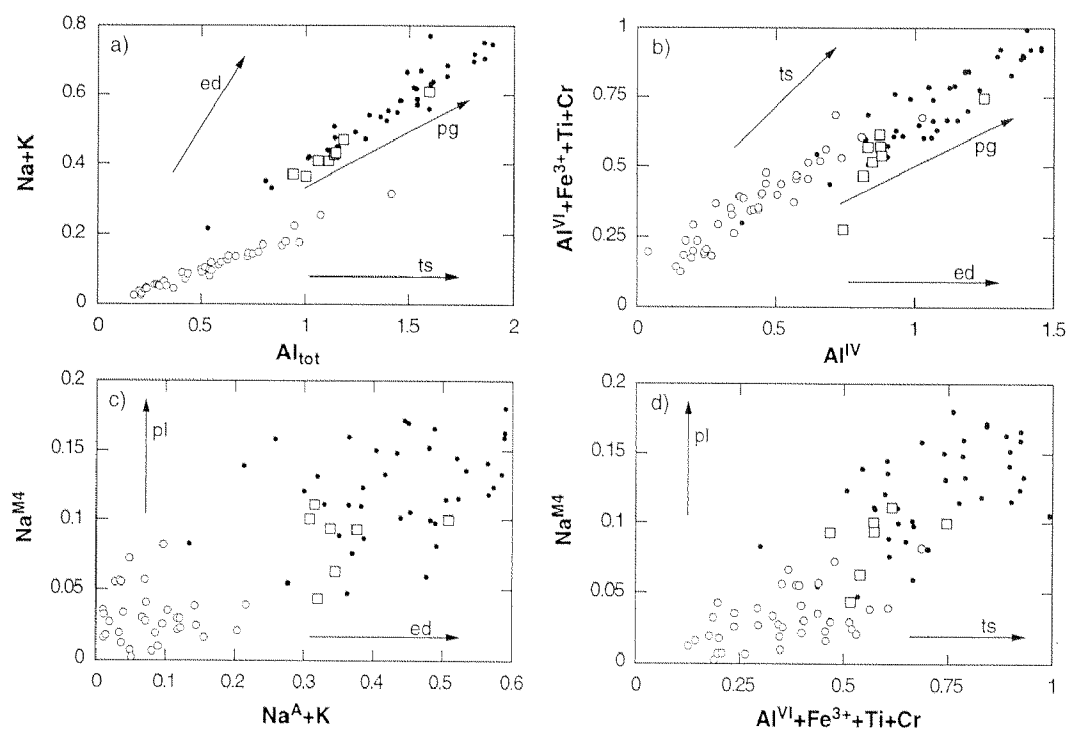
aus Skapolith₁ rekristallisiert sind, sowie gelegentlich idioblastische Einschlüsse in Calcit (Fig. 5.22b). Die Zusammensetzung von Skapolith (Skap₁ und Skap₂) ist sehr konstant bei rund 73 Mol% Mejonit und 27 Mol% Marialith. Der Cr-Gehalt liegt unter 0.2 Gew% und SO₃ variiert zwischen 0.4 und 0.8 Gew%. Es handelt sich somit weitgehend um CO₂-reiche Skapolithe, wie sie in den Zentralalpen verbreitet sind (vgl. TROMMSDORFF, 1966; OTERDOOM & WENK, 1983).

Amphibol, Plagioklas und Klinozoisit/Epidot sind hauptsächlich retrograd, am ehesten während der amphibolitfaziellen Metamorphose entstanden. *Amphibol*, vorwiegend ein blass grünlicher bis grünlichbrauner Aktinolith beziehungsweise eine aktinolithische Hornblende, überwächst Diopsid₁ feinfaserig entlang von Rissen und Korngrenzen sowie als grössere, idiomorphe Nadeln, ist relativ Na- und Al-arm (< 0.5 Gew% Na₂O, < 4 Gew% Al₂O₃) und zeigt keine Systematik zwischen Na^{M4} und Na^A (Fig. 5.24, Probe VI.10). Die chemischen Trends in den Figuren 5.24a und b laufen auf das Aktinolith-Endglied zu und sind durch die temperatursensitiven ts- und ed-Substitutionen geprägt. Die Amphibolchemie lässt somit auf leicht ansteigende oder sinkende Temperaturen bei allgemein tiefen Drücken schliessen. *Plagioklas* kommt sowohl als grosse, xenomorphe Kristalle oft verwachsen mit Calcit und Quarz wie auch als kleinere Granoblasten vor. Er hat sich grösstenteils retrograd aus Skapolith, eventuell Klinozoisit und seltener Diopsid₁ entwickelt. Besonders



Figur 5.23: Zusammensetzung von Diopsid aus verschiedenen Kalksilikattypen im (a) Na–Al- und (b) Mg#–Al-Diagramm. Diopsid aus grobkörnigen Kalksilikattfelsen weist einen relativ tiefen Na-Gehalt und eine hohe ts-Komponente auf, während Diopsid aus feinkörnigen und Gross-führenden Kalksilikaten höhere Jadeit-Anteile zeigt. Die Mg# von Diopsid ist in beiden Metaophikarbonattypen ähnlich und deutlich höher als in Grossular-haltigen Kalksilikatknauern.

die Xenoblasten sind oft zoniert und zeigen eine Anorthit-Zunahme von 35% im Kern auf 65% am Rand. Sie können bei leicht zunehmender Temperatur während der amphibolit-faziellen Überprägung gewachsen zu sein. Minerale der Epidot-Gruppe lassen sich im Gegensatz zu Kalksilikatknauern in Calcitmarmoren und Gneisen (WAHL, 1994; NEUEN-



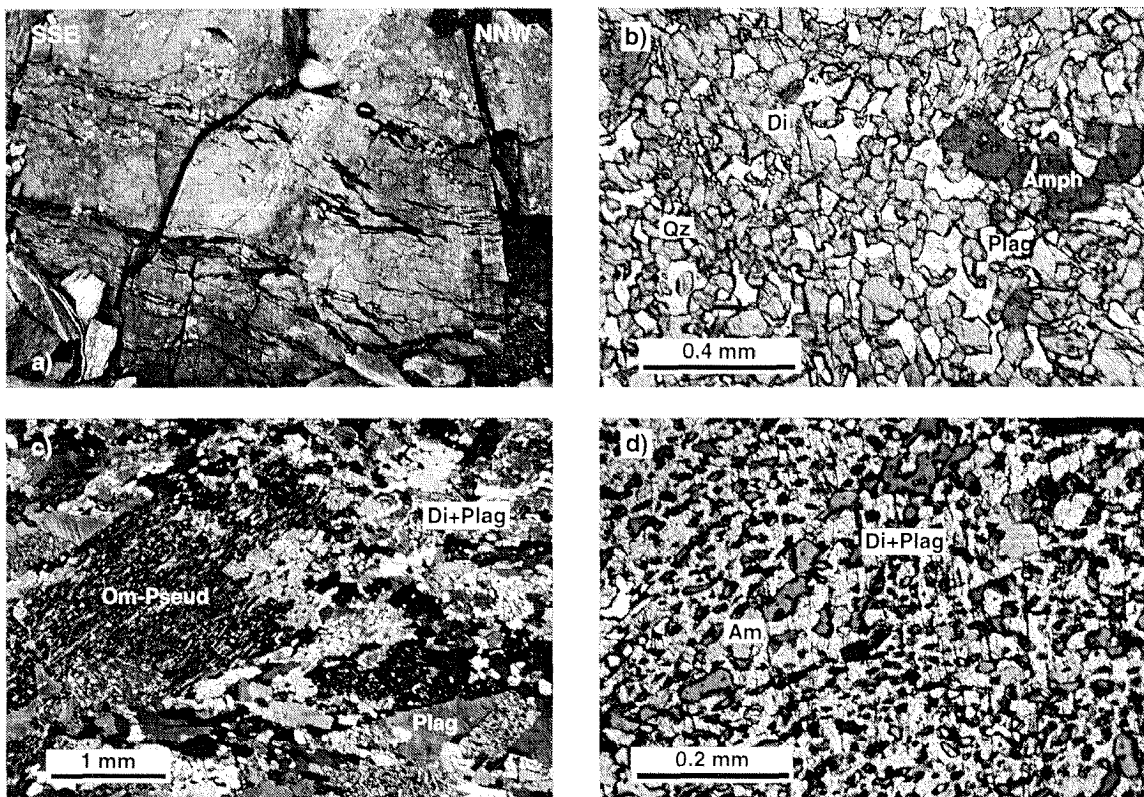
Figur 5.24: Zusammensetzung der Amphibole in grob- und feinkörnigen Metaophikarbonaten, Symbole wie in Figur 5.23. Die gegenüber VI.10 höheren Na- und Al-Gehalte der Probe 163b.31 sind in erster Linie durch die unterschiedliche Gesteinszusammensetzung bedingt. Die chemischen Trends in a) und b) sind mehrheitlich durch den pg-Vektor kontrolliert, wobei Amphibol der Probe VI.10 einer geringfügig stärkeren ts-Komponente unterliegt. Die drucksensitive pl-Substitution (Na^{M4}) ist allgemein tief und zeigt keine Systematik mit dem ed-Vektor (Na^A).

SCHWANDER, 1996) nur selten beobachten und scheinen sich mehrheitlich aus Diopsid₁ und Skapolith gebildet zu haben.

In den grobkörnigen Metaophikarbonaten können somit zwei aufeinanderfolgende Mineralassoziationen unterschieden werden: eine frühere Paragenese setzt sich aus Diopsid₁, Skapolith₁, Calcit, Quarz, Rutil, Titanit und allenfalls Klinozoisit zusammen und könnte unter Hochdruckbedingungen entstanden sein. Eine jüngere Paragenese aus Diopsid₂, Skapolith₂, Aktinolith, Calcit, Quarz, Titanit, Plagioklas und wenig Epidot hat sich retrograd während der amphibolitfaziellen Metamorphosephase aus der ersten entwickelt.

b) Feinkörnige Diopsid-Plagioklas-Kalksilikatfelse

Die feinkörnigen Diopsid-reichen Kalksilikatfelse weisen eine äusserst massige, makroskopisch nicht differenzierbare Grundmasse auf, die flammenartig von fast schwarzen Amphibolfasern und -schlieren durchsetzt ist (Fig. 5.25a). Diese Schlieren sind oftmals plusminus parallel zur Schieferung S₂ in den Nebengesteinen orientiert und verleihen dem Gestein stellenweise ein gebändertes Aussehen. Die grüne Grundmasse zeichnet sich durch ein äusserst feinkörniges, grano- bis schwach nematoblastisches Mosaikgefüge mit mittleren Korngrössen um 0.05–0.2 mm aus, das zu etwa gleichen Teilen aus hypidiomorphem



Figur 5.25: Makro- und mikroskopische Gefügebeziehungen in feinkörnigen Diopsid-Plagioklas-Kalksilikatfelsen. a) Die äusserst feinkörnige, grüne, makroskopisch nicht differenzierbare Grundmasse ist flammenartig von fast schwarzen Amphibolfasern und -schlieren durchsetzt (Linse Mg 31, Koord. 708'360/131'910; Durchmesser des Objektivdeckels: 5 cm). b) Granulares Mosaikgefüge der Grundmasse, bestehend aus Diopsid, Plagioklas, Amphibol sowie etwas Quarz und Calcit. Grössere Amphibole überwachsen die Matrix gelegentlich schwach poikiloblastisch (DS 31.20). c) Symplektitartige Aggregate aus Diopsid, Plagioklas und Amphibol stellen Pseudomorphosen nach ehemaligem Omphazit dar, dessen Kornform noch gut erkennbar ist (DS 163b.31, X Nicols). d) Detailausschnitt aus der Omphazit-Pseudomorphose, die einzelnen Minerale gut darstellend.

Diopsid und Plagioklas besteht (Fig. 5.25b, Tab. 5.9). Daneben treten variable Mengen an Amphibol, Klinozoisit/Epidot sowie wenig Calcit, Titanit und Quarz auf. Diopsid und Plagioklas sind normalerweise mehr oder weniger isometrisch, können lokal jedoch etwas elongiert sein, wobei die Orientierung relativ schnell wechselt. Dabei handelt es sich weniger um eine neuentstehende Schieferung, sondern vielmehr um ein lokal gerichtetes Mineralwachstum, allenfalls pseudomorph nach einer älteren Mineralphase bei deren Rekristallisation. Amphibol bildet häufig etwas grössere Idioblasten (0.5–1 mm), die das Matrixgefüge manchmal poikiloblastisch überwachsen, und scheint retrograd auf Kosten von Diopsid und Plagioklas kristallisiert zu sein. Skapolith konnte nirgends gefunden werden.

Die dunklen Amphibolfasern zeigen oftmals einen fließenden Übergang zum benachbarten feinkörnigen Diopsid-Plagioklas-Fels und dürften unter H₂O-Zufuhr aus diesem entstanden sein. Sie sind generell gröberkörnig (0.5–3 mm) als die Grundmasse und setzen sich hauptsächlich aus mehr oder weniger idiomorphem, blass olivgrünem bis grünbraunem Amphibol, wenig isometrischem Plagioklas und etwas Quarz zusammen. Titanit und Calcit kommen akzessorisch vor, Epidot ist dagegen gänzlich abwesend.

Die Zusammensetzung der Minerale weicht teilweise massiv von jener der grobkörnigen Kalksilikate ab (v.a. bezüglich Na und Al), was in erster Linie mit der unterschiedlichen Gesamtgesteinschemie zusammenhängt (feinkörnige Kalksilikate sind einiges Na-reicher, siehe Kapitel 4.4; Fig. 5.23 und 5.24). *Diopsid* weist deutlich höhere Jadeit-Gehalte von 5–10 Mol% und Acmit-Gehalte um 2–3 Mol% auf, wobei Na und Al gleichmässig zunehmen und vorwiegend durch den jd-Austausch geprägt sind (Tab. 5.10, Fig. 5.23a: Probe 163b.31). Wie in den grobkörnigen Kalksilikaten ist er Mg-reich (Mg#: 0.79–0.83; Fig. 5.23b) und enthält relativ viel Cr und Ni ($\text{Cr}_2\text{O}_3 \leq 0.25$ Gew%; $\text{NiO} \leq 0.1$ Gew%). *Plagioklas* ist sowohl in der feinkörnigen Matrix als auch in den Amphibolfasern Albitreich ($X_{\text{An}} = 0.09$ –0.2, Tab. 5.10) und nur schwach zoniert. Bei den *Amphibolen* handelt es sich mehrheitlich um Magnesiohornblenden (LEAKE, 1978), die wie Diopsid gegenüber den grobkörnigen Metaophikarbonaten Na- und Al-reicher sind (Fig. 5.24), während sich die Mg- und Fe-Gehalte in vergleichbarem Rahmen bewegen (Mg#: 0.7–0.8). Die Na^{M4}-Konzentrationen sind ebenfalls tief und korrelieren nicht mit Na^A, was auf eher tiefe Bildungsdrücke hindeutet. Die chemischen Trends (Fig. 5.24a und b) folgen recht genau der pg-Substitution und weisen wiederum auf eher sinkende Temperaturen während der Amphibolkristallisation hin. Ausserdem zeigen die Amphibole teilweise höhere Cr- und Ni-Gehalte (bis zu 0.25 Gew% Cr₂O₃ bzw. NiO, Tab. 5.10) als koexistierender Diopsid, wobei besonders Ni bevorzugt in Amphibol eingebaut wird.

Eine interessante Mikrostruktur in den feinkörnigen Metaophikarbonaten stellen gelegentlich auftretende, 2–5 mm grosse, symplektitartige Pseudomorphosen nach ehemaligem Omphazit dar (Fig. 5.25c/d), die durchschnittlich aus 70% Diopsid ($X_{\text{Jd}} = 0.08$), 21% Plagioklas ($X_{\text{An}} = 0.18$) und 9% Magnesiohornblende aufgebaut sind. Diese Pseudomorphosen rekristallisieren randlich zum verbreiteten granularen Diopsid-Plagioklas-Amphibol-Matrixgefüge, wobei als Zwischenstadium oftmals die oben erwähnte lokale Paralleltexurierung zu beobachten ist. Diese darf somit ebenfalls als Hinweis auf ein früheres Omphazitvorkommen gewertet werden. Die Zusammensetzung der Minerale in den Pseudomorphosen ist weitgehend äquivalent zu jener der Matrixminerale (Fig. 5.23, 5.24). Massenbilanzrechnungen, die auf der Auswertung von BSE-Bildern und Mineralanalysen (Hauptelemente, Tab. 5.10) basieren, ergeben eine berechnete mittlere Zusammensetzung des ehemaligen Omphazits, die mit Analysen aus den benachbarten Eklogiten vergleichbar ist

Tabelle 5.10: Repräsentative EMS-Analysen einiger Minerale (Di, Plag und Amph) aus den verschiedenen Kalksilikattypen (VI.10: grobkörnig; 163b.31 feinkörnig; CA13: Grossular-führend). Insbesondere sind zwei Beispiele angegeben, anhand welcher die Zusammensetzung von einstigem Omphazit berechnet worden ist.

Probe	feinkörniger Kalksilikatfels				163b.31 Pseudomorphosen nach Omphazit							
	VI.10	CA13	163b.31		Bsp.1: 21%Plag, 70%Di, 9% Amph				Bsp.2: 28%Plag, 63%Di, 9%Amph			
Gew%	Di ₁	Di ²	Di ³	Plag ³	Di	Plag	Amph	Om ⁴	Di	Plag	Amph	Om ⁴
SiO ₂	53.2	52.7	53.9	66.6	53.7	67.2	50.6	55.2	53.4	67.5	50.1	57.1
TiO ₂	0.04	-	0.08	-	0.07	-	0.53	0.10	0.04	-	0.49	0.07
Al ₂ O ₃	1.51	1.27	2.20	21.3	1.78	21.6	5.56	6.29	1.92	21.3	6.29	7.74
Cr ₂ O ₃	0.05	-	0.15	-	0.08	-	0.21	0.08	0.13	-	0.16	0.09
Fe ₂ O ₃ ¹	-	0.12	0.83	-	0.84	-	-	-	0.65	-	2.51	-
FeO	6.12	7.94	4.41	0.11	4.55	0.16	8.79	4.54	4.92	0.15	6.80	4.33
MnO	0.18	0.29	0.15	-	0.19	-	0.17	0.15	0.19	-	0.17	0.14
NiO	0.06	0.05	0.05	-	0.04	-	0.10	0.05	0.05	-	0.19	0.04
MgO	14.3	12.8	14.5	-	14.4	-	17.0	11.6	14.2	-	16.8	10.5
CaO	24.3	24.0	22.5	3.37	22.7	3.22	13.2	17.8	22.6	3.32	12.4	16.3
Na ₂ O	0.48	0.81	1.66	8.88	1.38	7.84	1.26	2.73	1.43	8.50	1.40	3.41
K ₂ O	-	-	-	0.07	-	0.07	0.12	0.03	-	0.08	0.11	0.03
H ₂ O calc	-	-	-				2.09				2.09	
Summe	100.2	100.0	100.4	100.4	99.7	100.1	99.6	98.6	99.6	100.9	99.4	99.7

Ionen berechnet auf der Grundlage von 12 Ladungen und Fe³⁺=Acmit (Pyroxene); 5 Kationen und 16 Ladungen (Plagioklas); 23 Sauerstoff-Atomen und 13 Kationen+K+Na (NAMP) (Amphibole)

Si	1.967	1.973	1.971	2.955	1.979	3.010	7.257	2.011	1.975	2.990	7.169	2.036
Ti	0.001		0.002		0.002		0.057	0.003	0.001		0.052	0.002
Al	0.066	0.056	0.095	1.110	0.077	1.143	0.940	0.270	0.084	1.112	1.061	0.326
Cr	0.002		0.004		0.002		0.024	0.002	0.004		0.019	0.003
Fe ³⁺		0.003	0.023		0.023				0.018		0.271	
Fe ²⁺	0.189	0.249	0.135	0.004	0.140	0.006	1.053	0.138	0.152	0.005	0.814	0.129
Mn	0.006	0.009	0.005		0.006		0.020	0.005	0.006		0.021	0.004
Ni	0.002	0.002	0.002		0.001		0.011	0.001	0.001		0.022	0.001
Mg	0.786	0.714	0.789		0.790		3.637	0.630	0.782		3.573	0.556
Ca	0.964	0.963	0.881	0.160	0.897	0.155	2.021	0.693	0.896	0.158	1.899	0.623
Na	0.035	0.059	0.118	0.764	0.099	0.681	0.349	0.192	0.103	0.730	0.388	0.236
K				0.004		0.004	0.021	0.002		0.005	0.021	0.002
OH							2.000				2.000	
Mg#(Fe _{tot})	0.806	0.739	0.833		0.829		0.775	0.820	0.821		0.767	0.812
X _{Jd} (Cpx)	0.034	0.054	0.088		0.072			0.205	0.080			0.259
X _{An} (Plag)				0.174		0.185				0.178		

¹ stöchiometrisch berechnet

² koexistierend mit Gross, Cc, Qz und Klzo: Kalksilikatboudin in Calcitmarmor

³ Minerale in der feinkörnigen Matrix

⁴ Zusammensetzung von Omphazit, berechnet aus den angegebenen Proportionen von Di, Plag und Amph in den Pseudomorphosen

(Resultate in Tab. 5.10). Insbesondere der Jadeit-Gehalt beläuft sich auf Werte zwischen 20 und 26 Mol%. Diese Omphazit-Pseudomorphosen beweisen, dass zumindest in den feinkörnigen Metaophikarbonaten ein Hochdruckereignis stattgefunden hat.

Mikrostrukturell können in den feinkörnigen Diopsid-Kalksilikatfelseln drei aufeinanderfolgende Mineralparagenesen festgestellt werden (Tab. 5.9): (i) eine frühe Paragenese aus «Omphazit», Quarz, Karbonat, Rutil und Titanit; (ii) eine erste retrograde Rekristallisation von «Omphazit» zu einer feinkörnigen Matrix aus Diopsid, Plagioklas und

Amphibol; und (iii) eine zweite Rekristallisation der Matrix unter stärkerer H₂O-Zufuhr zu den Plagioklas-Amphibol-Flasern. Die Paragenesen (ii) und (iii) dürften beide auf die amphibolitfazielle Metamorphoseüberprägung zurückgehen.

c) Undifferenzierbare, Diopsid-führende Kalksilikate

Kalksilikate mit mineralogisch stark variablen Zusammensetzungen treten sowohl randlich zu ultramafischen Linsen als auch am Kontakt zwischen Metaophikarbonaten und Ultramafiten respektive Gneisen auf. Sie repräsentieren allenfalls metasomatisch entstandene Kontaktgesteine, können gelegentlich aber auch chemisch und/oder petrographisch nicht sicher identifizierbaren Metaophikarbonaten oder anderen Metasedimenten entsprechen, weshalb sie hier kurz erwähnt werden sollen.

Diese Kalksilikattfelse weisen generell ein äusserst heterogenes, grano- bis porphyroblastisches Gefüge mit variablen Korngrössen im mm- bis cm-Bereich auf. Als Hauptbestandteile finden sich Diopsid (meist grosse Körner), Klinozoisit, Epidot, Calcit, Aktinolith (sekundär aus Diopsid), Quarz, Plagioklas, Skapolith und zum Teil auch grossularreicher Granat, Hellglimmer und Chlorit. Titanit und Apatit stellen häufig vorkommende akzessorische Phasen dar, wobei Titanit oftmals deutlich orientiert ist. Im Unterschied zu normalen Metaophikarbonaten sind hier Al-reiche Minerale wie beispielsweise Klinozoisit/Epidot, Plagioklas, Skapolith und Granat häufiger, während Diopsid mengenmässig zurücktritt. Apatit deutet zudem auf höhere P-Konzentrationen im Gestein hin, die entweder schon primär während der Ablagerung der Karbonate angelegt oder im Verlauf der alpinen Metamorphose metasomatisch angereichert worden sein können.

Grossular-reicher Granat (70–75% Gross, 7–10% Alm, 10–15% And, 2–3% Spess, 2% Py) tritt zusammen mit Diopsid, Calcit, Quarz und Zoisit/Klinozoisit in cm- bis dm-grossen Linsen und Knauern auf. Retrograd zerfällt er zu Aggregaten aus Epidot, Quarz und Calcit (WAHL, 1994, S. 51). Mit Grossular koexistierender Diopsid weist einen intermediären, zwischen grob- und feinkörnigen Metaophikarbonaten liegenden Jadeit-Gehalt von 5–7 Mol% auf, ist aber deutlich Fe-reicher (Mg#: 0.71–0.75) und Cr-ärmer (unterhalb der EMS-Nachweisgrenze von 0.03 Gew%) (Fig. 5.23: Probe CA13).

5.5.3 Diskussion der metamorphen Geschichte in Metaophikarbonaten

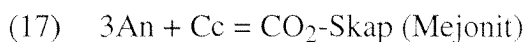
a) Hochdruckmetamorphose

Eklogitfazielle Mineralparagenesen in Metakarbonaten sind noch immer nur sehr schlecht bekannt und lediglich von wenigen Vorkommen beschrieben worden (z.B. Tauern-Fenster: SPEAR & FRANZ, 1986; Dora-Maira: CHOPIN, 1984; Sesia-Zone: CASTELLI, 1987; Reviews in MOTTANA et al., 1990; BECKER & ALTHERR, 1992). Dies liegt einerseits daran, dass eklogitfazielle Paragenesen oft nur schwer von amphibolitfaziellen zu unterscheiden sind und grosse Stabilitätsfelder aufweisen können. Andererseits werden sie besonders in Kalkglimmerschiefern und Marmoren häufig durch retrograd ablaufende Reaktionen zerstört, was möglicherweise nach dem Modell von HEINRICH (1982) durch Fluids gesteuert wird. Ausserdem wandelt sich das Hochdruckpolymorph von CaCO₃, Aragonit, retrograd schnell zu Calcit um. Als bisher einzigen Hinweis auf eine Hochdruckphase in Metakarbonaten

der Adula-Cima Lunga-Einheit hat HEINRICH (1983) in unreinen Dolomitmarmoren von Confin die Paragenese jadeithaltiger Diopsid–Dolomit–Zoisit–Tremolit finden können. Allfällige Hochdruckophikarbonate treten zusammen mit Eklogiten im Voltri-Massiv (Ligurien, Italien) auf (CORTESOGNO et al., 1981). CONNOLLY & TROMMSDORFF (1991) haben anhand von berechneten p–T-Projektionen im CSMH-System gezeigt, dass die Paragenese Antigorit–Diopsid–Dolomit ± Forsterit ± Calcit ± Tremolit bei sehr tiefem X_{CO_2} (< 0.01) ab ca. 5 kbar bis zu hohen Drücken (> 14 kbar) stabil sein kann (siehe auch DRIESNER, 1993).

Da in den Metaophikarbonaten von Cima di Gagnone weder Enstatit noch Dolomit oder Olivin, dafür aber Quarz und viel Diopsid zu finden sind, handelt es sich bei diesen im Gegensatz zu anderen Ophikarbonaten (z.B. Malenco, Ligurien, Aosta) um SiO_2 -gesättigte Gesteine, die in der Chemographie oberhalb der Koexistenzlinie zwischen Calcit und Diopsid liegen (vgl. Fig. 4.29). Sie müssen somit entweder schon primär in der Karbonat-Matrix relativ viel Quarz enthalten haben oder aber während der prograden Metamorphose fortlaufend an SiO_2 aus den Basika und Ultrabasika angereichert worden sein (vgl. Kapitel 4.4.3). Diopsid-führende Paragenesen sind in Quarz- und Calcit-haltigen Metakarbonaten ab der mittleren Amphibolitfazies bis zu hochmetamorphen Bedingungen stabil (CONNOLLY & TROMMSDORFF, 1991). Der prograde Metamorphoseverlauf in den Diopsid-reichen Kalksilikatfelsen dürfte durch ausgeprägte Dekarbonations- und Dehydrationsreaktionen geprägt gewesen sein, wobei das X_{CO_2} zu Beginn sehr tief ausgefallen (< 0.1 wegen der Atg-Stabilität; TROMMSDORFF & EVANS, 1977; TROMMSDORFF & CONNOLLY, 1990) und sukzessive angestiegen sein müsste. Die Gesteine sind dadurch prograd Diopsid-reicher und Karbonat-ärmer geworden, und die fluide Phase könnte das freigesetzte CO_2 abtransportiert haben.

Nach mikrostrukturellen Beobachtungen können die Mineralparagenesen Diopsid₁–Skapolith₁–Calcit–Quarz ± Rutil ± Titanit ± Zoisit in grobkörnigen und besonders Omphazit–Quarz ± Calcit ± Zoisit ± Rutil ± Titanit in feinkörnigen Metaophikarbonaten unter eklogitfaziellen Bedingungen entstanden sein. CO_2 -reicher Skapolith kommt allgemein bei hohen Temperaturen und einem X_{CO_2} > 0.12 vor (OTERDOOM & WENK, 1983; AITKEN, 1983). Seine p–T-Stabilität ist jedoch aufgrund des noch weitgehend unverstandenen Einflusses der Al–Si-Verteilung in der Kristallstruktur (Al–Si-Unordnungseffekte) sowie der verschiedenen Austauschvektoren ($\text{NaSi} \longleftrightarrow \text{CaAl}$; $\text{CO}_3 \longleftrightarrow \text{SO}_4/\text{Cl}$) umstritten (Diskussion u.a. bei OTERDOOM & GUNTER, 1983; MOECHER & ESSENE, 1990). Die in Plagioklas–Calcit–Skapolith-Paragenesen häufige Endgliedreaktion



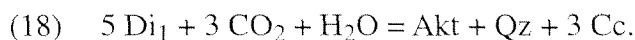
ist relativ druckunabhängig und stellt somit ein potentiell Geothermometer dar. Nach verschiedenen experimentellen Kalibrationen (z.B. GOLDSMITH & NEWTON, 1977; HUCKENHOLZ & SEIBERL, 1989; BAKER & NEWTON, 1994) ist reiner Mejonit ab etwa 780–870 °C stabil und zerfällt bei Drücken über 20 kbar zu Grossular, Disthen, Quarz und Calcit/Aragonit (BAKER & NEWTON, 1994). Mit abnehmender Mejonit-Komponente (ausgedrückt in Equivalent-Anorthit: EqAn) verschiebt sich das Skapolithfeld zu tieferen Temperaturen (ELLIS, 1978) und erreicht bei einem EqAn von 67 ein Minimum um 550 °C (OTERDOOM & GUNTER, 1983). Die Druckstabilität von Na-haltigem Skapolith (Marialith) ist nicht bekannt. Der Skapolith in den grobkörnigen Kalksilikaten ist kaum zoniert und weist einen mittleren EqAn-Anteil von rund 63 auf. Er ist nach OTERDOOM & GUNTER (1983) ab ca. 600 °C stabil. Somit kann nicht sicher festgestellt werden, ob Skapolith₁ tatsächlich eine Hochdruck-

phase darstellt oder erst retrograd, eventuell aus Zoisit ($2Z\text{o} + \text{CO}_2 = \text{Skap} + \text{H}_2\text{O}$) oder Grossular, entstanden ist, wobei nie Zoisit- oder Grossular-Relikte gefunden werden konnten.

Der ehemalige Omphazit in den feinkörnigen Kalksilikattfelsen hat zwischen 20 und 26 Mol% Jadeit enthalten (Tab. 5.10, Fig. 5.25d), was nach GASPARIK & LINDSLEY (1980) und HOLLAND (1980, 1983) in Koexistenz mit Quarz bei 750–800 °C einen Minimaldruck von rund 15 kbar für die Omphazitbildung ergibt (vgl. Jd-Isoplethen in Fig 5.21). Dieser liegt bedeutend höher als die 6–9 kbar, die normalerweise für die amphibolitfazielle Metamorphose bestimmt werden (z.B. GROND et al., 1995). Die grobkörnigen Metaophikarbonate enthalten zudem Metarodingit-Fragmente, die chemisch, petrographisch und mineralogisch analog zu den Metarodingit-Boudins in den Ultramafititen sind und somit ebenfalls auf ein Hochdruckereignis hinweisen (EVANS et al., 1979; PFIFFNER & TROMMSDORFF, 1997). Einige Kontakte zwischen Metaophikarbonaten und Metaperidotiten lassen ausserdem primär gebildete Strukturen erahnen. Sowohl diese Feldbeziehungen (vgl. Kapitel 3.2) als auch die hohen Jadeit-Gehalte in einstigem Omphazit belegen, dass die Metaophikarbonate zusammen mit der basisch-ultrabasischen Gesteinssuite subduziert worden und dabei unter eklogitfaziellen Metamorphosebedingungen ($p \geq 15$ kbar, $T > 600$ °C) zu sehr Pyroxenreichen Kalksilikattfelsen rekristallisiert sind.

b) Amphibolitfazielle Regionalmetamorphose

In den grobkörnigen Metaophikarbonaten zerfällt Diopsid₁ während der retrograden amphibolitfaziellen Überprägung nach der Reaktion

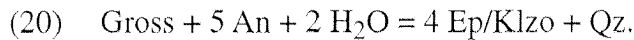
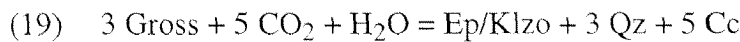


zu Aktinolith, Calcit und Quarz. Dabei kann er gelegentlich gänzlich von richtungslos verwachsenen Aktinolith-Calcit-Quarz-Aggregaten ersetzt werden, bleibt mehrheitlich aber relativ gut erhalten. Reaktion (18) definiert in Abhängigkeit von der Fluidzusammensetzung bei 8 kbar eine obere Stabilitätslimite für Aktinolith von rund 660 °C (CONNOLLY & TROMMSDORFF, 1991; HERMANN, 1997) und führt bei sinkender Temperatur zu einer Abnahme des X_{CO_2} im Fluid. Skapolith zerfällt retrograd zu Plagioklas und Calcit (vgl. Reaktion 17). Der durchschnittliche EqAn-Gehalt von 63 in Skapolith und ein X_{An} zwischen 0.35 und 0.65 in koexistierendem Plagioklas ergeben unabhängig vom Druck Temperaturen im Bereich von 600–650 °C für den Skapolith-Breakdown (OTERDOOM & GUNTER, 1983). Diese stimmen weitgehend mit T-Abschätzungen an Skapolith-haltigen Paragenesen in Kalkglimmerschiefern überein ($T \sim 580$ – 680 °C; WAHL, 1994).

In den feinkörnigen Metaophikarbonaten zerfällt Omphazit vollständig zu zunächst symplektitartigen Pseudomorphosen aus Diopsid, Plagioklas und wenig Amphibol und schliesslich zu einer mikrogranularen Matrix aus denselben Mineralen. Der Jadeit-Gehalt in Matrixdiopsid ($X_{\text{Jd}} < 0.1$) lässt auf Drücke unter 10 kbar schliessen (vgl. Fig. 5.21; GASPARIK & LINDSLEY, 1980) und ist somit kompatibel mit den allgemeinen Druckbedingungen von 6–9 kbar während der amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose. Bei stärkerer H₂O-Zufuhr rekristallisiert die feinkörnige Diopsid-Plagioklas-Matrix bei etwa gleichen p–T-Verhältnissen zu gröberkörnigen Amphibol-Plagioklas ± Quarz-Schlieren.

Die Zusammensetzung der Amphibole ist sowohl in grob- wie auch in feinkörnigen Metaophikarbonaten vorwiegend durch die pg-Substitution (= ts + ed) kontrolliert und zeigt keine Abhängigkeit vom drucksensitiven pl-Vektor, was auf eher tiefe Drücke und

allenfalls leicht sinkende Temperaturen während dem Amphibolwachstum hinweist (Fig. 5.24). Grossular reagiert in Granat-führenden Paragenesen retrograd zu Epidot, Quarz und häufig auch Calcit (WAHL, 1994; NEUENSCHWANDER, 1996):



Die Paragenese Grossular und Plagioklas wird in den Kalksilikatfelsen von Cima di Gagnone kaum beobachtet, womit Reaktion (20) eher untergeordnet auftritt und nur von geringer Bedeutung ist. Reaktion (19) ist unterhalb von 10 kbar bis zu einem X_{CO_2} von etwa 0.2 stabil (HERMANN, 1997, S. 104; berechnet mit VERTEX, CONNOLLY, 1990) und ergibt eine maximale Temperaturlimite von rund 750 °C für den Grossular-Breakdown. Bei höherem X_{CO_2} würde Grossular zu Plagioklas, Calcit und Quarz zerfallen, was nirgends nachzuweisen ist. Mit abnehmender Temperatur und fortschreitendem Reaktionsablauf wird die fluide Phase auch hier H₂O-reicher.

5.5.4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die frühen Mineralparagenesen in grobkörnigen Metaophikarbonaten ($\text{Di}_1 + \text{Qz} + \text{Cc} \pm \text{Skap}_1 \pm \text{Zo/Klzo}$) und Kalksilikatknauern ($\text{Di}_1 \pm \text{Gross} + \text{Cc} + \text{Qz} + \text{Zo/Klzo}$) können sowohl unter eklogit- als auch amphibolitfaziellen Bedingungen entstanden sein und sind somit, wie in Metakarbonaten allgemein üblich (z.B. MOTTANA et al., 1990), nicht sehr indikativ für eine Hochdruckphase. Dennoch belegen die folgenden petrographischen, mikro- und makrostrukturellen Beobachtungen, dass die Diopsid-reichen Kalksilikatfelse von Cima di Gagnone gemeinsam mit den benachbarten basischen und ultrabasischen Gesteinen einer Hochdruckphase unterworfen waren:

- 1) das Auftreten von Pseudomorphosen aus Diopsid, Plagioklas und Amphibol nach ehemaligem Omphazit in feinkörnigen, Na-reicheren Metaophikarbonaten.
- 2) Metarodingit-Fragmente mit analogen eklogitfaziellen Mineralparagenesen wie in Boudins innerhalb der Metaperidotite (EVANS et al., 1979), die gemeinsam mit den umgebenden Kalksilikatfelsen von der amphibolitfaziellen Metamorphose statisch überprägt werden (vgl. Fig. 3.4, Kapitel 3.2.3).
- 3) strukturelle Beziehungen zwischen Metaophikarbonaten und Ultramafititen (z.B. Kalksilikatkeile), die auf primäre sedimentäre oder tektonische Kontaktverhältnisse hinweisen und auf eine gemeinsame prograde Entwicklung schliessen lassen (vgl. Kapitel 3.2.3).

Der anhand der Pseudomorphosen berechenbare Jadeit-Gehalt des einstigen Omphazits kann bis 26 Mol% betragen und ergibt einen Minimaldruck von 15 kbar für die Omphazitkristallisation (nach GASPARIK & LINDSLEY, 1980). Skapolith mit einem EqAn von 63 kann ab 600–650 °C eventuell bis zu hohen Drücken (≥ 20 kbar?) stabil sein (OTERDOOM & GUNTER, 1983; BAKER & NEWTON, 1994). Die retrograde amphibolitfazielle Metamorphoseüberlagerung findet bei rund 600–650 °C und maximal 10 kbar statt.

5.6 Nebengesteine: (semi-)pelitische Gneise und Glimmerschiefer – eine Zusammenfassung

5.6.1 Einleitung und Kristallisation-Deformation

Die meist rostbraun anwitternden Gneise und Glimmerschiefer, welche die basischen und ultrabasischen Linsen und mit diesen assoziierte Kalksilikatfelse umgeben, lassen sich je nach Mineralgehalt in mehrere Typen unterteilen (vgl. z.B. GROND, 1994). Fließende Übergänge und rasch wechselnde Abfolgen zwischen diesen erschweren oftmals eine genaue Zuordnung im Feld und verunmöglichen eine Kartierung. Aus diesem Grund sind sie im folgenden unter der allgemeinen Bezeichnung «(semi-)pelitische Glimmerschiefer und -gneise» zusammengefasst (siehe auch Kartierung bei GROND et al., 1995). In diesen finden sich häufig relativ dünne, cm- bis dm-dicke Amphibolitlagen und mehr oder weniger regelmässig verteilte Bänke leukokrater, Quarz-Feldspat-reicher Gneise, die eine gewisse Ähnlichkeit zum Verzascagneis der Simano-Decke aufweisen.

Die Petrographie und die Metamorphosegeschichte der Gneise und Glimmerschiefer sind im Rahmen dieser Arbeit zwar nicht speziell untersucht worden, sollen nachfolgend aber dennoch der Vollständigkeit halber, beruhend auf neueren Erhebungen durch HEINRICH (1982, 1983), GROND (1994), GROND et al. (1995) und NEUENSCHWANDER (1996), rekapituliert und ergänzt werden. Tabelle 5.11 gibt einen generellen Überblick über die Kristallisations-

Tabelle 5.11: Übersicht zu den Kristallisations-Deformations-Beziehungen und den Mineralparagenesen in den (semi-)pelitischen Gneisen und Schiefnern, in erster Linie bezüglich der Hauptdeformationsphase D₂. Eine Zuordnung zu D₁ respektive D₃ ist meist recht unsicher; eine Hochdruckphase konnte bisher nicht nachgewiesen werden. Zudem können auch noch Relikte einer präalpinen (herzynischen) Metamorphose erhalten sein. Die Zahlen entsprechen verschiedenen, im Text besprochenen Mineralgenerationen.

meta-(semi-)pelitische Gneise und Glimmerschiefer (Nebengesteine)						
Minerale	Stadium	prä-D ₂ (?)		syn-D ₂ (Hauptschieferung)	post-D ₂	
		präalpin/prä-D ₁	syn-D ₁		syn-D ₃	post-D ₃
Quarz						
Plagioklas			1	2		
Alkalifeldspat						
Hellglimmer			1	2	3	
Biotit				1	2	
Granat			1	2		
Disthen			1	2	3	
Staurolith			1	2	3	
Turmalin			1	2	3	
Amphibol						
Klinozoisit/Epidot						
Chlorit						
Andalusit						
Titanit						
Rutil						
Apatit						
Erz/Opake						
Zirkon						
Allanit						

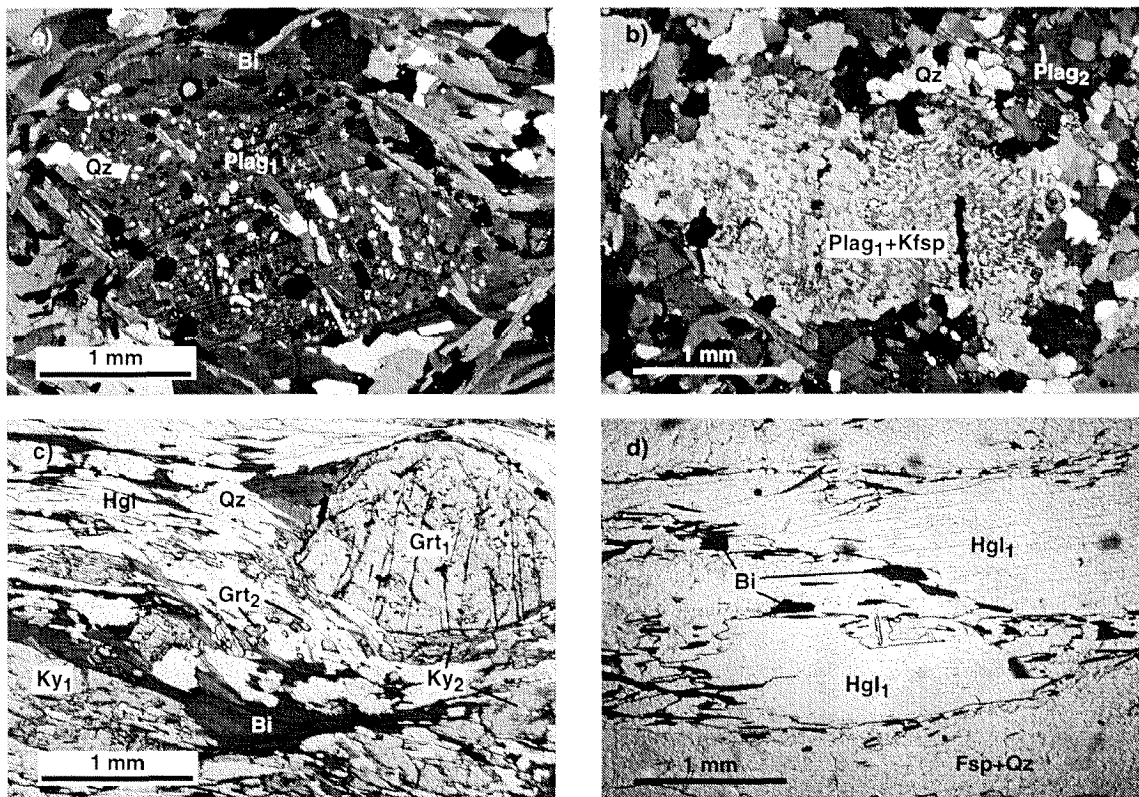
Deformations-Beziehungen und die verschiedenen Mineralparagenesen in dieser lithologischen Einheit, in erster Linie bezüglich der Hauptdeformationsphase D_2 (vgl. Kapitel 3.4). Eine Zuordnung zu D_1 respektive D_3 ist meist unsicher, da beide relativ selten und eher lokal anzutreffen sind. Weiter ist nicht auszuschliessen, dass besonders einige von der Hauptschieferung S_2 umflossene Mineralphasen (z.B. Granat, Disthen, Staurolith, Turmalin, Feldspäte) Reste einer präalpinen (herzynischen) Metamorphose darstellen. Eindeutige Hinweise auf eine Hochdruckphase konnten in den Gneisen und Schiefen trotz intensiver Suche (HEINRICH, 1983; GROND, 1994; WAHL, 1994; GROND et al., 1995; diese Arbeit) bis heute nicht gefunden werden. Die abschliessende Diskussion (Kapitel 5.6.4) befasst sich daher mit der grundsätzlichen Frage nach der Wahrscheinlichkeit einer Hochdruckphase in den Nebengesteinen.

5.6.2 Petrographie, Mikrostrukturen und Mineralchemie

Sowohl die (semi-)pelitischen Glimmerschiefer (Paraschiefer) wie auch die leukokraten Quarz-Feldspat-Gneise (Orthogneise?) weisen eine deutliche Paralleltexturierung auf. In den Glimmerschiefern wechseln sich Glimmer- und Quarz-Feldspat-reiche Lagen oftmals im cm-Bereich ab, was zu der typischen makroskopisch erkennbaren Bänderung führt. Mineralogisch sind diese Gesteine sehr vielfältig aufgebaut (Tab. 5.11), mit meist unsystematischen, raschen Änderungen auf kleinem Raum. Das Mikrogefüge ist normalerweise gleichkörnig, grano- bis lepidoblastisch, kann gelegentlich aber auch flaserig-augig oder gar porphyroklastisch sein. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Glimmermineralen sowie xenomorphem Quarz, Plagioklas ($Plag_2$) und zum Teil Alkalifeldspat (v.a. in leukokraten Gneisen) von 0.2–0.5 mm Grösse, die eng verwachsen bis verzahnt sind und undulös auslöschen (z.T. Deformationslamellen in Quarz). Biotit und Hellglimmer konzentrieren sich häufig in dünnen (<0.5 mm) Bändchen und bilden die penetrative Hauptschieferung S_2 . Quarz und Feldspäte sind meist parallel zu S_2 elongiert. In pelitischen Bereichen finden sich weiter variable Mengen an Granat, Disthen, Staurolith und gelegentlich Turmalin. Mergelige Lagen sind oftmals Amphibol-führend und zeigen eine gewisse Ähnlichkeit zu Amphiboliten. Epidot/Klinozoisit, Apatit, Titanit, Rutil, Zirkon und Allanit stellen verbreitet vorkommende akzessorische Phasen dar; die Erzminerale umfassen vor allem Ilmenit, Hämatit und Magnetit (GROND, 1994).

Manche Glimmerschiefer weisen bis mehrere cm grosse, augen- bis linsenförmige Aggregate aus *Plagioklas* ($Plag_1$), teilweise etwas Quarz und Alkalifeldspat auf, die von der Schieferung S_2 umflossen werden (Fig. 5.26a/b). *Plagioklas*₁ enthält oft zahlreiche Einschlüsse von rundlichem Quarz und manchmal auch idiomorphem bis atollförmigem Granat und zeigt gelegentlich Alkalifeldspat-Entmischungen (Fig. 5.26b). Randlich rekristallisiert er häufig zu Matrixplagioklas ($Plag_2$) und Quarz. Beide Varietäten sind Albit-reich ($X_{AN} = 0.15–0.35$) und oftmals schwach zoniert, mit steigendem Anorthit-Gehalt zum Kornrand hin.

Granat liegt einerseits als bis zu 2 cm grosse, teilweise zerbrochene Porphyroklasten (Grt_1) und andererseits als kleinere (0.5–2 mm), mehr oder weniger idiomorphe Neoblasten (Grt_2) vor (Fig. 5.26c). *Granat*₁ ist vorwiegend präkinematisch zu S_2 gewachsen und weist oft ein rotiertes Interngefüge sowie besonders im Kernbereich zahlreiche Mineraleinschlüsse auf (z.B. Ky, Stau, Hgl, Bi, Qz, Plag, Rut, Ilm und Turm), was ihm gelegentlich wie in Eklogiten ein Atoll-förmiges Aussehen verleiht. Er ist Almandin-reich (72–80% Alm, 5–



Figur 5.26: Mikrostrukturen in (semi-)pelitischen Gneisen und Glimmerschiefern (Nebengesteine). a) Präkinematisch zu D_2 gewachsenes Plagioklas₁-Auge mit zahlreichen Einschlüssen von Quarz, idiomorphem Granat (teilweise atollförmig) und wenig Biotit (DS DG16, X Nicols). b) Plagioklas₁-Porphyroblast mit Alkalifeldspat-Entmischungslamellen, randlich zu Plagioklas₂ und Quarz rekristallisierend (DS DG29, X Nicols). c) Verschiedene Generationen von Granat und Disthen. Grt₁ (meist rotierte Porphyroklasten) und Ky₁ (skelettartig) sind präkinematisch vor D_2 entstanden. Grt₂ ist feinkörnig und mehr oder weniger idioblastisch. Ky₂ wächst parallel zur Schieferung S_2 und ist teilweise um Grt₁ verbogen (DS DG15). d) Grosse Hellglimmer₁-Porphyroklasten rekristallisieren randlich zu schieferungsparallelem Hellglimmer₂, Biotit und Feldspat (DS DG7).

14% Py, 3–12% Gross, 1–8% Spess) und zeigt meist einen kontinuierlichen Zonarbau bezüglich Mg, Fe, Ca und Mn (Fig. 5.27a, aus GROND et al., 1995), mit vom Kern zum Rand zunehmenden Mg- und Fe- und sinkenden Mn-Gehalten. Granat₂ ist praktisch einschlussfrei und syn- bis post- D_2 kristallisiert.

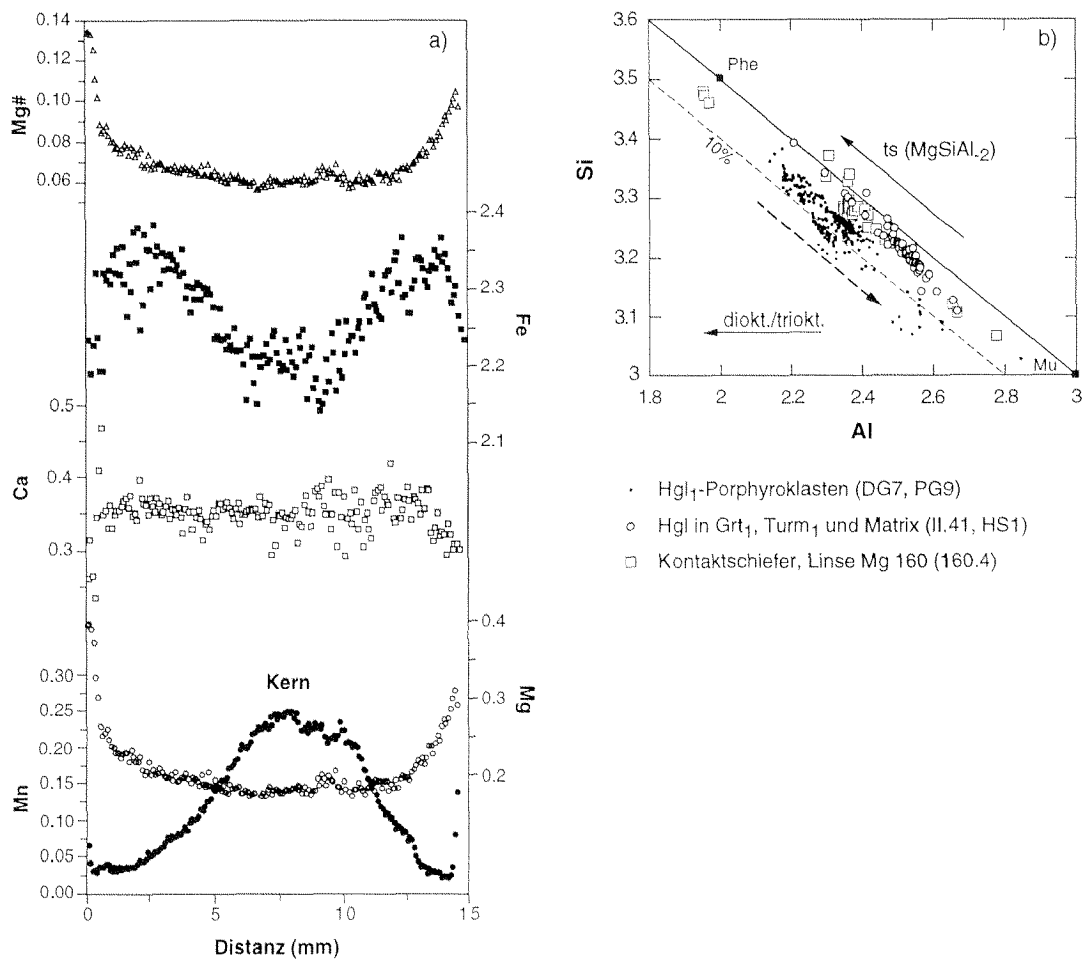
Disthen und Staurolith treten in drei unterschiedlichen Generationen auf (Tab. 5.11, Fig. 5.26c): (i) als präkinematisch zur Hauptdeformation D_2 gewachsene, oft in die Schieferung S_2 einrotierte, skelettartige Körner bis maximal 3 mm Länge (Ky₁/Stau₁); (ii) als syndeformativ entstandene, meist sowohl in S_2 als auch parallel zu L_2 ausgerichtete Kristalle (Ky₂/Stau₂); und (iii) als relativ selten vorkommende, die Hauptschieferung S_2 überwachsene Idioblasten (Ky₃/Stau₃; siehe Abb. 5.6 bei NEUENSCHWANDER, 1996).

Hellglimmer und Biotit lassen ebenfalls verschiedene Wachstumsstadien erkennen. Hellglimmer bildet zonenweise recht häufig auftretende, verformte Porphyroklasten von bis zu 10 cm Durchmesser (Hgl₁), die vor D_2 entstanden und meist subparallel zu S_2 einrotiert worden sind (Fig. 5.26d). Randlich rekristallisieren sie zu kleineren, schieferungsparallelen Neoblasten (Hgl₂) und Biotit. Hellglimmer₂ und Biotit₁ sind synkinematisch während D_2 gewachsen und bilden die dominierende Schieferung S_2 . Seltener finden sich auch Glimmerblättchen (Hgl₃, Bi₂), die postkinematisch quer zu S_2 kristallisiert sind. Bei allen drei Hellglimmergenerationen handelt es sich mehrheitlich um Muskowite mit relativ

geringen Phengit-Anteilen (Si-Gehalte normalerweise zwischen 3.1 und 3.4 pfu, Fig. 5.27b; GROND, 1994). Ausserdem treten in Granat₁ Einschlüsse von drei verschiedenen Hellglimmerspezies (Margarit, Paragonit und Muskowit) auf, während in der Matrix nur noch Muskowit vorliegt (GROND, 1994; GROND et al., 1995).

Chlorit und Epidot sind vorwiegend syn- bis post-D₃ unter retrograden Bedingungen entstanden. Chlorit ist oft mit Biotit verwachsen und tritt als Zerfallsprodukt von Biotit, Granat und Staurolith auf. Epidot bildet sich aus Granat sowie bei der Saussuritisierung von Plagioklas.

Wo die Schieferung S₂ infolge der starken syndeformativen Streckung eingeschnürt wird (Schieferungsboudinage, vgl. Kapitel 3.4.2d), entwickeln sich metasomatisch oft Quarz-Alumosilikat-Knauern mit bis zu 10 cm langem Disthen, der stellenweise von Andalusit und weiter südlich auch Sillimanit ummantelt ist (KLEIN, 1976; HEINRICH, 1978; KERRICK, 1988; GROND et al., 1995). Am Kontakt zum Glimmerschiefer weisen diese Quarzknauern oft grosse Mengen an Biotit und Muskowit auf.



Figur 5.27: a) Profile für Mg, Fe, Ca, Mn und die Mg# über einen Granat₁-Porphyroklast (DS HS1, aus GROND et al., 1995). Der Granat weist eine kontinuierliche prograde Zonierung mit vom Kern zum Rand zunehmenden Mg- und Fe-Gehalten und gleichzeitig sinkendem Mn auf. b) Die Zusammensetzung von Hellglimmer ist mehrheitlich durch den druckabhängigen ts-Vektor (MgSiAl₂) bestimmt, während die dioktaedrisch-trioctaedrische Substitution meist weniger als 10% beträgt. Die Si-Gehalte liegen generell unter 3.4 pfu und nehmen in Hgl₁-Porphyroklasten vom Kern zum Rand ab (gestrichelter Pfeil). Lediglich wenige Hellglimmer der Probe 160.4 weisen höhere Pengit-Gehalte auf und lassen auf erhöhte Druckbedingungen schliessen (vgl. Fig. 5.28a). Die Messdaten der Proben PG9 und HS1 stammen von GROND (1994).

5.6.3 Die Metamorphose der (semi-)pelitischen Gneise und Schiefer

a) Mögliche Anzeichen einer Hochdruckmetamorphose

Anhand von strukturellen und petrographischen Kriterien ist verschiedentlich postuliert worden, dass in der Adula-Cima Lunga-Einheit die mafischen und ultramafischen Gesteine zumindest stellenweise zusammen mit den umliegenden (semi-)pelitischen bis felsischen Gneisen und Schiefen unter Hochdruckbedingungen rekristallisiert sind (HEINRICH, 1982, 1983; LÖW, 1987; MEYRE & PUSCHNIG, 1993; PARTZSCH, 1996). Die meisten Anzeichen für eine Hochdruckphase in den Nebengesteinen lassen sich in der mittleren und nördlichen Adula-Decke beobachten, wo die nachfolgende Überprägung weniger ausgeprägt ist. Eine eigentliche Hochdruckparagenese (Grt + Phe + Parag + Qz + Ky \pm Omph) ist bislang jedoch nur aus einem einzigen Aufschluss von Trescolmen bekannt, wo sie im Kern eines isoklinal verfalteten Eklogitboudins vor der nachfolgenden amphibolitfaziellen Überprägung geschützt war (MEYRE & PUSCHNIG, 1993; PARTZSCH, 1996). Die etwas häufiger anzutreffende Assoziation Granat–phengitischer Hellglimmer–Paragonit–Quarz \pm Disthen \pm Rutil wird von HEINRICH (1982, 1983) ebenfalls als unter Hochdruckbedingungen entstanden betrachtet und wandelt sich retrograd in die verbreitete Paragenese Phengit–armer Muskowit–Biotit–Plagioklas–Quarz \pm Disthen \pm Ilmenit um.

In der südlichen Adula-Decke und der Cima Lunga-Einheit konnten dagegen bis heute kaum Hinweise auf eine Hochdruckphase in den Nebengesteinen gefunden werden (HEINRICH, 1982, 1983; GROND, 1994; WAHL, 1994; GROND et al., 1995). Lediglich in dünnen Glimmerschieferlagen zwischen oder innerhalb von Eklogitboudins (z.B. Aufschluss CH200, Koord. 707'850/131'350; HEINRICH, 1982; GROND, 1994) beobachtet man gelegentlich symplektitartige Pseudomorphosen aus Amphibol und Plagioklas nach allfälligem Omphazit sowie Biotit–Plagioklas–Kalifeldspat–Koronas um Phengit–arme Muskowitrelikte (Fig. 6 in HEINRICH, 1982). Diese Reaktionstexturen deuten eventuell auf eine frühere eklogitfazielle Paragenese aus phengitischem Hellglimmer, Quarz, Granat, \pm Omphazit, \pm Disthen hin (HEINRICH, 1982).

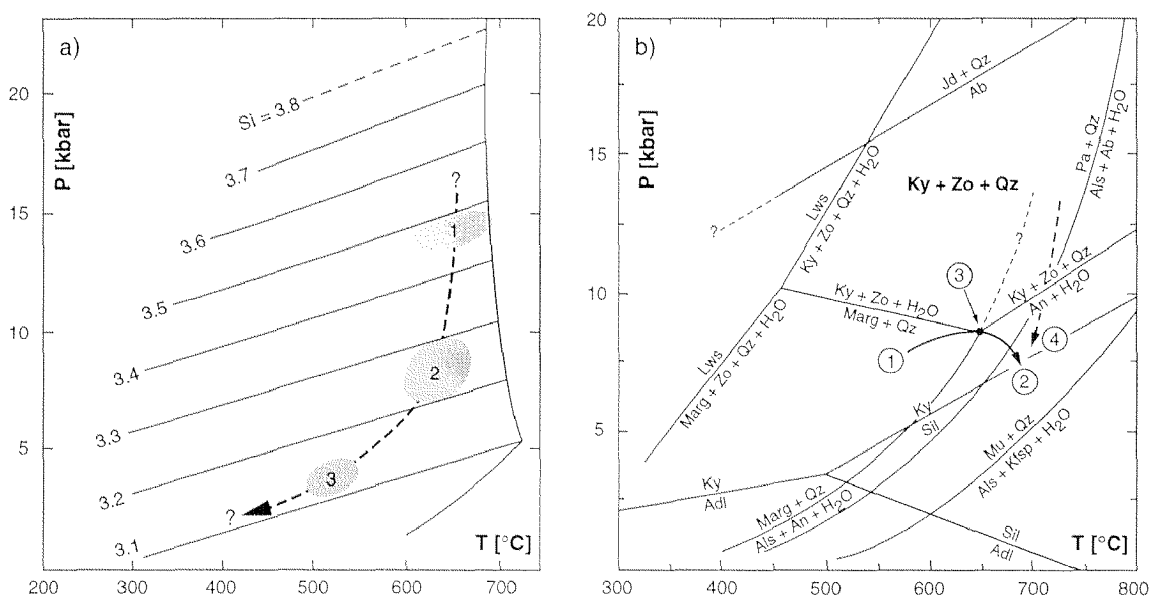
Der Si- respektive Phengit-Gehalt in Hellglimmer steigt mit zunehmendem Druck infolge einer ts-Substitution von Muskowit über Phengit hin zu Celadonit kontinuierlich an (Fig. 5.27b) und kann in der limitierenden Paragenese mit Kalifeldspat, Biotit und Quarz als empirisches Geobarometer verwendet werden (z.B. MASSONNE & SCHREYER, 1987; DEMPSTER, 1992). Sowohl die Hellglimmer₁-Porphyroklasten als auch die Matrixkörner weisen mehrheitlich Si-Gehalte unter 3.4 pfu, meist im Bereich von 3.2 bis 3.3 pfu, auf (Fig. 5.27b) und ergeben bei Temperaturen um 600–700 °C Minimaldrücke zwischen 7 und 10 kbar (Feld 2 in Fig. 5.28a; MASSONNE & SCHREYER, 1987). Diese sind eher mit der amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose denn mit einer Hochdruckphase kompatibel. Nur wenige Hellglimmer aus einem Granat-Zweiglimmerschiefer in direktem Kontakt zum Granat-Metaperidotit Mg 160 (Probe 160.4, Fig. 5.27b) zeigen etwas höhere Si-Werte um 3.45–3.5 pfu und lassen auf erhöhte Druckbedingungen um 13–15 kbar schliessen (Feld 1 in Fig. 5.28a). Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass entweder kleinere Gneispakete zusammen mit den Ultramafititen subduziert oder aber unter erhöhten Drücken mit den basisch-ultrabasischen Linsen, beispielsweise während deren Exhumation, verschweisst worden sind. Im übrigen sind diese Druckwerte mit jenen vergleichbar, die auf analoge Weise für die erste Deformationsphase D₁ in der überliegenden Tambo-Decke bestimmt

worden sind (BAUDIN & MARQUER, 1993). Wie dort können sie somit auch in der Cima Lunga-Einheit auf eine Krustenverdickung infolge der Deckenüberschiebung zurückgeführt werden und stellen keine zwingenden Anhaltspunkte für eine Hochdruckphase in den Nebengesteinen dar, zumal die Drücke noch immer deutlich tiefer als in den basisch-ultrabasischen Gesteinen ausfallen.

Die Paragenese Disthen–Zoisit–Quarz \pm Granat \pm Paragonit, die sich in Granat-Knoten-schiefern findet, wäre zudem ab 8.8 kbar und 650 °C bis hin zu eklogitfaziellen Bedingungen stabil und könnte einer potentiellen Hochdruckparagenese entsprechen (Fig. 5.28b; GROND et al., 1995). Sie kann jedoch ebenso gut auch während dem Höchststand der späteren amphibolitfaziellen Metamorphose in den Zentralalpen entstanden sein.

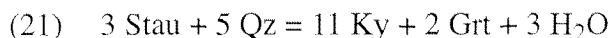
b) Amphibolitfazielle Regionalmetamorphose

In den (semi-)pelitischen Glimmerschiefern und -gneisen der nördlichen Cima Lunga-Einheit treten abgesehen von den zuvor beschriebenen spärlichen Hinweisen auf eine vorangehende Hochdruckphase ausschliesslich amphibolitfazielle Mineralvergesellschaftungen mit Granat, Disthen, Staurolith, Turmalin, Feldspäten, Quarz, Biotit und Hellglimmer (Muskowit) auf (Tab. 5.11; GROND, 1994; WAHL, 1994; GUGGENBÜHL, 1994; NEUENSCHWANDER, 1996). Die amphibolitfazielle Metamorphosephase hat dabei ihren Maximalstand syn- bis post-D₂ erreicht und wahrscheinlich bis syn-D₃ angehalten.



Figur 5.28: a) p - T -Diagramm mit Si-Isoplethen für Hellglimmer (in pfu) in der limitierenden Paragenese mit Kalifeldspat, Quarz und Biotit (nach MASSONNE & SCHREYER, 1987). Die eingezeichneten Felder entsprechen den gemessenen Phengit-Gehalten in Hellglimmern von Cima di Gagnone (vgl. Fig. 5.27b), der gestrichelte Pfeil stellt schematisch die daraus resultierende retrograde p -(T -)Entwicklung dar: (1) höchste Phengit-Gehalte der Probe 160.4; (2) mittlere Si-Anteile in verschiedenen Hellglimmergenerationen; (3) tiefste Si-Werte in Hgl₁-Rändern und Matrixkörnern. b) p - T -Diagramm mit ausgewählten Reaktionskurven im CASH-System nach CONNOLLY (1990) und CHATTERJEE et al. (1984), modifiziert nach GROND et al. (1995). Zusätzlich eingetragen sind die Zerfallsreaktionen für Paragonit und Muskowit (HOLLAND, 1979; SPEAR, 1993), Albit (HOLLAND, 1980, 1983) sowie die Stabilitätsfelder der Alumosilikate (HOLDAWAY, 1971). (1) \rightarrow (2): Zersetzung von Margarit und Paragonit durch prograde Metamorphose; (3) invariante Paragenese Ky–Zo–Qz–Marg–An im CASH-System, ev. retrograd aus Ky–Zo–Qz gebildet; (4) retrograder Zerfall von Paragonit nach HEINRICH (1982).

Die Granat₁-Porphyroklasten widerspiegeln aufgrund folgender Beobachtungen ein einphasiges, progrades Wachstum bei zunehmender Temperatur und allenfalls leicht steigendem Druck (vgl. GROND, 1994; GROND et al., 1995): (1) kontinuierliche Zonierung des Granats bezüglich Mg, Fe, Ca und Mn, mit vom Kern zum Rand zunehmender Mg# (Fig. 5.27a; THOMPSON et al., 1977; TRACY, 1982). (2) Die Mg# von Staurolith in der Matrix ist rund 4–5% höher als diejenige der Staurolitheinschlüsse in Granat, was eine Folge der kontinuierlichen Reaktion



sein könnte, durch die sowohl Granat als auch Staurolith mit zunehmender Temperatur Mg-reicher werden (THOMPSON, 1976). (3) Innerhalb von Granat finden sich Margarit-, Paragonit- und Muskowit-Einschlüsse, während ausserhalb in der Matrix nur noch Muskowit vorkommt. Margarit und Paragonit können somit in der Matrix infolge eines T-Anstiegs zerstört worden und als Einschlüsse nur dank der Schutzwirkung von Granat erhalten geblieben sein (Fig. 5.28b; CHATTERJEE et al., 1984; SPEAR, 1993). Paragonit könnte jedoch auch retrograd bei fallendem Druck durch die Reaktion Paragonit + Quarz = Albit + Disthen + H₂O zerfallen sein (Fig. 5.28b; HEINRICH, 1982).

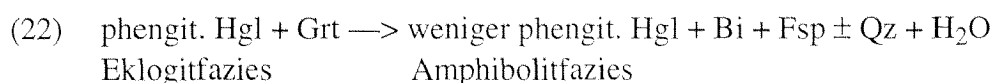
Diese Gründe gelten jedoch nur unter der Voraussetzung, dass Granat₁ alpin vor D₂ gewachsen ist. Falls es sich bei diesem aber, wie einleitend erwähnt, um ein Relikt einer früheren, herzynischen Metamorphosephase handelt, dann sind auch die eingeschlossenen Minerale (Staurolith, Hellglimmerspezies) präalpin entstanden. In diesem Fall weisen sie keine Beziehung zu den Matrixmineralen auf und die nachfolgenden, anhand der Einschlüsse ermittelten p–T-Bedingungen würden somit auf die alpinen Verhältnisse nicht zutreffen.

Thermobarometrische Untersuchungen an den in Granat₁ eingeschlossenen Mineralparagenesen ergeben nach GROND et al. (1995) Temperaturen von 635 ± 30 °C (Ilm-Grt-Thermometrie, POWNCEBY et al., 1987) und Drücke zwischen 6 und 8 kbar (Tab. 5.2; GRAIL: BOHLEN et al., 1983; GRIPS: BOHLEN & LIOTTA, 1986). Diese p–T-Werte entsprechen in etwa denjenigen Bedingungen, die zu Beginn des Granat-Wachstums geherrscht haben. Für die Matrixminerale lassen sich bei 650 °C leicht höhere Drücke um 10 kbar ermitteln (GASP: GHENT, 1976). Vergleichbare Bedingungen von 8.8 kbar und 650 °C berechnet WAHL (1994) im CASH-System für die invariante Paragenese Disthen–Zoisit–Quarz–Anorthit–Margarit (VERTEX, CONNOLLY, 1990), die sich in Granat-Knotenschiefern eventuell retrograd aus Disthen + Zoisit + Quarz gebildet hat (Fig. 5.28b). Die Si-Gehalte in Hellglimmern ergeben mehrheitlich äquivalente Drücke im Bereich von 7–10 kbar (MASSONNE & SCHREYER, 1987), wobei sich ein retrograder Trend hin zu Werten unter 5 kbar abzeichnet (Fig. 5.27b und 5.28a). Diese p–T-Daten für die nördliche Cima Lunga-Einheit stimmen gut mit jenen Bedingungen überein, die sich aus einer Kartierung der regionalen Metamorphosegradienten in den Zentralalpen ergeben (vgl. TODD & ENGI, 1997).

In Quarz-Alumosilikat-Knauern überwächst Andalusit retrograd öfters Disthen, was als Anzeichen einer raschen Hebung interpretiert wird (KLEIN, 1976; KERRICK, 1988; GROND et al., 1995). Sillimanit ist im Gebiet um die Cima di Gagnone nicht zu finden, tritt etwas weiter südlich jedoch zunehmend häufiger auf, was mit nach Süden ansteigenden Temperaturen zusammenhängt (z.B. FREY et al., 1974, TROMMSDORFF, 1980). Retrograd aus Granat und Biotit gebildeter Chlorit sowie Kluftminerale wie Quarz, Adular, Prehnit, Epidot, Titanit, Albit und Chloritrossetten sind während der Exhumation unter grünschieferfaziellen Bedingungen entstanden.

5.6.4 Diskussion – eine Hochdruckphase in den Nebengesteinen

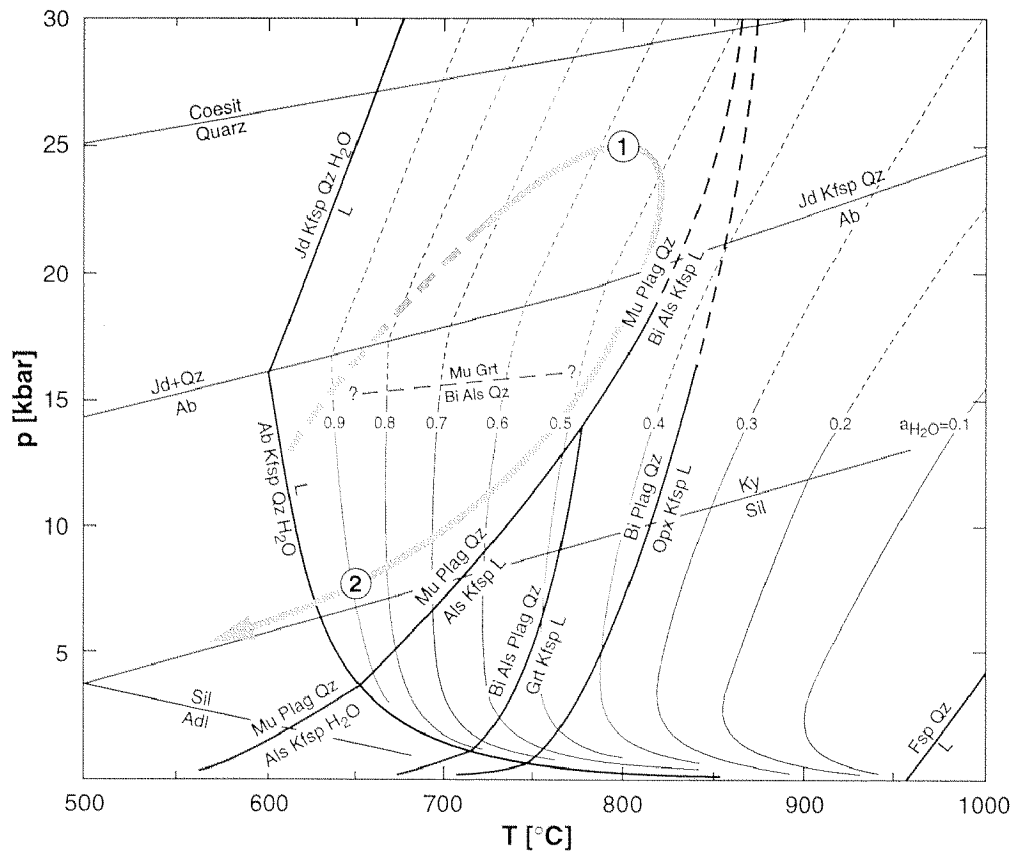
Das weitgehende Fehlen von Hochdruckanzeichen oder -relikten in amphibolitfaziellen, (semi-)pelitischen und felsischen Gneisen und Glimmerschiefern, die eng mit eklogitfaziellen basischen und ultrabasischen Gesteinen assoziiert sind, ist nicht nur auf die Adula-Cima Lunga-Einheit beschränkt, sondern lässt sich auch verbreitet in anderen Hochdruckgebieten weltweit beobachten (Reviews in MOTTANA et al., 1990; HACKER & PEACOCK, 1995). Nach einem Modell von HEINRICH (1982, 1983) liegen diese offensichtlich unvereinbaren Metamorphosebedingungen darin begründet, dass sich die beiden Gesteinstypen während der retrograden Entwicklung unterschiedlich verhalten. Die Gneise und Schiefer sind bei der Druckentlastung durch Entwässerungsreaktionen vom Typ



geprägt, die einer relativ hohen Reaktionskinetik unterliegen und eine vollständige Reequilibration der Gneise zu amphibolitfaziellen Paragenesen begünstigen. Die mafischen und ultramafischen Gesteine dehydrieren dagegen hauptsächlich prograd und können retrograd nur bei ausreichender H₂O-Zufuhr über oft grössere Distanzen zu Amphiboliten umgewandelt werden. Diese Hydrationsprozesse laufen verhältnismässig langsam und meist nur unvollständig ab. Demnach könnten die mafisch-ultramafischen Linsen und die umliegenden (semi-)pelitischen Gesteine der Adula-Cima Lunga-Einheit sehr wohl eine gemeinsame Entwicklung unter zunächst eklogitfaziellen gefolgt von amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen erlebt haben. Der festgestellte Faziesunterschied kann als Folge der allgemeinen Tendenz metamorpher Gesteine interpretiert werden, die am stärksten entwässerte Mineralparagenese ihrer Metamorphosegeschichte als Endzustand beizubehalten (HEINRICH, 1982).

Ferner stellt sich aber auch die Frage nach einer allfälligen partiellen Aufschmelzung der Nebengesteine unter eklogitfaziellen Bedingungen (rund 800 °C, 25 kbar). Ein Schmelzentzug wäre ein irreversibler Prozess, der die Zusammensetzung und die physikalischen Eigenschaften der zurückbleibenden Restite verändern würde, und könnte somit die Möglichkeit bieten, eine Hochdruckphase in den Nebengesteinen zu erkennen. Im Rahmen dieser Arbeit lassen sich nur einige grundlegende Überlegungen zu diesem sehr komplexen Thema anstellen. Für eine detaillierte Diskussion soll auf die Arbeiten von LE BRETON & THOMPSON (1988), PATINO DOUCE & JOHNSTON (1991), THOMPSON (1996), JOHANNES & HOLTZ (1996) und weitere Referenzen in diesen verwiesen werden.

Da eine partielle Aufschmelzung von Metapeliten und leukokraten Gneisen in der Natur hauptsächlich unter Bedingungen der oberen Amphibolit- bis Granulitfazies beobachtet wird, sind experimentelle Untersuchungen bisher vorwiegend auf den Druckbereich unter 15 kbar beschränkt (Fig. 5.29, ausgezogene Kurven). Über deren Schmelzverhalten bei höheren Drücken liegen dagegen kaum Daten vor. Die produzierte Schmelzmenge ist in erster Linie von der Verfügbarkeit von H₂O abhängig, wobei die Schmelztemperatur mit zunehmender Wasseraktivität ($a_{\text{H}_2\text{O}}$) massiv erniedrigt wird (Fig. 5.29; SPEAR, 1993; JOHANNES & HOLTZ, 1996). Hochmetamorphe Gneise und Schiefer weisen meist einen sehr beschränkten Porenraum und daher auch nur eine geringe Menge an freiem Porenwasser auf. Dieses führt am H₂O-gesättigten Solidus lediglich zur Entstehung geringer Schmelzvolumina (THOMPSON & CONNOLLY, 1995), wobei das freie H₂O bei erhöhten Drücken be-



Figur 5.29: Kompiliertes p - T -Diagramm zum Schmelzverhalten von metapelitischen Gesteinen. Der H_2O -gesättigte Pelitsolidus (Minimumschmelzen) sowie die Soliduskurven für abnehmende H_2O -Aktivitäten (a_{H_2O}) stammen von EBADI & JOHANNES (1991) und JOHANNES & HOLTZ (1996), extrapoliert zu Drücken bis 30 kbar nach THOMPSON (1996) (gestrichelt). Ebenfalls dargestellt sind die wichtigsten Fluid-abwesenden Schmelzreaktionen für Muskowit und Biotit (nach LE BRETON & THOMPSON, 1988; SPEAR, 1993). Der eingezeichnete p - T -Pfad beruht auf den Resultaten aus den basischen und ultrabasischen Linsen ((1) Hochdruckphase: 800 °C, 25 kbar; (2) amphibolitfaziale Regionalmetamorphose: 650 °C, 7 kbar). Er verläuft stets bei Temperaturen unterhalb der Dehydrationsolidi von Mu und Bi, womit in den Nebengesteinen von Cima di Gagnone unter Hochdruckbedingungen nur geringe Schmelzbildung zu erwarten ist, solange die a_{H_2O} nicht durch zusätzliche Fluidzufuhr erhöht wird (weitere Erläuterungen im Text).

vorzugt in der Schmelze gelöst und so die a_{H_2O} stark reduziert wird. Im nun «trockenen» Gestein ist eine weitere Schmelzbildung erst möglich, wenn zusätzlich H_2O entweder von aussen zugeführt oder durch den Zerfall H_2O -haltiger Mineralphasen, im Fall von Metapelite und Gneisen hauptsächlich Muskowit und Biotit, freigesetzt wird («Fluid-abwesendes» oder «Dehydrationschmelzen»; z.B. LE BRETON & THOMPSON, 1988; JOHANNES & HOLTZ, 1996). Der durchschnittliche Verlauf der wichtigsten Dehydrationsolidi für Muskowit und Biotit ist in Figur 5.29 dargestellt, extrapoliert zu Drücken bis 30 kbar (nach THOMPSON, 1996). Oberhalb von 20 kbar ist partielle Aufschmelzung aufgrund von Dehydrationsreaktionen der Glimmer erst bei Temperaturen deutlich über 800 °C möglich. Mit zunehmendem Druck steigt die H_2O -Löslichkeit in der Schmelze, was bei konstantem H_2O -Gehalt eine allgemein geringere Schmelzproduktion nach sich zieht (CLEMENS & VIELZEUF, 1987).

Der im p - T -Diagramm von Figur 5.29 eingezeichnete p - T -Pfad beruht auf den Erhebungen an den basischen und ultrabasischen Linsen (vgl. Fig. 5.15, 5.21) und verläuft stets bei Temperaturen unterhalb der Dehydrationschmelzreaktionen für Muskowit respektive Biotit (nach LE BRETON & THOMPSON, 1988; THOMPSON, 1996). Somit sind in den (semi-)pelitischen Gneisen und Glimmerschiefern von Cima di Gagnone auch unter

eklogitfaziellen Bedingungen von 750–800 °C und 25 kbar höchstens geringe Schmelzanteile zu erwarten, solange die $a_{\text{H}_2\text{O}}$ im Bereich von 0.5 bis 0.6 oder darunter liegt und kein H_2O aktiv zugeführt wird. Dies deckt sich mit der Beobachtung, dass die Nebengesteine weder chemische (z.B. tiefe SiO_2 - und hohe Al_2O_3 -Gehalte; siehe GROND, 1994; NEUENSCHWANDER, 1996) noch petrographische oder strukturelle Hinweise (z.B. Migmatisierung, Restite in der Form von Granat-Alumosilikat-Lagen) auf eine partielle Aufschmelzung zeigen. Nur die Quarz-Feldspat-Augen und -Flasern könnten tektonisch stark gestreckten und zerrissenen Leukosomen entsprechen, machen normalerweise aber weniger als 2–3 Vol% im Gestein aus.

Allerdings können in den benachbarten basischen und ultrabasischen Gesteinen, besonders beim Breakdown von Antigorit in partiell serpentinierten Peridotiten (vgl. Kapitel 4.2 und 5.3; ULMER & TROMMSDORFF, 1995), prograd grössere H_2O -Mengen freigesetzt werden, was allenfalls entlang bestimmter Zonen zu partieller Aufschmelzung in den Nebengesteinen führen müsste, sofern Dehydration der Linsen und Schmelzbildung in den Gneisen zugleich nebeneinander ablaufen. Zudem geben die Glimmerschiefer selber während der retrograden Entwicklung eine eher geringe H_2O -Menge ab (Reaktion 22), die für eine grössere Schmelzproduktion jedoch kaum ausreicht und nach dem Modell von HEINRICH (1982, 1983) vorwiegend zur Hydratation der Linsengesteine verbraucht wird. Da freies H_2O jedoch unter hohem Druck bevorzugt in auch kleinen Schmelzfractionen gelöst wird (CLEMENS & VIELZEUF, 1987; SPEAR, 1993), kann diese fluide Phase die basisch-ultrabasischen Linsen in den meisten Fällen gar nicht erreichen. Aus diesem Grund dürfte die Hydratation der Linsengesteine erst spät während der amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose stattgefunden haben. Diese Gründe sprechen gegen eine gemeinsame Subduktion von Linsen- und Nebengesteinen.

Die obigen Überlegungen zeigen zwar, dass das Fehlen von partiellen Schmelzen und Migmatisierung allein noch kein ausreichender Beweis für die Nichtexistenz einer Hochdruckphase in den Nebengesteinen darstellt. Zumindest ein Teil der Gneise und Schiefer könnte sehr wohl zusammen mit der ozeanischen Gesteinssuite subduziert worden sein, ohne dass er stärkeren Schmelzprozessen unterworfen gewesen wäre, solange kein zusätzliches H_2O durch Dehydrationsreaktionen zugeführt wird. Es scheint jedoch eher wahrscheinlich, dass ein Grossteil der Nebengesteine nicht versenkt und erst während der Deckenbildung (D_1) unter allenfalls leicht erhöhten Drücken um 13 kbar mit den basisch-ultrabasischen Linsen verschuppt worden ist. Zur Lösung dieses Dilemmas wären einerseits detailliertere Kenntnisse zum Schmelzverhalten von Metapeliten unter hohen Drücken erforderlich, und andererseits müsste die Wasseraktivität während der eklogitfaziellen Metamorphose in den Gneisen bestimmt werden können.

5.6.5 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Gegenüber den Basika und Ultrabasika lassen sich in den umliegenden (semi-)pelitischen Gneisen und Schiefen, abgesehen von spärlich in unmittelbarer Umgebung zu den Linsengesteinen auftretenden Amphibol-Plagioklas-Symplektiten nach allfälligem Omphazit, Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Koronas und -Pseudomorphosen nach Phengit sowie selten leicht erhöhten Si-Gehalten in Hellglimmer (13–15 kbar bei ca. 650 °C, Fig. 5.28a), ausschliesslich Mineralassoziationen der mittleren bis oberen Amphibolitfazies finden.

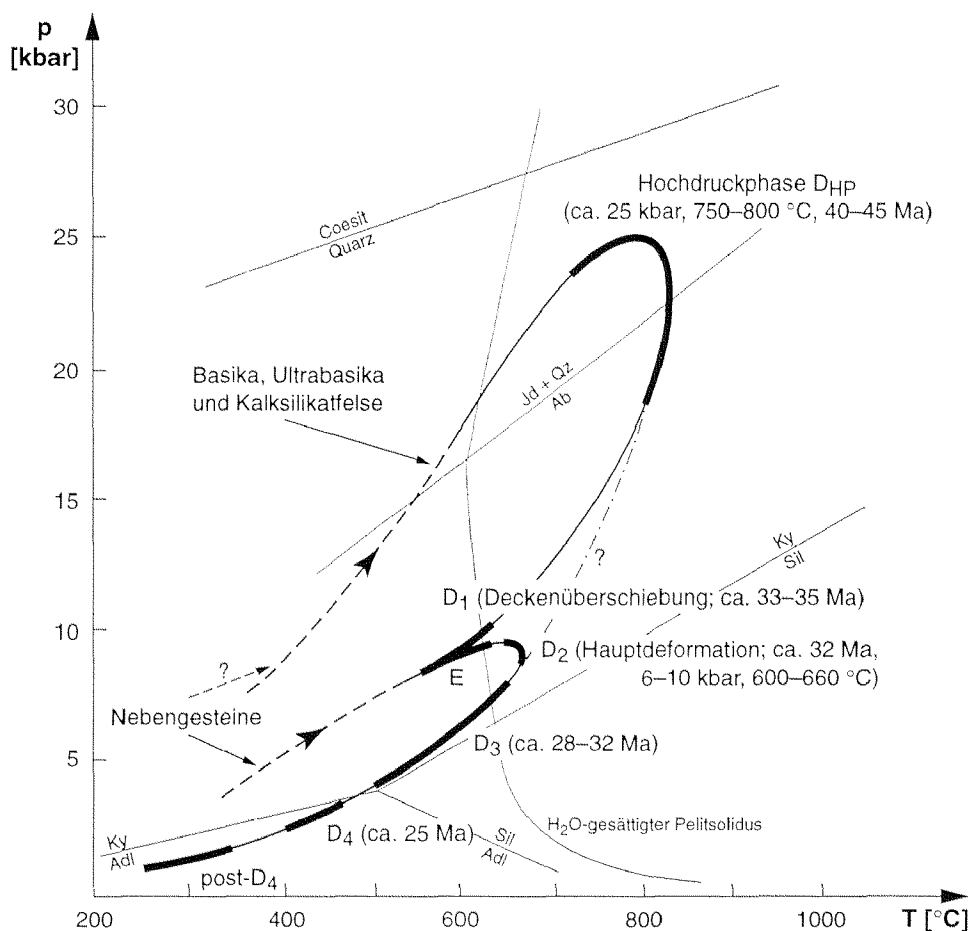
Thermobarometrische Untersuchungen an Mineraleinschlüssen in Granat-Porphyroklasten und Matrixparagenesen in Metapeliten ergeben Drücke von 6–8 kbar und Temperaturen von 600–660 °C (GROND et al., 1995). Die kontinuierliche Zonierung von Granat (Fig. 5.27a) sowie die drei eingeschlossenen Hellglimmerspezies weisen auf ein einphasiges, progrades Granatwachstum unter amphibolitfaziellen Bedingungen hin (TRACY, 1982). Die in Granat-Knotenschiefern enthaltene invariante Paragenese Disthen–Zoisit–Quarz–Anorthit–Margarit ist bei rund 8.8 kbar und 650 °C entstanden (CONNOLLY, 1990; HOLLAND & POWELL, 1990, rev. 1994); die ebenfalls vorkommende Paragenese Disthen–Zoisit–Quarz wäre bis zu eklogitfaziellen Bedingungen stabil (Fig. 5.28b).

Ausser den verbreitet vorkommenden Feldspat-Quarz-Augen und -Flasern, die eventuell stark gestreckten Leukosomen entsprechen können, zeigen die Gneise und Schiefer keine Anzeichen einer partiellen Aufschmelzung, was als Argument gegen eine Hochdruckphase gewertet werden kann. Weder die Absenz von Hochdruckrelikten (HEINRICH, 1982, 1983) noch das Fehlen von partieller Schmelzbildung oder Migmatisierung (Fig. 5.29) stellt jedoch einen sicheren Beweis für die Nichtexistenz einer Hochdruckmetamorphose in den Nebengesteinen dar. Solange die $a_{\text{H}_2\text{O}}$ nicht infolge von externer H_2O -Zufuhr erhöht wird, bilden sich in den Glimmerschiefern höchstens geringe Schmelzmengen. Allerdings wäre zu erwarten, dass die prograd durch Dehydrationsreaktionen in den benachbarten basischen und insbesondere ultrabasischen Gesteinen sowie retrograd in den Nebengesteinen selber freigesetzte H_2O -Menge zumindest lokal zu einer partiellen Aufschmelzung der Metapelite hätte führen müssen. Aus diesem Grund ist anzunehmen, dass nur ein kleiner Teil der Nebengesteine zusammen mit der ozeanischen Suite subduziert wurde, die grössere Masse dagegen erst während D_1 mit letzteren zusammengebracht worden ist. Eine wirklich sichere Aussage zur Frage nach einer Hochdruckphase in den Nebengesteinen ist jedoch nach wie vor nicht möglich und bedarf weiterer, vor allem experimenteller Untersuchungen zum Verhalten von pelitischen Gesteinen unter eklogitfaziellen Bedingungen.

5.7 Ein *p-T-D*-Modell für die nördliche Cima Lunga-Einheit

Aus den mikrostrukturellen und petrographischen Beobachtungen an den einzelnen lithologischen Einheiten und den ermittelten unvereinbaren *p-T*-Bedingungen für die basisch-ultrabasischen Linsen und die Nebengesteine liessen sich, in Kombination mit der in Kapitel 3 behandelten Deformationsabfolge, mehrere qualitative *p-T-D*-Entwicklungsmodelle für die nördliche Cima Lunga-Einheit ableiten (Diskussion verschiedener Szenarios bei GROND, 1994). Der am zutreffendsten erscheinende *p-T-D*-Pfad ist in Figur 5.30 schematisch dargestellt, modifiziert nach GROND et al. (1995). Ein ähnliches Modell, jedoch mit markant höheren Druck- und Temperaturwerten, hat GEBAUER (1996) für den Granatperidotit von Alpe Arami und dessen Begleitgesteine vorgeschlagen.

Südgerichtete Subduktion der Adula-Cima Lunga-Einheit (HEINRICH, 1983, 1986) führt zur Verschuppung verschiedenster Gesteinstypen in einer schmalen Zone zwischen abtauchender Platte und Hangingwall (Bildung einer «lithosphärischen *Mélange*», TROMMSDORFF, 1990) und kulminiert im Eozän (40–45 Ma; BECKER, 1993; GEBAUER, 1996) unter eklogitfaziellen Metamorphosebedingungen von rund 20–25 kbar und 750–800 °C. Relikte dieser Hochdruckphase D_{HP} lassen sich hauptsächlich in den basischen und ultrabasischen



Figur 5.30: Schematischer p - T - D -Pfad für die verschiedenen Gesteine der nördlichen Cima Lunga-Einheit, basierend auf strukturellen und petrographischen Beobachtungen sowie Geothermo- und -barometriedaten (vgl. Fig. 5.15, 5.21, 5.28 und 5.29) (modifiziert nach GROND et al., 1995). Die Altersangaben basieren auf BECKER (1993) und GEBAUER (1996). Die Basika/Ultrabasika und die Nebengesteine werden prä- bis spätestens syn- D_1 (Deckenbildung) miteinander verschuppt (E = Einschuppung), die nachfolgende Entwicklung (D_2 bis post- D_4) unter amphibolit- bis grünschieferfaziellen Bedingungen ist allen Gesteinen gemeinsam. Die Hochdruckmetamorphose der Basika, Ultrabasika und Metaophikarbonate erfolgte vor der Verschuppung. Eine Hochdruckgeschichte in den Nebengesteinen ist zwar eher unwahrscheinlich, aber nicht ausgeschlossen (strichpunktierter Weg). Der Höhepunkt der amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose ist syn- bis post- D_2 erreicht worden.

Linsen und den mit diesen assoziierten Kalksilikatfelsen (Metaophikarbonate) nachweisen und belegen eine Hochdruckgeschichte für die gesamte ozeanische Abfolge von Cima di Gagnone. Die umliegenden Gneise und Glimmerschiefer enthalten dagegen fast ausschliesslich amphibolitfazielle Mineralparagenesen und sind nach HEINRICH (1982) retrograd mehr oder weniger vollständig reequilibriert, falls sie überhaupt jemals subduziert worden sind.

Die prograde Entwicklung (Fig. 5.30) ist besonders in den partiell serpentinierten ultrabasischen Gesteinen (vgl. Kapitel 4.2), aber auch in Metabasika und Metaophikarbonaten durch Entwässerungsreaktionen geprägt und in Metaperidotiten über das Talk-Stabilitätsfeld ($p \leq 22$ kbar bei ca. 720 °C, ULMER & TROMMSDORFF, 1995) verlaufen. Granat-peridotit kann nur von wenigen Aufschlüssen sicher belegt werden (z.B. Mg 160, Mg 304; EVANS & TROMMSDORFF, 1978); ansonsten ist Chlorit zusammen mit Olivin, Enstatit, allenfalls Diopsid oder Tremolit und Magnetit unter Hochdruckbedingungen stabil geblieben. Die Stabilisierung von Granat in Metaperidotiten wird dabei sowohl von der Gesteins-

zusammensetzung und dem Grad der ehemaligen Serpentinisierung als auch von der Menge und der Verteilung H_2O -haltiger Mineralphasen wie Amphibol und Chlorit bestimmt.

Die durch den prograden Zerfall H_2O -haltiger Phasen wie Antigorit, Talk und Amphibol in Metaultramafititen, Metabasika und Metakarbonaten freigesetzte, relativ grosse H_2O -Menge müsste in den umliegenden (semi-)pelitischen Gneisen und Glimmerschiefern im Laufe der Subduktion zumindest stellenweise zu partieller Aufschmelzung geführt haben, sofern diese Gesteine damals schon benachbart waren. Abgesehen von möglicherweise wenigen, stark gestreckten Leukosomen lassen sich in den Nebengesteinen jedoch keine Anzeichen einer Schmelzbildung beobachten. Entweder hat das verfügbare Wasser demzufolge trotzdem nicht ausgereicht und die Wasseraktivität a_{H_2O} ist generell eher tief geblieben (vgl. Fig. 5.29), oder die Nebengesteine sind nicht subduziert worden. In letzterem Fall weisen die Gneise und Schiefer, wie in Figur 5.30 dargestellt, eine unabhängige *p-T*-Entwicklung bis zur Einschuppung der basisch-ultrabasischen Linsen während D_1 auf, ein Szenario, das hier bevorzugt wird.

Zur anschliessenden Exhumation der Hochdruckgesteine liegen kaum Daten vor. Sie kann von Dehydration der teilweise subduzierten Gneise und gleichzeitiger Hydratation der basischen und ultrabasischen Gesteine (HEINRICH, 1982) begleitet gewesen sein und endet mit der «leontinischen» Regionalmetamorphose (600–660 °C, 6–9 kbar). Die damit einhergehenden Deformationsphasen D_1 bis D_4 laufen allesamt unter amphibolit- bis grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen ab (Fig. 5.30) und sind sowohl allen Lithologien der Cima Lunga-Einheit wie auch jenen der über- und unterliegenden Decken gemeinsam (siehe Diskussion und Korrelation in Kapitel 3.5). Die eklogitfaziellen basischen und ultrabasischen Gesteinsserien müssen somit spätestens während der Überschiebung der Cima Lunga auf die Simano-Decke (D_1) im Bereich der Deckengrenze in die Nebengesteine eingeschuppt worden sein (E in Fig. 5.30). Die weitere Entwicklung ab D_1 hin zur ersten deckenüberprägenden Deformationsphase D_2 findet bei allenfalls leicht prograder amphibolitfazieller Metamorphose statt (GROND et al., 1995). Diese erreicht syn- bis post- D_2 um 32 Ma ihren Höchststand, wobei die felsischen Gesteine um den Granatperidotit von Alpe Arami migmatisiert werden (GEBAUER, 1996). Die anschliessende Hebung und Abkühlung des Deckenstapels findet während D_3 und D_4 unter retrograden, amphibolit- bis grünschieferfaziellen Bedingungen statt (vgl. z.B. HURFORD, 1986; VANCE & O'NIONS, 1992). Dabei tritt nach GEBAUER (1996) in der südlichen Steilzone um 25 Ma eine zweite Metamorphosespitze auf, was sich in der nördlichen Cima Lunga-Einheit jedoch nicht bestätigen lässt.

Der in Figur 5.30 vorgeschlagene *p-T-D*-Pfad sieht vor der deckenbildenden Phase D_1 eine unabhängige Entwicklungsgeschichte für die basisch-ultrabasischen Linsen und mit diesen assoziierte Metaophikarbonate und für die umliegenden Gneise vor, schliesst jedoch eine gemeinsame *p-T*-Evolution vor D_1 nicht a priori aus (strichpunktierter Verlauf des *p-T*-Weges in Fig. 5.30). Mit diesen zwei unterschiedlichen *p-T*-loops lassen sich die folgenden Beobachtungen erklären: (1) das weitgehende Fehlen von Hochdruckrelikten oder sonstigen Hinweisen auf eine Hochdruckphase in den Nebengesteinen. (2) Da die eklogitfaziellen Linsengesteine während der Deckenbildung entlang der Deckengrenze in die Nebengesteine eingeschuppt werden, konzentrieren sie sich vorwiegend auf ein strukturelles Niveau. (3) Ab D_1 weisen Linsen- und Nebengesteine eine gemeinsame Deformations- und Metamorphosegeschichte auf, die auch auf die angrenzenden zentralalpinen Deckeneinheiten zutrifft. (4) Sowohl die Zonierung von Granat als auch die in diesem

eingeschlossenen Mineralparagenesen weisen auf eine einphasige prograde Entwicklung der Gneise unter amphibolitfaziellen Bedingungen hin. Beide hätten eine Hochdruckphase wahrscheinlich nicht unbeschadet überstanden.

Für verschiedene Gebiete der tektonisch äquivalenten Adula-Decke sind kürzlich ebenfalls p–T–D-Entwicklungsmodelle vorgeschlagen worden, die teilweise jedoch zu deutlich höheren Drücken verlaufen (z.B. Vals, nördliche Adula: LÖW, 1987; Trescolmen, mittlere Adula: MEYRE & PUSCHNIG, 1993; PARTZSCH, 1996; PARTZSCH et al., in prep.; MEYRE et al., 1997). Im Unterschied zur Cima Lunga-Einheit sehen diese jedoch allesamt einen einfachen p–T-loop und damit eine gemeinsame metamorphe Geschichte für Eklogite und umgebende Metapelite vor (entsprechend dem strichpunktierten Pfadverlauf in Fig. 5.30). Zudem postulieren PARTZSCH et al. (in prep.) für den oberen und den unteren Bereich der Adula-Decke eine unterschiedliche p–T-Entwicklung im Uhrzeiger- respektive im Gegenuhrzeigersinn, wobei nur die obere Teildecke eine Hochdruckphase durchlaufen hat. Beide Teildecken werden erst während oder gar nach der Deckenüberschiebung in den Zentralalpen zusammengefügt (Zapport- oder Leis-Phase, Löw, 1987). Paläogeographisch würden beide dem südlichen Kontinentalrand von Europa entsprechen (FROITZHEIM et al., 1996; SCHMID et al., 1996, 1997), wobei der obere Teil etwas weiter südlich als der untere gelegen wäre. Nach diesem Modell müsste die Cima Lunga-Einheit als Ganzes der oberen Adula-Teildecke gleichkommen, während der untere Bereich fehlen würde. Nach den strukturellen Untersuchungen in der Cima Lunga-Einheit und der unterliegenden Simano-Decke scheint dieses Modell jedoch kaum zutreffend zu sein (vgl. Diskussion in Kapitel 3.5, Seite 70).

Kapitel 6

Synthese – Die tektono-metamorphe Entstehungsgeschichte der nördlichen Cima Lunga-Einheit

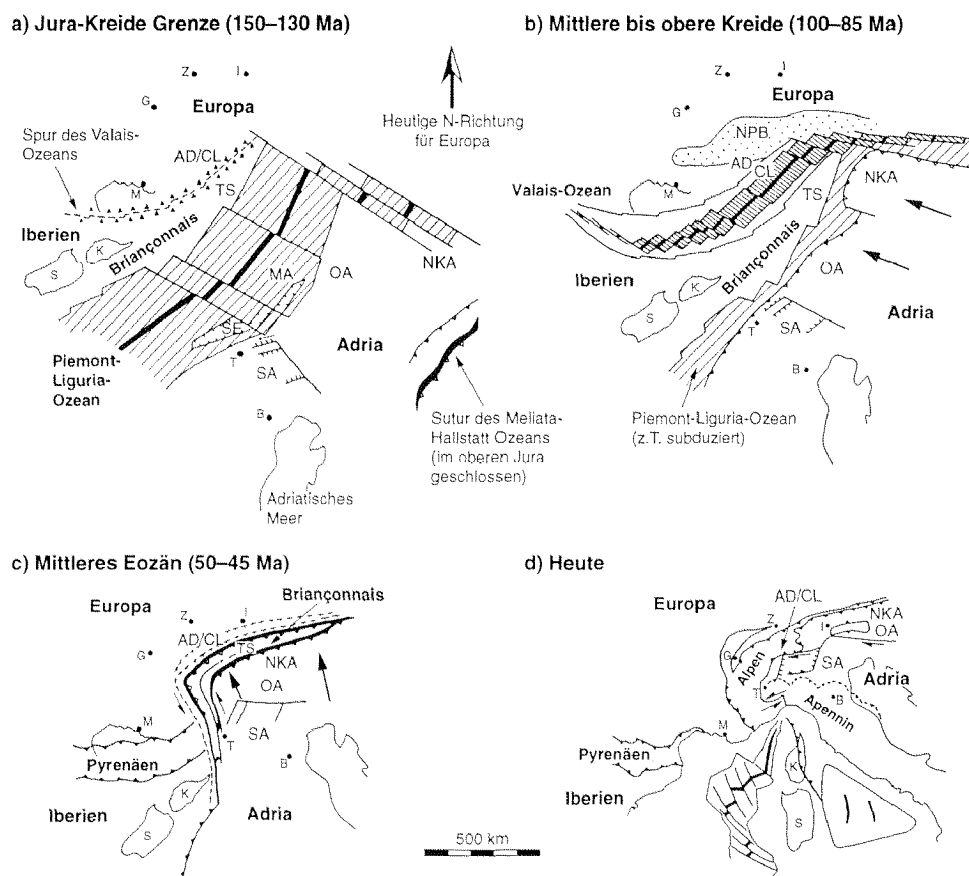
6.1 Einleitung

Ziel dieses Kapitels ist es, eine mögliche tektono-metamorphe Entstehungsgeschichte für die Adula-Cima Lunga-Einheit und die angrenzenden zentralalpinen Decken aufzuzeigen. Dabei soll versucht werden, die in den vorangehenden Kapiteln dieser Arbeit ausführlich dargelegten Beobachtungen und Evidenzen aus der nördlichen Cima Lunga-Einheit in kürzlich vorgeschlagene tektonische Entstehungsmodelle für den penninisch-unterostalpinen Raum im allgemeinen (v.a. STAMPFLI, 1993, 1994; FROITZHEIM et al., 1996; SCHMID et al., 1996, 1997) und die Adula-Cima Lunga-Einheit im speziellen (z.B. PARTZSCH, 1996) zu integrieren.

Figur 6.1 zeigt ein palinspastisches Schema der Alpen und angrenzender Gebiete zu vier unterschiedlichen Zeiten vom Mesozoikum bis heute, basierend hauptsächlich auf einem neuen Vorschlag von STAMPFLI (1993), welcher auf einem älteren, recht ähnlichen Modell von FRISCH (1979) aufbaut. Dieses Modell gibt die jeweils ablaufenden grossräumigen Prozesse zwischen dem adriatischen Kontinent im Süden und Europa im Norden gut wieder. Die nachfolgende Diskussion gliedert sich in zwei Teile: der erste Teil (Kapitel 6.2) befasst sich mit mesozoischen Extensionsprozessen und der damit einhergehenden Öffnung des grösseren süd penninischen Piemont-Liguria-Ozeans einerseits sowie des kleineren nord penninischen Valais-Troges andererseits (Fig. 6.1a/b, 6.2). Dabei soll die am ehesten zutreffende paläogeographische Herkunft der reliktschen ozeanischen Abfolge in der nördlichen Cima Lunga-Einheit diskutiert werden. Der zweite Teil (Kapitel 6.3) behandelt die Entwicklung im penninischen Raum während der tertiären Konvergenz und der anschliessenden Kontinentkollision und demonstriert, wie die Adula-Cima Lunga-Einheit in ihre heutige Position innerhalb des penninischen Deckenstapels gelangt ist (Fig. 6.1c/d, 6.3).

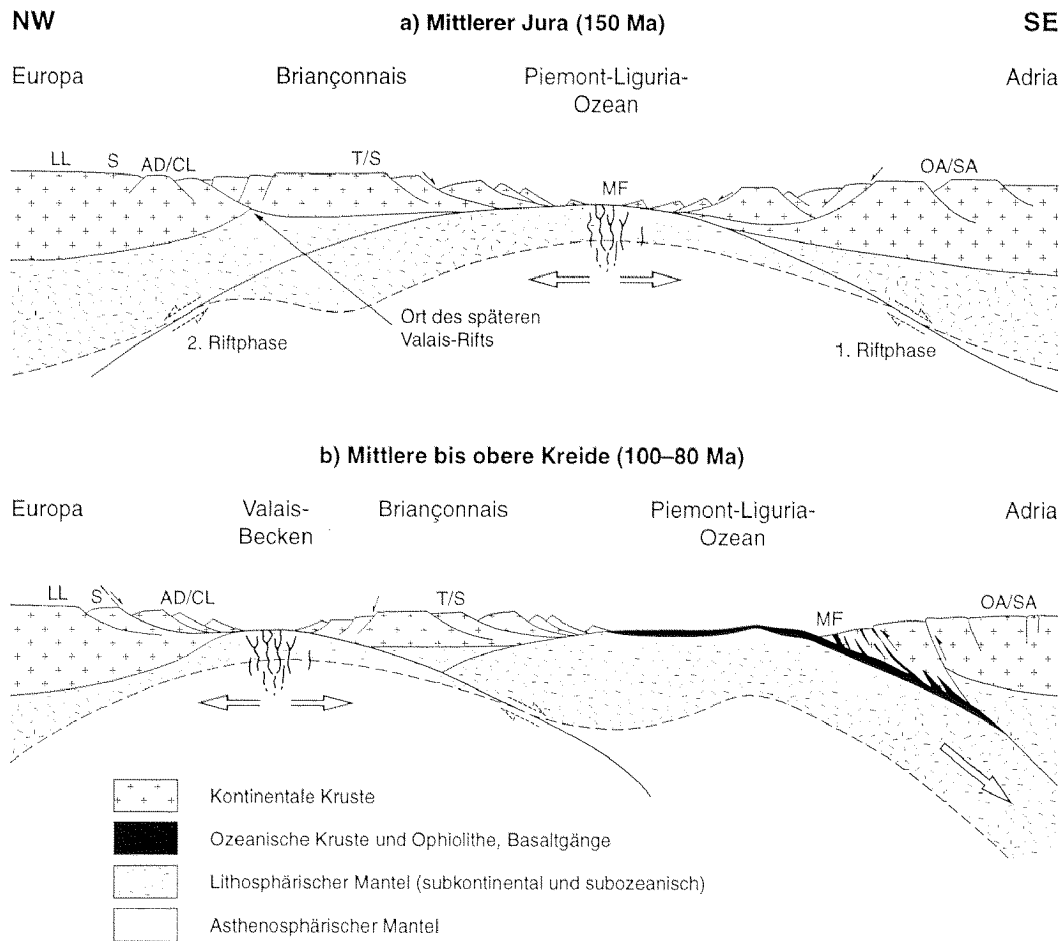
6.2 Relikte des kretazischen Valais-Ozeans in der Cima Lunga-Einheit

Nach den paläogeographischen Rekonstruktionen in Figur 6.1a und b (aus SCHMID et al., 1997; nach STAMPFLI, 1993) sind im Jura und in der Kreide zwischen dem europäischen und dem adriatischen Kontinent ozeanische Becken aufgebrochen und aktiv gewesen («Multi-Ozean-Konzept» von PLATT, 1986). Zwischen diesen beiden Ozeantrögen hat in der Kreide ein Sporn ausgedünnter kontinentaler Lithosphäre, der Briançonnais-Mikrokontinent, existiert, der neben dem Briançonnais ss. auch Iberien, Sardinien und Korsika umfasst hat.



Figur 6.1: Paläogeographisches Modell des alpinen Raumes und angrenzender Gebiete, rekonstruiert für vier verschiedene Zeiträume vom Mesozoikum bis heute (modifiziert nach DER COURT et al., 1986; STAMPFLI, 1993 und SCHMID et al., 1997). Abkürzungen für geologische Einheiten: AD/CL: Adula-Cima Lunga-Einheit; MA: Margna-Decke; NKA: nördliche Kalkalpen; NPB: nordpenninische Bündnerschiefer; OA: Ostalpen; SA: Südalpen; SE: Sesia-Zone; TS: Tambo- und Suretta-Decken; geographische Referenzen: B: Bologna; K: Korsika; G: Genf; I: Innsbruck; M: Marseille; S: Sardinien; T: Turin; Z: Zürich. a) Jura-Kreide-Grenze: Öffnung des Piemont-Liguria-Ozeans und erste Riftprozesse entlang des später zwischen Europa und dem Briançonnais aufbrechenden Valais-Beckens (gestrichelte Linie). b) Mittlere bis obere Kreide: Öffnung des Valais-Ozeanbeckens und gleichzeitig aktive Subduktion des Piemont-Liguria-Ozeans unter den Nordrand des adriatischen Subkontinents. c) Mittleres Eozän: Schließung des Valais-Beckens und einsetzende Kontinentkollision zwischen Adria und Europa. Abtrennung des Briançonnais von Iberien (inkl. Korsika und Sardinien) infolge sinistraler Blattverschiebung in den Westalpen. d) Heutige Situation, resultierend aus dextraler Transpression und W-gerichteter Verzahnung der «Insubrischen» Platte während dem Neogen (vgl. SCHMID et al., 1997).

Das ältere, intern gelegene, piemontesisch-ligurische Ozeanbecken öffnet sich im frühen bis mittleren Jura entlang des adriatischen Kontinents, wobei das Briançonnais vorerst den passiven Kontinentalrand des europäischen Blockes bildet und mit diesem verbunden bleibt (Fig. 6.1a, 6.2a). Für das Aufreißen dieses Ozeanbeckens ist verschiedentlich ein zweiphasiges Riftmodell vorgeschlagen worden (z.B. EBERLI, 1988; FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; HERMANN & MÜNTENER, 1996; Diskussion in HERMANN, 1997; MÜNTENER, 1997). Während der ersten Phase werden Mantelgesteine nahe an die Oberfläche gehoben und die kontinentale Kruste stark ausgedünnt und zerbrochen. Nach FROITZHEIM & MANATSCHAL (1996) ist diese Phase hauptsächlich durch reine Scherung («pure shear») kontrolliert, wobei die untere Kruste duktil gestreckt wird. Neuere Untersuchungen im Malenco-Gebiet (HERMANN & MÜNTENER, 1996) haben jedoch gezeigt, dass die Krustenausdünnung und die Hebung des subkontinentalen Mantels entlang einer tiefreichenden, ostfallenden



Figur 6.2: Schematische, nicht massstabstreue, paläogeographische Profile über den Alpenraum, modifiziert nach STAMPLI (1993) und HERMANN & MÜNTENER (1996). Die gestrichelten Relativpfeile verdeutlichen den früheren Bewegungssinn entlang der grossräumigen Abschiebungen («simple shear»-Modell, in diesen Stadien inaktiv), die zur Krustenausdünnung und schliesslich zur Freilegung des oberen Erdmantels am Ozeanboden geführt haben. Prä-, syn- und post-Rift-Sedimente sind nicht dargestellt. a) Situation im mittleren Jura, nach der Öffnung des Piemont-Liguria-Ozeans zwischen dem adriatischen und dem europäischen Kontinent. Das Briançonnais ist noch fest mit Europa verbunden. Der Ort des späteren Valais-Riftings ist symbolisch angedeutet. b) Situation in der oberen Kreide (100–80 Ma), nach dem Aufbrechen des Valais-Beckens. Das Briançonnais bildet nun einen Mikrokontinent zwischen Europa und Adria/Afrika. Erste Konvergenz entlang dem Südrand des Piemont-Liguria-Ozeans resultiert in südgerichteter Subduktion von ozeanischer Lithosphäre unter den adriatischen Kontinentalrand. Abkürzungen: AD/CL: Adula-Cima Lunga-Einheit; LL: Leventina-Lucomagno-Decke; MF: Malenco-Forno-Einheit; OA: Ostalpen; SA: Südalpen; S: Simano-Decke; T/S: Tambo- und Suretta-Decken.

Normalverwerfung erfolgt und durch einfache Scherung («simple shear») dominiert gewesen ist. Die zweite Phase resultiert in der teilweise vollständigen Elimination der kontinentalen Unterkruste und der Exhumation von subkontinentalem Mantel an einer flach nach Westen einfallenden Abschiebung (vgl. schematisches Profil in Fig. 6.2a).

Riftingprozesse im Bereich des Valais-Beckens setzen erst später, etwa im oberen Jura und der unteren Kreide, zwischen dem Briançonnais und Europa ein, wie erste Brekzienablagerungen in der Falknis-Decke (GRUNER, 1981) und den Schamser Decken (SCHMID et al., 1990; RÜCK, 1995) belegen. In der Kreide beginnt sich der Briançonnais-Block vom europäischen Kontinent zu lösen, was zur eigentlichen Öffnung des nordpenninischen Valais-Ozeans führt und teilweise von der Schliessung des piemontesisch-ligurischen Ozeans begleitet ist, welche etwa gleichzeitig entlang von dessen Südrand einsetzt (Fig.

6.1b, 6.2b). Der Übergang von Rifting zu Drifting sowie das vorwiegend kretazische Alter des Valais-Beckens wird durch Arbeiten in den nordpenninischen Bündnerschiefern (STEINMANN, 1994) und am Nordende des Briançonnais in Graubünden (FLORINETH & FROITZHEIM, 1994) bestätigt. Nach der Rekonstruktion von STAMPFLI (1993) (Fig. 6.1b) steht der nordpenninische Valais-Ozean gegen Westen in direkter Relation zu der Öffnung des Golfs von Biskaya und des Nordatlantiks sowie zu sinistralen Transtensionsbewegungen in den Pyrenäen, während er sich im Osten mit dem piemontesisch-ligurischen Becken zu einem einzigen Ozean vereint (LAUBSCHER & BERNOULLI, 1982; FROITZHEIM et al., 1996).

Der Valais-Trog ist heute im Osten der Zentralalpen (in Graubünden) durch grössere Vorkommen von nordpenninischen Bündnerschiefern vertreten (STEINMANN, 1994). Weiter findet sich die Suture des Valais-Beckens in der Misoxer Zone zwischen der unterliegenden Adula- und der überliegenden Tambo-Decke (SCHMID et al., 1990) und verläuft in recht komplexer Weise zwischen den penninischen Gneisdecken des Lepontins bis in die Valais-Zone im Westen (Tafel 1 bei FROITZHEIM et al., 1996). Vom oberen Rhonetal lässt sie sich nach Südwesten noch bis ins Val d'Isère verfolgen, wo sie aus bisher ungeklärten Gründen zwischen Briançonnais-Einheiten und externen Massiven der europäischen Kruste auskeilt (Diskussion in SCHMID et al., 1997). Die Adula-Cima Lunga-Deckeinheit befindet sich tektonisch unterhalb der Misoxer Zone und muss nach diesem Modell zum südlichsten Rand des europäischen Kontinents gezählt werden (Fig. 6.1, 6.2). Die überliegenden Tambo-, Suretta- und Schamser Decken stellen Reste des Briançonnais-Mikrokontinentes dar, die unterliegenden Simano-, Antigorio- und Leventina-Lucomagno-Deckeinheiten entsprechen externeren Bereichen des ehemaligen Südrandes von Europa. Die paläogeographische Stellung der Adula-Cima Lunga-Einheit nördlich des Valais-Beckens hat grundlegende Konsequenzen für das Alter der Hochdruckmetamorphose (vgl. Kapitel 3.5.1). Ein tertiäres Alter erscheint einiges wahrscheinlicher als ein kretazisches (bei HUNZIKER et al., 1989, 1992), da der Valais-Trog erst im Eozän ganz geschlossen worden ist, wie jüngste Flyschablagerungen in den nordpenninischen Bündnerschiefern beweisen (Fig. 6.3a; z.B. EIERMANN, 1988; STEINMANN, 1994).

Nach der Retrodeformation der alpinen Strukturen kommen die Relikte einer ozeanischen Abfolge in der Cima di Gagnone-Region am ehesten auf dem Cima Lunga-Basements zu liegen und können demnach Resten des Valais-Ozeanbodens entsprechen. Die Suture des Valais-Beckens würde somit in den Zentralalpen nicht wie von FROITZHEIM et al. (1996) vorgeschlagen nördlich der Insubrischen Linie (etwa in der Bellinzona-Dascio-Zone), sondern entlang der Deckengrenze zwischen Cima Lunga-Einheit und der überliegenden Decke (Maggia-Decke (?), ev. äquivalent zur Tambo-Decke) verlaufen. Ein Übergang zwischen kontinentaler Kruste des Briançonnais und ozeanischer Kruste des Valais-Beckens ist auch aus der Tasna-Decke (Graubünden; FLORINETH & FROITZHEIM, 1994) beschrieben worden, wobei wie in der Cima Lunga-Einheit (vgl. Kapitel 4.2 und 4.5) eine Exhumation von subkontinentalem Mantel nachgewiesen werden konnte (Piz Nair-Serpentinit). Der zwischen der Adula- und der Tambo-Decke eingekeilte Chiavenna-Ultramafitkörper könnte ebenfalls zum früheren Valais-Trog gehört haben (TALERICO, in prep.) und einen weiteren Beleg für eine Denudation von ultramafischen Gesteinen am Boden des Valais-Ozeans darstellen. Kleinere Serpentinitvorkommen sind weiter aus den nordpenninischen Bündnerschiefern (z.B. STEINMANN, 1994) bekannt. Diese Beobachtungen zeigen, dass (i) das Valais-Becken tatsächlich zumindest teilweise aus unvollständiger ozeanischer Kruste bestanden hat; (ii) subkontinentaler Mantel über Extensionsbrüche exhumiert worden ist;

und (iii) der europäische Kontinent im Bereich des Valais-Ozeans etwa in der frühen Kreide aufgebrochen ist (FROITZHEIM et al., 1996; SCHMID et al., 1996, 1997).

Auf die Öffnung des Valais-Ozeans dürfte ein Riftmodell im Sinne von WERNICKE (1985) oder LISTER et al. (1986) zutreffen, welches eine asymmetrische einfache Scherung («simple shear»-Modell) entlang einer grossräumigen, flach einfallenden Normalverwerfung («low-angle normal fault») impliziert. Auf diese Weise kann einerseits ein Grossteil der kontinentalen Kruste ausgedünnt oder eliminiert und zugleich subkontinentaler Mantel exhumiert werden (Fig. 6.2 und Fig. 4.31, Kapitel 4.5.4). Analoge Modelle wurden schon mehrfach für die Entstehung des piemontesisch-ligurischen Ozeanbeckens oder des Valais-Troges vorgeschlagen (z.B. LEMOINE et al., 1987; VISSERS et al., 1991; HOOGERDUIN-STRATING et al., 1993; TROMMSDORFF et al., 1993; STAMPFLI, 1993; HERMANN & MÜNTENER, 1996) und anhand rezenter passiver Kontinentalränder bestätigt (z.B. BOILLOT et al., 1987, 1995a; VOGGENREITER et al., 1988). Allerdings ist noch umstritten, ob diese Verwerfung unter den südlichen Kontinentalrand von Europa (z.B. FLORINETH & FROITZHEIM, 1994) oder unter den nördlichen Rand des Briançonnais-Blockes (z.B. STAMPFLI, 1993; SCHMID et al., 1997) abtaucht. Da sich in der Cima Lunga-Einheit weder Hinweise auf das eine noch das andere Modell finden lassen, ist die Geometrie in Figur 6.2b hypothetisch und beruht auf dem Modell von STAMPFLI (1993). Nach diesem Modell würde das Briançonnais sowohl während der zweiten Riftphase des Piemont-Liguria-Ozeans als auch bei der Öffnung des Valais-Troges einem «upper plate margin» (LISTER et al., 1986) entsprechen. Damit liesse sich ein grosser Teil des Krustenmaterials der Briançonnais-Schwelle (v.a. Unterkruste), das heute fehlt und hätte subduziert werden müssen (z.B. Unterlage der Schamser- und Falknis-Sulzfluh-Sedimentdecken), schon primär während der Riftingphasen entfernen (siehe Diskussion und Fig. 14-8 in SCHMID et al., 1997).

Obschon in der vorliegenden Arbeit das oben behandelte Modell zur Herkunft der heute in der Cima Lunga-Einheit reliktsch erhaltenen ozeanischen Suite vorgezogen wird, bleibt dennoch zu bedenken, dass diese ozeanische Abfolge nicht zwingend bei der Öffnung des mesozoischen Tethys-Ozeans entstanden sein muss. Sie könnte auch ein Überbleibsel eines viel älteren Ozeanbeckens darstellen, das in präherzynischer Zeit aufgebrochen ist. Während der anschliessenden herzynischen Orogenese wären diese Ophiolithe dann bereits mit den Nebengesteinen verschuppt worden. In diesem Falle hätte die alpine Gebirgsbildung beide lithologischen Einheiten zusammen überprägt, womit Gneise und Linsen dieselbe alpine Deformations- und Metamorphosegeschichte aufweisen müssten. Dieses Entwicklungsszenario ist jedoch eher wenig wahrscheinlich, da einerseits die basischen und ultrabasischen Linsen keine Hinweise auf eine herzynische Deformation oder Metamorphose zu erkennen geben und sich andererseits in den Gneisen und Schiefen keine alpinen Hochdruckrelikte finden lassen. Demgegenüber zeigen sich zahlreiche Evidenzen für eine Exhumation der Mantelgesteine am Ozeanboden und die gleichzeitige Bildung einer unvollständigen ozeanischen Abfolge (siehe Kapitel 4.5.3) unmittelbar vor der alpinen Orogenese. Dafür kommt nur der Tethys-Ozean, am ehesten das kleinere Valais-Becken, in Frage. Verschiedene Datierungen ergeben ausserdem ein klar eozänes Alter (40–45 Ma, BECKER, 1993; GEBAUER, 1996) für die Hochdruckmetamorphose in der Cima Lunga-Einheit.

6.3 Alpine Orogenese – Bildung des penninischen Deckenstapels

In der folgenden Diskussion zur tertiären Konvergenz- und Kollisionsgeschichte werden die Adula-Decke und der Cima Lunga-Lappen soweit wie möglich als eine Einheit betrachtet. Die verschiedenen Stadien in der Entwicklung des penninischen Deckenstapels sind in Figur 6.3 dargestellt und basieren hauptsächlich auf den Arbeiten von SCHMID et al. (1990, 1996, 1997) und FROITZHEIM et al. (1996) (siehe dort für eine eingehendere Besprechung). Die vorangehende kretazische Orogenese ist in den Zentralalpen von eher untergeordneter Bedeutung.

6.3.1 Kretazische Orogenese

Die alpine Orogenese setzt in den ostalpinen und südpenninischen Einheiten (Arosa, Platta, Malenco-Forno-Lizun, Margna: z.B. LINIGER & NIEVERGELT, 1990; SPILLMANN, 1993) teilweise bereits in der mittleren Kreide ein. W- bis WNW-gerichtete Imbrikation und Überschiebung innerhalb des adriatischen Kontinentalblocks führt während der mittleren bis oberen Kreide (100–80 Ma) zur Bildung des ostalpinen Deckengebäudes (Trupchun-Phase, FROITZHEIM et al., 1994), etwa gleichzeitig zu E-gerichteter «Subduktion» der südpenninischen Einheiten unter den adriatischen Kontinentalrand (Fig. 6.1b, 6.2b) in Zusammenhang mit der Schliessung des Piemont-Liguria-Ozeans. Von Ost nach West abnehmende Alter in den zentralen und oberen ostalpinen Decken belegen eine W-gerichtete Migration der Trupchun-Phase (FROITZHEIM et al., 1994, 1996; SCHMID et al., 1996). Dies resultiert aus einer Kontinentkollision entlang des früheren Meliata-Hallstatt-Ozeans (angedeutet in Fig. 6.1a) in der frühen Kreide, gefolgt von einer westwärts, in die ostalpinen Einheiten hinein propagierenden Überschiebungsfrent in der mittleren bis oberen Kreide (FROITZHEIM et al., 1994, 1996, und Referenzen darin).

Der westwärts migrierende kretazische Orogenesegürtel unterliegt während der folgenden Ducean-Ela-Phase (80–67 Ma, FROITZHEIM et al., 1994) als Folge von gravitativem Kollaps der verdickten Kruste (SCHMID et al., 1996) einer starken ESE–WNW-Extension, die zur Ausdünnung des ostalpinen Deckenstapels führt. Damit einhergehende Exhumation und Abkühlung bewirken, dass sich die ostalpinen Einheiten während der tertiären Orogenese mehrheitlich rigid verhalten und als kompakter orogener Deckel («orogenic lid») entlang einer basalen Überschiebungszone mindestens 75 km nach N über die sich duktil verformenden penninischen Einheiten geschoben werden (vgl. Fig. 6.3; SCHREURS, 1993; SCHMID et al., 1990, 1996).

6.3.2 Frühtertiäre Konvergenz und Subduktion – Schliessung des Valais-Beckens

Nordgerichtete Konvergenzbewegung und damit einhergehende Subduktion setzt in den Einheiten unterhalb der ostalpinen Decken und der Platta-Arosa-Ophiolithe frühestens im unteren Tertiär ein, wie andauernde Sedimentation im Briançonnais-Bereich (Paläozän in nördlichsten Briançonnais-Einheiten: ALLEMANN, 1957) und in den nordpenninischen Bündnerschiefern (frühes Eozän in Arblatsch- und Prättigau-Flysch: ZIEGLER, 1956; EIERMANN, 1988) belegen. Figur 6.3a zeigt die Situation im frühen Tertiär (ca. 65 Ma) bei beginnender Subduktion des Briançonnais-Mikrokontinents infolge der vollständigen Schliessung des Piemont-Liguria-Ozeans. Dabei kommt es zur Bildung eines Akkretions-

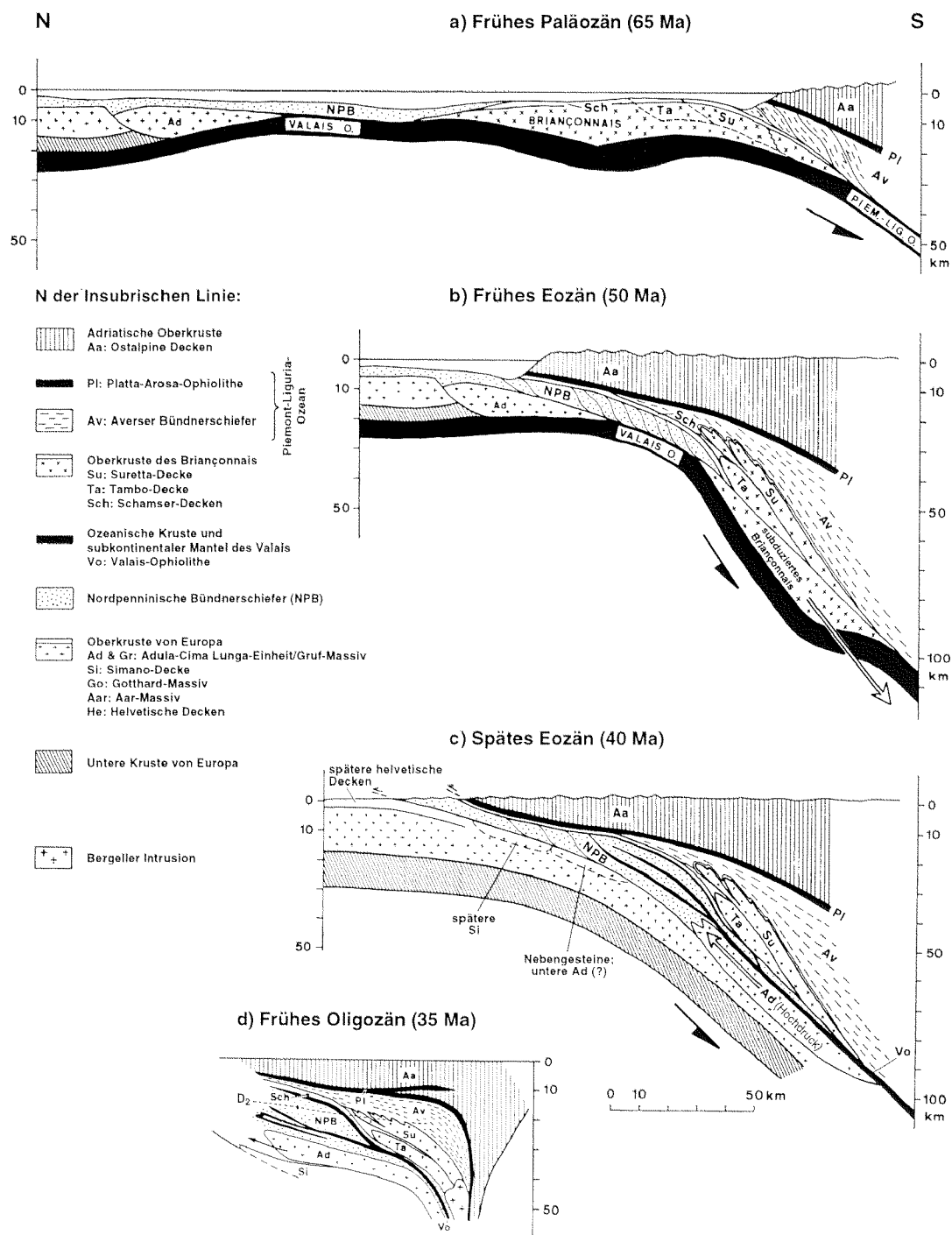
keiles innerhalb der Averser Bündnerschiefer, welcher nachfolgend zusammen mit dem orogenen Deckel über das südliche Briançonnais geschoben wird (SCHMID et al., 1996, 1997). Im Bereich des nördlichen Teils des Briançonnais hält die Flyschablagerung dagegen weiter an.

Fortgesetzter, N–S-orientierter Zusammenschub resultiert in der Versenkung der gesamten Briançonnais-Schwelle sowie eines Grossteils des nordpenninischen Valais-Beckens bis zum Ende des unteren Eozäns (~50 Ma, Fig. 6.3b). Die Flyschsedimentation hat in einigen Teilen der nordpenninischen Bündnerschiefer bis zu diesem Zeitpunkt angehalten (z.B. EIERMANN, 1988; STEINMANN, 1994). Die Tambo- und Suretta-Decken (südliches Briançonnais) erreichen etwa gleichzeitig ihre maximale Versenkungstiefe (entsprechend einem Druck von rund 10–13 kbar: BAUDIN & MARQUER, 1993; MARQUER et al., 1994) und werden danach bis zum T-Höhepunkt (~550 °C) aufgeheizt. Diese Metamorphosephase ist in diesen mittelpenninischen Einheiten von penetrativer Deformation und Schieferungsbildung im Rahmen von N-/NW-gerichteter Deckenüberschiebung begleitet (Ferrera-Phase D_1 , Tab. 3.3; BAUDIN et al., 1993). Die nördlichen Teile des Briançonnais-Basements werden dagegen vollständig subduziert (Pfeil in Fig. 6.3b). Die Schliessung des Valais-Beckens dürfte um 50 Ma (SCHMID et al., 1997) beendet gewesen und der Südrand von Europa (späteres «Adula-Cima Lunga-Basement») im Bereich der Subduktionszone unter den adriatischen Subkontinent geschoben worden sein (Fig. 6.1c, 6.3b; SCHMID et al., 1996).

6.3.3 Tertiäre Kollision – Hochdruckphase und Deckenbildung

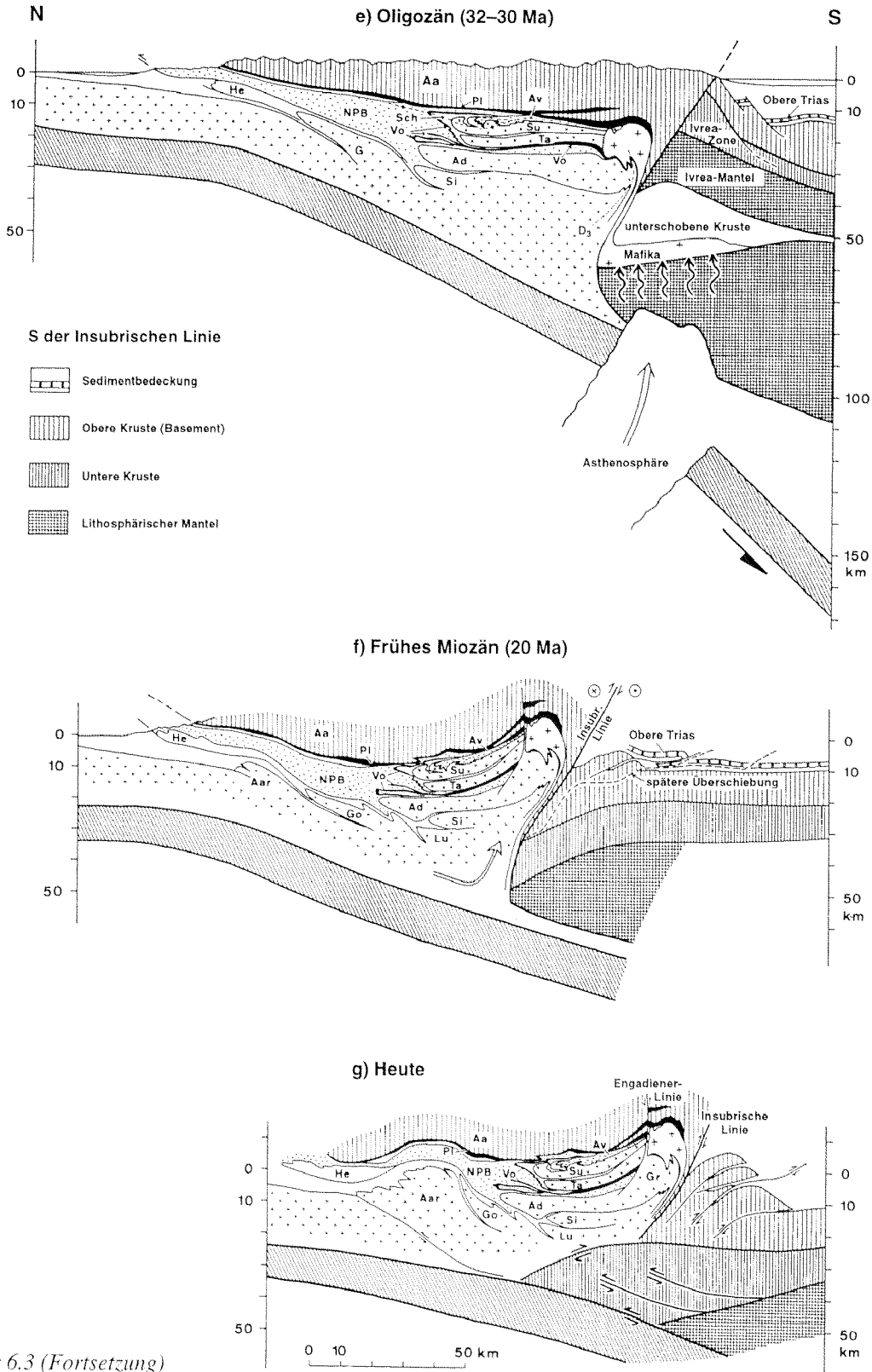
Die Kollision von Europa mit dem sich weiter überschiebenden orogenen Deckel («Adria») im Eozän ist durch die Versenkung des südlichen europäischen Kontinentalrandes sowie durch anhaltende Subduktion und Verschuppung im Bereich des früheren Valais-Ozeans charakterisiert (Fig. 6.3b/c; SCHMID et al., 1996). Die Hochdruckphase (D_{HP}) in der Adula-Cima Lunga-Einheit (nur «obere» Adula nach PARTZSCH, 1996) wird im frühen Oligozän unmittelbar von rascher Exhumation und anschliessender Überschiebung derselben auf die Simano-Decke (D_1) abgelöst (Fig. 6.3d/e).

Die Subduktion von ozeanischem und kontinentalem Krustenmaterial führt entlang einer schmalen Scherzone zwischen abtauchender Platte und Hangingwall zu intensiver Verschuppung von mesozoischen Sedimenten, basischen und ultrabasischen Gesteinen (beide vom ehemaligen Valais-Becken stammend) und variablen Anteilen an kontinentalem Basement (Bildung eines «lithosphärischen Mélanges», TROMMSDORFF, 1990) unter zunehmenden, eklogitfaziellen Bedingungen (Sorreda-Phase; Löw, 1987). Die «Adula-Cima Lunga-Einheit» ist zu dieser Zeit somit kaum, wie in Figur 6.3c dargestellt, als zusammenhängender Krustenblock, sondern vielmehr als stark verschupptes, heterogenes Gesteinspaket zu betrachten. Der tatsächliche Anteil an kontinentalem Krustenmaterial in diesem «Hochdruckmélange» ist ungewiss und umstritten, da sich in den Nebengesteinen der basischen und ultrabasischen Linsen heute kaum noch Hinweise auf eine Hochdruckphase und keine Anzeichen von Migmatisierung finden lassen (Diskussion in Kapitel 5.6). Die Hochdruckmetamorphose und die damit einhergehende Deformation D_{HP} (~Trescolmen-Phase, Tab. 3.3; MEYRE & PUSCHNIG, 1993; PARTZSCH, 1996) erreicht um 45–40 Ma (BECKER, 1993; GEBAUER, 1996) ihren Höhepunkt, mit p–T-Bedingungen von 10–13 kbar und 500–550 °C in der nördlichen Adula-Decke respektive 25–30 kbar und 750–800 °C in der



Figur 6.3: Skalierte und flächenmäßig ausbalancierte, schematische N–S-Profile über die zentralen und östlichen Zentralalpen, die kinematische Entwicklung des penninischen Deckenstapels von frühtertiärer Konvergenz und Subduktion (a und b) über Kollision und Deckenüberschiebung (c und d) bis hin zu post-kollisionaler Verkürzung und Exhumation (e–g) darstellend (aus SCHMID *et al.*, 1996, 1997, leicht modifiziert). Weitere Erläuterungen im Text.

südlichen Adula-Decke und in der Cima Lunga-Einheit (Kapitel 5.7; EVANS & TROMMSDORFF, 1978; HEINRICH, 1986). Dies entspricht einer mittleren Versenkungstiefe zwischen 40 und maximal 90–100 km (Fig. 6.3c). Die Druckzunahme von Nord nach Süd ist zwar konsistent mit südgerichteter Subduktion (HEINRICH, 1983, 1986), setzt jedoch in Bezug auf die N–S-Ausdehnung der Adula-Decke (rund 60 km nach Retrodeformation jüngerer Strukturen)



Figur 6.3 (Fortsetzung)

ein unrealistisch steiles Einfallen für die Subduktionszone voraus (SCHMID et al., 1997). Somit scheint ein recht grosser Teil des früheren Krustenmaterials nach der Subduktion nicht mehr exhumiert worden zu sein.

Die anschliessende Exhumation (Trescolmen-/Zapport-Phase; LÖW, 1987; MEYRE & PUSCHNIG, 1993) läuft recht schnell ab (in ~5 Ma nach SCHMID et al., 1996) und bringt die

eklogitfaziellen Gesteine der Adula-Cima Lunga-Einheit bis im frühen Oligozän (ca. 35 Ma, Fig. 6.3d) in mittlere Krustenniveaus mit moderateren Drücken um 6–10 kbar, die für die T-betonte amphibolitfazielle Metamorphosephase typisch sind. Der Mechanismus dafür ist noch immer nicht genau bekannt (siehe PLATT, 1993). Extrusion der Hochdruckgesteine parallel zur «Subduktionsscherzone» (Pfeil in Fig. 6.3c), allenfalls kombiniert mit zugleich ablaufender Extension in den höheren Einheiten (v.a. in Tambo- und Suretta-Decken, Niemet-Beverin-Phase; BAUDIN et al., 1993), könnte eine mögliche Erklärung für diese rasche differentielle Exhumation gegenüber den höheren und tieferen tektonischen Einheiten geben (SCHMID et al., 1996, 1997). Durch anhaltende Subduktion in den unterliegenden Krustenniveaus sind die eklogitfaziellen Linsengesteine während oder direkt nach diesem Exhumationsprozess im Bereich der späteren Deckengrenze mit den Nebengesteinen, die keine Hochdruckrelikte zeigen, verschuppt worden (prä- bis syn- D_1 ; Tab. 3.3, Fig. 6.3c/d). Darauf ist die Simano-Decke unter amphibolitfaziellen Bedingungen (rund 6–10 kbar und 600 °C in der Cima Lunga) unter die Adula-Cima Lunga-Einheit als Ganzes geschoben worden (D_1 , ~Zapport-Phase; LÖW, 1987; MEYRE & PUSCHNIG, 1993; PARTZSCH, 1996). Falls das Modell von PARTZSCH (1996) auf den Aufbau der Adula-Decke zutreffen sollte, dann müssten die obere und die untere Adula-Teildecke ebenfalls in diesem Stadium der Deckenbildung zusammengefügt worden sein (siehe Kapitel 3.5.1).

Der penninische Deckenstapel scheint im Oligozän vor der Intrusion des Bergeller Plutons entstanden zu sein (Fig. 6.3d/e), da dieser die Deckengrenzen abschneidet (vgl. Tafel 1 in SCHMID et al., 1996). Weiter hat sich das Deckengebäude wahrscheinlich sukzessive von oben nach unten entwickelt, wobei die tieferen Decken stetig mit einer «Top nach N- bis NW»-Bewegungskomponente (D_1 – Ferrera-/Zapport-Phasen, Tab. 3.3) gestapelt worden sind, während in den höheren Einheiten bereits Extension stattgefunden hat (D_2 – Niemet-Beverin-/Leis-Phasen). Dies könnte die Exhumation der Hochdruckgesteine zumindest begünstigt haben.

6.3.4 Post-kollisionale Deformationen

Post-kollisionale Deformationen (D_2 – D_4 in nördlicher Cima Lunga, Kapitel 3.4) finden sich im ganzen penninischen Deckenstapel und bringen diesen in seine heutige Form und Lage (Fig. 6.3e–g, 6.1d). Eine erste Phase D_2 (Korrelationen in Tab. 3.3, Kapitel 3.5.1) führt zu teilweise intensiver Verfaltung der penninischen Decken (Fig. 6.3e; MILNES, 1974a/b; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996), möglicherweise verbunden mit beginnender isothermaler Hebung im Bereich der späteren Insubrischen Linie (südliche Steilzone, Fig. 6.3e) sowie mit NW–SE- bis W–E-gerichteter Extension als Folge von Kollaps der während der Deckenüberschiebung verdickten Kruste (PLATT, 1986; PLATT & VISSERS, 1989). Diese Deformation äussert sich wie in der Cima Lunga-Einheit beispielsweise in grossräumigen, oft flachliegenden Isoklinalfalten, welche häufig deckenähnliche Strukturen hervorbringen (z.B. MILNES, 1974b), sowie in der spektakulären Verfaltung der Schamser-Decken und der nordpenninischen Bündnerschiefer um die Stirn der Tambo- und Suretta-Decken (Niemet-Beverin-Phase, FAE in Fig. 6.3d/e angedeutet; z.B. MILNES & SCHMUTZ, 1978; BAUDIN et al., 1993; SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1993). Der Turba-Mylonit, Produkt der mit D_2 korrelierbaren Turba-Extensionsphase in der penninisch-unterostalpinen Grenzregion, wird sowohl vom Bergeller Granodiorit (NIEVERGELT et al., 1996) als auch vom

Tonalit (PUSCHNIG, 1998) abgeschnitten. Somit ist diese erste Phase post-kollisionaler Verkürzung zumindest in den mittel- und oberpenninischen Einheiten vor der Platznahme dieser Intrusiva abgelaufen (> 32 Ma, am ehesten zwischen 35 und 32 Ma, Fig. 6.3d/e). Die amphibolitfazielle Regionalmetamorphose erreicht ihren Höhepunkt im zentralen Lepontin infolge der isothermalen Entlastung syn- bis leicht post- D_2 (6–8 kbar, 600–660 °C; vgl. p–T–D-Pfad in Fig. 5.30, Kapitel 5.7).

Der Bergeller Pluton wird als direkte Folge von «slab break-off» der subduzierten europäischen Unterkruste und des oberen Mantels angesehen (Fig. 6.3e; VON BLANCKENBURG & DAVIES, 1995). Dieser Mechanismus führt zu Erwärmung und partieller Aufschmelzung des überliegenden lithosphärischen Mantels durch eindringende heisse Asthenosphäre. Aufstieg und Platznahme dieser Intrusion stehen in direkter Beziehung zur post-kollisionalen Deformation (ROSENBERG et al., 1995; BERGER & GIERÉ, 1995), wobei die südliche Steilzone und die Insubrische Linie zuvor schon existiert und den Aufstieg des Bergells begünstigt haben dürften (SPILLMANN, 1993; ROSENBERG et al., 1995).

Eine zweite post-kollisionale Deformationsphase D_3 («Querfaltung» oder «Cressem»-Phase, vgl. Tab. 3.3) resultiert in sub- bis postmagmatischer Verformung des Bergeller Tonalits (ROSENBERG et al., 1995; DAVIDSON et al., 1996) und hat zwischen den beiden Intrusionsvorgängen stattgefunden (32–30 Ma, Fig. 6.3e/f). Sie teilt den lepontinischen Gneisdom entlang der NW–SE-streichenden Maggia-Querzone, einer steilstehenden D_3 -Synform, in zwei Subdome (vgl. Fig. 3.33, Kapitel 3.5.1; z.B. MERLE et al., 1989; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). Diese Deformation läuft in der Region der nördlichen Cima Lunga-Einheit noch immer unter amphibolitfaziellen Bedingungen ab und stellt allenfalls die Folge von dextraler Transpression entlang dem periadriatischen Lineament sowie fortgesetzter differentieller Hebung mit von N nach S zunehmender Exhumationsrate dar (Fig. 6.3e/f; SCHMID et al., 1987, 1989; HUBER & MARQUER, 1996).

Noch während D_3 einsetzende Rücküberschiebung und Rückfaltung entlang der Insubrischen Mylonitzone führen zu rascher Hebung des Bergells und der südlichen Zentralalpen unter zunehmend spröden Verhältnissen (Fig. 6.3f, ca. 30–23 Ma; SCHMID et al., 1989, 1996). Dextrale Blattverschiebung entlang der Insubrischen Linie fängt im frühen Miozän an und verschiebt die Südalpen bis zu 50 km (FUMASOLI, 1974; FISCH, 1989) gegenüber den Zentralalpen nach W (SCHMID et al., 1987, 1989). Zugleich werden die penninischen Decken am Südrand der externen Massive (Aar, Gotthard) steilgestellt (nördliche Rückfaltung D_4 , Carassino-Phase in N-Adula; LÖW, 1987; GRUJIC & MANCKTELOW, 1996). Die jüngste Exhumationsgeschichte der Zentralalpen ab dem frühen Miozän bis heute (Fig. 6.3f/g) manifestiert sich insbesondere in E–W- bis NNW–SSE-streichenden Bruch- und Kluftsystemen (STECK, 1968; z.B. Simplon- oder Brenner-Abschiebungen; MANCKTELOW, 1985, 1990, 1992; SELVERSTONE, 1988) sowie in einer recht raschen Abkühlgeschichte (vgl. Kapitel 3.5.1 und 5.7; HURFORD, 1986; HURFORD et al., 1989; GRASEMANN & MANCKTELOW, 1993; STECK & HUNZIKER, 1994). Der nach geophysikalischen Untersuchungen (NFP 20; PFIFFNER & HITZ, 1997; SCHMID et al., 1996) auf die heutige Situation (Fig. 6.1d) am ehesten zutreffende Aufbau des zentralalpiner Deckenstapels ist in Figur 6.3g schematisch wiedergegeben.

6.4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Zwischen dem adriatischen Subkontinent im Süden und Europa im Norden haben sich im Mesozoikum nacheinander zwei verschiedene Ozeanbecken, getrennt durch die Briançonnais-Schwelle, geöffnet (Fig. 6.1; STAMPFLI, 1993): der südenninische Piemont-Liguria-Ozean im Jura und der nordenninische Valais-Trog in der Kreide. In beiden Fällen sind nachweislich subkontinentale Mantelgesteine entlang flach einfallenden Abschiebungen (asymmetrisches Riftmodell nach WERNICKE, 1985) am Ozeanboden freigelegt (Fig. 6.2) und partiell serpentiniert sowie meist unvollständige ozeanische Krustenabfolgen gebildet worden (vgl. Kapitel 4.5; z.B. LEMOINE et al., 1987; FLORINETH & FROITZHEIM, 1994; HERMANN & MÜNTENER, 1996; WIDMER, 1996).

Nach der Retrodeformation der jüngeren alpinen Strukturen (D_2 – D_4) kommen die basischen und ultrabasischen Linsen und die mit diesen assoziierten Metasedimente der Cima Lunga-Einheit, die sich heute in einer schmalen Zone entlang der Deckengrenze konzentrieren (Modell in Fig. 3.35), auf dem Cima Lunga-Basement zu liegen und weisen eine tektonisch äquivalente Stellung zur Misoxer Zone auf, welche als Teil des Valais-Ozeans betrachtet wird (SCHMID et al., 1990). Daher kann die ozeanische Abfolge in der nördlichen Cima Lunga-Einheit ebenfalls ein Relikt des Valais-Ozeanbodens darstellen. Die Suture des Valais-Beckens würde somit in den Zentralalpen weiter nördlich als bisher angenommen (vgl. FROITZHEIM et al., 1996) entlang der Deckengrenze zwischen Cima Lunga-Einheit und der überliegenden (Maggia?-/Tambo-) Decke verlaufen.

Nordgerichtete Konvergenz setzt im penninischen Raum im frühen Tertiär ein und führt nacheinander zu südgerichteter Subduktion und Akkretion des Briançonnais (Tambo- und Suretta-Decken), der Valais-Ophiolithe und des südlichen Kontinentalrandes von Europa (vgl. Fig. 6.3; SCHMID et al., 1996, 1997). Die damit einhergehende Hochdruckphase D_{HP} erreicht in der späteren «Adula-Cima Lunga-Einheit» im Eozän (45–40 Ma) ihren Höhepunkt. Dabei muss diese als stark verschupptes, heterogenes Gesteinsmélange (TROMMSDORFF, 1990), bestehend aus ozeanischen Krustenfragmenten und eher geringen Basementanteilen, innerhalb einer schmalen Zone zwischen abtauchender Platte und überfahrendem Orogen angesehen werden. Während oder kurz nach der anschliessenden raschen Exhumation, die parallel zur Subduktionsscherzone stattfindet und allenfalls durch gleichzeitig stattfindende Extension in zuvor überschobenen, höheren Deckeneinheiten begünstigt wird (ev. jüngere Phase D_2), werden eklogitfazielle Linsengesteine und schwächer metamorphe Gneise und Schiefer zur eigentlichen Adula-Cima Lunga-Einheit zusammengefügt und darauf als Ganzes unter amphibolitfaziellen Bedingungen, relativ gesehen, auf die Simano-Decke überschoben (D_1). Die nachfolgenden post-kollisionalen Deformationen (D_2 – D_4) stellen die Folge von Zergleiten der zuvor verdickten Kruste sowie von starker differentieller Hebung der Zentralalpen im Bereich der südlichen Steilzone und der Insubrischen Linie in einem grossräumigen dextral-transpressiven Regime dar. Sie resultieren in teilweise intensiver Überprägung des penninischen Deckenstapels (z.B. liegende Grossfalten in Cima Lunga-Einheit) unter anfänglich hoher (maximal obere Amphibolitfazies, syn- bis post- D_2), später infolge der Hebung jedoch rasch sinkender Metamorphose (HURFORD, 1986; HURFORD et al., 1989) und zunehmend spröden Bedingungen (Bruchtektonik; MANCKTELOW, 1985, 1990).

Literaturverzeichnis

- AI Y. (1994): A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg exchange geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, 467–473.
- AITKEN B.G. (1983): T- X_{CO_2} -stability relations and phase equilibria of a calcic carbonate scapolite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 351–362.
- ALARD O., DAUTRIA J.M. & BODINIER J.L. (1996): Nature of the upper mantle and metasomatic processes on either side of the Sillon Houiller (French Massif Central). *C.R. Acad. Sci. Paris* 323, 763–770.
- ALLEMANN F. (1957): Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil) unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. *Jahrb. Hist. Ver. Liechtenstein* 56, 1–244.
- ARGAND E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. *Matér. Carte géol. Suisse N.F.* 31, 1–26.
- AYRTON S.N. & RAMSAY J.G. (1974): Tectonic and metamorphic events in the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 609–639.
- BÄCHLIN R., BIANCONI F., CODONI A., DAL VESCO E., KNOBLAUCH P., KÜNDIG E., REINHARD M., SPAENHAUER F., SPICHER A., TROMMSDORFF V. & WENK E. (1974): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 1313 Bellinzona. *Schweiz. Geolog. Komm.*
- BAKER J. & NEWTON R.C. (1994): Standard thermodynamic properties of melonite, $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$, from experimental phase equilibrium data. *Am. Mineral.* 79, 478–484.
- BALLHAUS C., BERRY R.F. & GREEN D.H. (1991): High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 27–40.
- BARNICOAT A.C., BOWTELL S.A. & CLIFF R.A. (1991): Timing of high-pressure metamorphism in the Zermatt-Saas Zone, Switzerland. *Terra Abstracts, EUG VI, Strasbourg*, p. 89.
- BAUDIN T. & MARQUER D. (1993): Metamorphism and deformation in the Tambo nappe (Swiss Central Alps): evolution of the phengite substitution during Alpine deformation. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 73, 285–299.
- BAUDIN T., MARQUER D. & PERSOZ F. (1993): Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland): geometry, structure and kinematics. *J. Struct. Geol.* 15, 543–553.
- BAUMGARTNER L. & LÖW S. (1983): Deformation und Metamorphose der Adula-Decke südwestlich San Bernardino. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 63, 215–232.
- BEARTH P. (1967): Die Ophiolithe der Zone Zermatt-Saas-Fee. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 132, 1–130.
- BEARTH P. (1974): Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolithe der Westalpen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 385–397.
- BECKER H. (1993): Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine dome (Swiss Alps): New evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the Central Alps. *Geology* 21, 599–602.
- BECKER H. & ALTHERR R. (1992): Evidence from ultra-high pressure marbles for recycling of sediments into the mantle. *Nature* 358, 745–748.
- BERGER A. & GIERÉ R. (1995): Structural observations at the eastern contact of the Bergell Pluton. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 75, 241–258.
- BERGER E.T. & VANNIER M. (1984): Les dunites en enclaves dans les basalts alcalins des «les océaniques»: approche pétrologique. *Bull. Minéral.* 107, 649–663.
- BERMAN R.G. (1990): Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *Am. Mineral.* 75, 328–344.
- BERTRAND J., DIETRICH V., NIEVERGELT P. & VUAGNAT M. (1987): Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rock sequences, Montgenèvre ophiolite, Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 67, 147–169.
- BERTRAND P. & MERCIER J.-C.C. (1985): The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth Planet. Sci. Lett.* 76, 109–122.
- BIANCONI F. (1965): Resti fossili in rocce mesometamorfici della regione del Campolungo. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 45, 571–595.
- BIINO G.G., MARQUER D. & NUSSBAUM C. (1997): Alpine and pre-Alpine subduction events in polycyclic basements of the Swiss Alps. *Geology* 25, 751–754.
- BODINIER J.L. (1988): Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, western Alps. *Tectonophysics* 149, 67–88.
- BODINIER J.L., DUPUY C. & DOSTAL J. (1988): Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2893–2907.
- BODINIER J.L., FABRIÈS J., LORAND J.P., DOSTAL J. & DUPUY C. (1987a): Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). *Bull. Mineral.* 110, 345–358.
- BODINIER J.L., GUIRAUD M., FABRIÈS J., DOSTAL J. & DUPUY C. (1987b): Petrogenesis of layered pyroxenites from the Lherz, Freychinède and Prades ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 279–290.
- BODINIER J.L., MENZIES M.A. & THIRLWALL M.F. (1991): Continental to oceanic mantle transition – REE and Sr-Nd isotopic geochemistry of the Lanzo Lherzolite Massif. *J. Petrol., Special Lherzolite Issue*, 191–210.

- BODINIER J.L., MERLET C., BEDINI R.M., SIMIEN F., REMAIDI M. & GARRIDO C.J. (1996): Distribution of niobium, tantalum, and other highly incompatible trace elements in the lithospheric mantle: The spinel paradox. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 545–550.
- BODINIER J.L., VASSEUR G., VERNIÈRES J., DUPUY C. & FABRIÈS J. (1990): Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. *J. Petrol.* 31, 597–628.
- BOHLEN S.R. & LIOTTA J.J. (1986): A Barometer for Garnet Amphibolites and Garnet Granulites. *J. Petrol.* 27, 1025–1034.
- BOHLEN S.R., WALL V.J. & BOETTCHER A.L. (1983): Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO–TiO₂–Al₂O₃–SiO₂–H₂O. *Am. Mineral.* 68, 1049–1058.
- BOILLOT G., AGRINIER P., BESLIER M.O., CORNEN G., FROITZHEIM N., GARDIEN V., GIRARDEAU J., GIL-IBARGUCHI J., KORNPROBST J., MOULLADE M., SCHÄRER U. & VANNEY J.R. (1995a): A lithospheric syn-rift shear zone at the ocean-continent transition: preliminary results of the Galinaute II cruise (Nautile dives on the Galicia Bank, Spain). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 321 série IIa, 1171–1178.
- BOILLOT G., BESLIER M.O., KRAWCZYK C.M., RAPPIN D. & RESTON T.J. (1995b): The formation of passive margins: constraints from the crustal structure and segmentation of the deep Galicia margin, Spain. In: SCRUTTON R.A., STOKER M.S., SHIMMIELD G.B. & TUDHOPE A.W. (eds.): *The tectonics, sedimentation and palaeoceanography of the North Atlantic Region*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 90, 71–91.
- BOILLOT G., RECOQ M., WINTERER E.L., MEYER A.W., APPLIGATE J., BALTUCK M., BERGEN J.A., COMAS M.C., DAVIES T.A., DUNHAM K., EVANS C.A., GIRARDEAU J., GOLDBERG G., HAGGERTY J., JANSÁ L.F., JOHNSON J.A., KASAHARA J., LOREAU J.P., LUNA-SIERRA E., MOULLADE M., OGG J., SARTI M., THUROW J. & WILLIAMSON M. (1987): Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics* 132, 335–342.
- BONATTI E. & MICHAEL P.J. (1989): Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 91, 297–311.
- BOWTELL S.A., CLIFF R.A. & BARNICOAT A.C. (1994): Sm–Nd isotopic evidence on the age of eclogitisation in the Zermatt-Saas ophiolite. *J. Metam. Geol.* 12, 187–196.
- BRENKER F.E. & BREY G.P. (1997): Reconstruction of the exhumation path of the Alpe Arami garnet-peridotite body from depths exceeding 160 km. *J. Metam. Geol.* 15, 581–592.
- BREY G.P. & KÖHLER T. (1990): Geothermobarometry in four-phase lherzolites: II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.* 31, 1353–1378.
- BREY G.P., NICKEL K.G. & KOGARKO L. (1986): Garnet-pyroxene equilibria in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ (CMAS): prospects for simplified («T-independent») lherzolite barometry and an eclogite-barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 448–455.
- CANNAT M., KARSON J.A., MILLER D.J., et al. (1995): *Proc. ODP, Init. Repts.* 153, Site 920 (Mid-Atlantic Ridge): College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- CARMICHAEL I.S.E. (1964): The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. *J. Petrol.* 5, 435–460.
- CAROLL WEBB S.A. & WOOD B.J. (1986): Spinel-pyroxene-garnet relationships and their dependence on Cr/Al ratio. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 471–480.
- CARSWELL D.A. & GIBB F.G.F. (1987): Evaluation of mineral thermometers and barometers applicable to garnet lherzolite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 499–511.
- CASTELLI D. (1987): *Il metamorfismo alpino delle rocce carbonatiche della zona Sesia-Lanzo (Alpi Occidentali)*. Unpubl. Diss. UNI Genova, 141 pages.
- CHATTERJEE N.D., JOHANNES W. & LEISTNER H. (1984): The system CaO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O: new phase equilibria data, some calculated phase relations and their petrological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 88, 1–13.
- CHERNOSKY J.V., DAY H.W. & CARUSO L.J. (1985): Equilibria in the system MgO–SiO₂–H₂O: experimental determination of the stability of Mg-anthophyllite. *Am. Mineral.* 70, 223–236.
- CHOPIN C. (1984): Coesite and pure pyrope in high grade blueschists of the western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 107–118.
- CLEMENS J.D. & VIELZEUF D. (1987): Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 86, 287–306.
- CLOOS M. (1982): Flow melanges: Numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 330–345.
- CLOOS M. (1985): Thermal evolution of convergent plate margins: thermal modelling and reevaluation of isotopic Ages for blueschists in the Franciscan complex of California. *Tectonics* 4, 421–433.
- COBBOLD P.R. & QUINQUIS H. (1980): Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.* 2, 119–126.
- COLEMAN R.G. (1977): Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? In: WYLLIE P. (ed.): *Minerals and Rocks*, Vol. 12. Springer-Verlag Berlin/Heidelberg/New York.
- COLLINS W.J., BEAMS S.D., WHITE A.J.R. & CHAPPEL B.W. (1982): Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 189–200.
- CONNOLLY J.A.D. (1990): Calculation of multivariable phase diagrams: An algorithm based on generalized thermodynamics. *Am. J. Sci.* 290, 666–718.
- CONNOLLY J.A.D. & TROMMSDORFF V. (1991): Petrogenetic grids for metacarbonate rocks: pressure-temperature phase-diagram projection for mixed-volatile systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 108, 93–105.

- CORTESOGNO L., LUCCHETTI G. & MASSA B. (1981): Rocce oficarbonatate e marmi a silicati nel massiccio di Voltri: Origine e significato, chimismo dei minerali ed equilibri paragenetici. *Rendiconti Soc. It. Mineral. Petrol.* 37, 481–507.
- COULTON A.J., HARPER G.D. & O'HANLEY D.S. (1995): Oceanic versus emplacement and serpentinisation in the Jesephine ophiolite: Implications for the nature of the Moho at intermediate and slow spreading ridges. *J. Geophys. Res.* 100, 22245–22260.
- COX K.G., BELL J.D. & PANKHURST R.J. (1979): *The Interpretation of Igneous Rocks*. Unwin Hyman, London.
- DAL VESCO E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell' ambiente mesozonale dell' orogene penninico. Unpubl. Diss. ETH Zürich.
- DAVIDSON C., ROSENBERG C. & SCHMID S.M. (1996): Synmagmatic folding of the base of the Bergell pluton, Central Alps. *Tectonophysics* 265, 213–238.
- DAY H.W. (1972): Geometrical analysis of phase equilibria in ternary systems of six phases. *Am. J. Sci.* 272, 711–734.
- DE QUERVAIN T. (1938): Zur Kenntnis des Titanclinohumites (Titanolivin). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 18, 591–604.
- DECANDIA F.A. & ELTER P. (1969): Riflessioni sul problema delle ofioliti nell' Appennino settentrionale. *Att. Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem.* 76, 1–19.
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. (1963): *Rock-Forming Minerals: Vol. 4 Framework Silicates*. Longman, London.
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. (1978): *Rock-Forming Minerals: Vol. 2A Single-Chain Silicates*. Longman, London.
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. (1982): *Rock-Forming Minerals: Vol. 1A Ortho-Silicates*. Longman, London.
- DEMPSTER T.J. (1992): Zoning and recrystallisation of phengitic micas: implications for metamorphic equilibration. *Contrib. Mineral. Petrol.* 109, 526–537.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. & BIJU-DUVAL B. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241–315.
- DEUTSCH A. (1979): Serpentinite und Rodingite der Cima Sgiu (NW Aduladecke, Ticino). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 59, 319–347.
- DEUTSCH A. & STEIGER R.H. (1985): Hornblende K–Ar ages and the climax of Tertiary metamorphism in the Lepontine Alps (south-central Switzerland): an old problem reassessed. *Earth Planet. Sci. Lett.* 72, 175–189.
- DICK H.J.B. (1989): Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: SAUNDERS A.D. & NORRY M.J. (eds.): *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42, 71–105.
- DICK H.J.B., FISHER R.L. & BRYAN W.B. (1984): Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.* 69, 88–106.
- DIETRICH H., KOLLER F., RICHTER W. & KIESL W. (1986): Petrologie und Geochemie des Rodingitvorkommens vom Isnitzfall (Dorfertal, Hohe Tauern). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 66, 163–192.
- DIETRICH V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. Bern, Switzerland, H. Lange & Cie AG, 179 pages.
- DOBZHINETSAYA L., GREEN H.W. & WANG S. (1996): Alpe Arami: A Peridotite Massif from Depths of more than 300 Kilometers. *Science* 271, 1841–1845.
- DOWNES H., BODINIER J.L., THIRLWALL M.F., LORAND J.P. & FABRIES J. (1991): REE and Sr–Nd Isotopic Geochemistry of Eastern Pyrenean Peridotite Massifs: Sub-Continental Lithospheric Mantle Modified by Continental Magmatism. *J. Petrol., Special Lherzolite Issue*, 97–115.
- DRIESNER T. (1993): Aspects of petrographical, structural and stable isotope geochemical evolution of ophicarbonatate breccias from Chatillon, middle Aosta valley, Italian Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 73, 69–84.
- DROOP G.T.R., LOMBARDO B. & POGNANTE U. (1990): Formation and distribution of eclogite facies rocks in the Alps. In: CARSWELL D.A. (ed.): *Eclogite facies rocks*. Blackie, Glasgow and London, 225–259.
- DUPUY C., DOSTAL J., DAUTRIA J.M. & GIROD M. (1986): Geochemistry of spinel peridotite inclusions in basalts from Hoggar, Algeria. *J. African Earth Sci.* 5, 209–215.
- DUPUY C., MÉVEL C., BODINIER J.L. & SAVOYANT L. (1991): Zabargad peridotite: evidence for multistage metasomatism during Red Sea rifting. *Geology* 19, 722–725.
- EBADI A. & JOHANNES W. (1991): Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz–Ab–Or–H₂O–CO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 286–295.
- EBERLI G.P. (1988): The evolution of southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine nappes of Graubünden (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 81, 175–214.
- EIERMANN D. (1988): Zur Stellung des Martegnas-Zuges. *Eclogae geol. Helv.* 81, 259–272.
- ELLIS D.E. (1978): Stability and phase equilibria of chloride and carbonate scapolites at 750 °C and 4000 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1271–1281.
- ELLIS D.J. & GREEN D.H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 13–22.
- ERNST W.G. (1977): Mineralogic Study of Eclogitic Rocks from Alpe Arami, Lepontine Alps, Southern Switzerland. *J. Petrol.* 18, 371–398.
- ERNST W.G. (1978): Petrochemical study of some lherzolitic rocks from the Western Alps. *J. Petrol.* 19, 341–392.
- ERNST W.G. (1981): Petrogenesis of eclogites and peridotites from the Western and Ligurian Alps. *Am. Mineral.* 66, 443–472.

- EVANS B.W. (1977): Metamorphism of Alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 5, 397–447.
- EVANS B.W. & GHIORSO M.S. (1995): Thermodynamics and petrology of cummingtonite. *Am. Mineral.* 80, 649–663.
- EVANS B.W. & GUGGENHEIM S. (1988): Talc, pyrophyllite, and related minerals. In: BAILEY S.W. (ed.): *Hydrous phyllosilicates*. *MSA Rev. in Mineralogy* 19, 225–294.
- EVANS B.W., JOHANNES W., OTERDOOM H. & TROMMSDORFF V. (1976): Stability of Chrysotile and Antigorite in the Serpentinite Multisystem. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 79–93.
- EVANS B.W. & TROMMSDORFF V. (1974): Stability of Enstatite + Talc, and CO₂-Metasomatism of Metaperidotite, Val d' Efra, Lepontine Alps. *Am. J. Sci.* 274, 274–296.
- EVANS B.W. & TROMMSDORFF V. (1978): Petrogenesis of Garnet Lherzolite, Cima di Gagnone, Lepontine Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 333–348.
- EVANS B.W. & TROMMSDORFF V. (1983): Fluorine Hydroxyl Titanian Clinohumite in Alpine Recrystallized Garnet Peridotite: Compositional Controls and Petrologic Significance. *Am. J. Sci.* 283-A, 355–369.
- EVANS B.W., TROMMSDORFF V. & GOLES G.G. (1981): Geochemistry of High-Grade Eclogites and Metarodingites from the Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 301–311.
- EVANS B.W., TROMMSDORFF V. & RICHTER W. (1979): Petrology of an eclogite-metarodingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. *Am. Mineral.* 64, 15–31.
- FETT A. (1989): Kristallchemische und petrographische Untersuchungen einiger Lokalitäten des Penninikums im Tessin (Schweiz). Unpubl. Dipl. UNI Marburg.
- FISCH H. (1989): Zur Kinematik der südlichen Steilzone der Zentralalpen, E von Bellinzona. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 377–392.
- FLORINETH D. & FROITZHEIM N. (1994): Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 74, 437–448.
- FLOYD P.A. (1977): Rare earth element mobility and geochemical characterisation of spilitic rocks. *Nature* 269, 134–137.
- FLOYD P.A. & WINCHESTER J.A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.* 27, 211–218.
- FRANZ G. & SELVERSTONE J. (1992): An empirical phase diagram for the clinozoisite-zoisite transformation in the system Ca₂Al₃Si₃O₁₂(OH)–Ca₂Al₂FeSi₃O₁₂(OH). *Am. Mineral.* 77, 631–642.
- FREY F.A. (1984): Rare earth element abundances in upper mantle rocks. In: HENDERSON P. (ed.): *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 153–203.
- FREY F.A., GREEN D.H. & ROY S.D. (1978): Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.* 19, 463–513.
- FREY F.A., SHIMIZU N., LEINBACH A., OBATA M. & TAKAZAWA E. (1991): Compositional Variations within the lower layered zone of the Horoman peridotite, Hokkaido, Japan: Constraints on models for melt-solid segregation. *J. Petrol., Special Lherzolite Issue*, 211–227.
- FREY F.A., SUEN C.J. & STOCKMAN H.W. (1985): The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2469–2491.
- FREY M., BUCHER K., FRANK E. & MULLIS J. (1980): Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso – a review. *Eclogae geol. Helv.* 73, 527–546.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JÄGER E. & NIGGLI E. (1974): Alpine Metamorphism of the Alps: a review. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 247–290.
- FREY M., TROMMSDORFF V. & WENK E. (1980): Alpine metamorphism of the Central Alps. In: TRÜMPY R. (ed.): *Geology of Switzerland, a guide-book*. Schweiz. Geolog. Komm. (Wepf und Co.), 295–316.
- FRISCH W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics* 60, 121–139.
- FROITZHEIM N. & MANATSCHAL G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). *Geol. Soc. Am. Bull.* 108, 1120–1133.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & CONTI P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclogae geol. Helv.* 87, 559–612.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & FREY M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. *Eclogae geol. Helv.* 89, 81–110.
- FROST B.R. (1975): Contact Metamorphism of Serpentinite, Chloritic Blackwall and Rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. *J. Petrol.* 16, 272–313.
- FRYER P. (1992): A synthesis of Leg 125 drilling of serpentinite seamounts on the Mariana and Izu-Bonin forearcs. In: FRYER P., PEARCE J.A., STOKKING L.B. et al.: *Proc. ODP, Sci. Results, 125*: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- FUMASOLI M.W. (1974): *Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Iorio-Tonale-Linie im Westen von Gravedona (Como, Italia)*. Unpubl. Diss. UNI Zürich, 230 pages.
- GANGUIN J. (1988): *Contribution à la caractérisation du métamorphisme polyphase de la zone de Zermatt-Saas Fee (Alpes Valaisannes)*. Unpubl. Diss. ETH Zürich.
- GANGULY J. (1979): Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry based on Fe–Mg distribution coefficient. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1021–1029.

- GANSSEER A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 17, 291–522.
- GASPARIK T. & LINDSLEY D.H. (1980): Phase equilibria at high pressures of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. In: PREWITT C.T. (ed.): *Pyroxenes*. *MSA Rev. in Mineralogy* 7, 309–339.
- GEBAUER D. (1994): A P–T–t path for some high-pressure ultra-mafic/mafic rock-associations and their felsic country-rocks based on U–Pb SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains. Example: Central Swiss Alps. *Int. Mineral. Ass. 16th General Meeting, Pisa. Abstracts*, 139–140. *Abstr. of ICOG 8, Berkeley, USA; USGS circular* 1107, 109.
- GEBAUER D. (1996): A P–T–t path for an (ultra ?-) High-pressure ultramafic/mafic rock association and its felsic country rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic Zircon domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). In: *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. *Geophys. Monograph* 95, 307–329.
- GEBAUER D., GRÜNENFELDER M., TILTON G., TROMMSDORFF V. & SCHMID S. (1992): The geodynamic evolution of garnet-peridotites, garnet-pyroxenites and eclogites of Alpe Arami and Cima di Gagnone (Central Alps) from Early Proterozoic to Oligocene. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 72, 107–111.
- GEBAUER D., SCHERTL H.P., BRIX M. & SCHREYER W. (1997): 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos* 41, 5–24.
- GERLACH H. (1869): Die Penninischen Alpen, Beiträge zur Geologie der Schweiz. *Denkschr. Schweiz. natf. Ges.* 23, 132.
- GHEHT E.D. (1976): Plagioclase–garnet–Al₂SiO₅–quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Am. Mineral.* 61, 710–714.
- GILLIS K., MÉVEL C., ALLAN J. et al. (1993): *Proc. ODP, Init. Reports*, 147, Site 895, Hess Deep: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- GOLDSMITH J. & NEWTON R.C. (1977): Scapolite–plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system NaAlSi₃O₆–CaAl₂Si₂O₆–CaCO₃–CaSO₄. *Am. Mineral.* 62, 1063–1081.
- GOVINDARAJU K. (1989): 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandards. *Geostandards Newsletters* 13/1, 1–113.
- GRANT J.A. (1986): The isocon diagram – A simple solution to Gresen's Equation for metasomatic alteration. *Econom. Geol.* 81, 1976–1982.
- GRASEMANN B. & MANCKTELOW N.S. (1993): Two-dimensional thermal modelling of normal faulting: the Simplon Fault Zone, Central Alps, Switzerland. *Tectonophysics* 225, 155–165.
- GREEN T.H. (1995): Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chem. Geol.* 120, 347–359.
- GRESENS R.L. (1967): Composition-volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol.* 2, 47–65.
- GROND R. (1994): Beitrag zur Geologie der Cima Lunga, Val Verzasca – Leventina, Ticino, Teil I. Unpubl. Dipl. UNI Zürich.
- GROND R., WAHL F. & PFIFFNER M. (1995): Polyphase Alpine deformation and metamorphism in the northern Cima Lunga unit, Central Alps (Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 75, 371–386.
- GRUBENMANN U. (1908): Der Granatolivinfels des Gordunotales und seine Begleitgesteine. *Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich* 53, 129–156.
- GRUJIC D. (1992): Superposed folding: analogue models and comparison with natural examples from the Maggia nappe (Pennine Zone, Switzerland). Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 9762.
- GRUJIC D. (1993): The influence of initial fold geometry on Type 1 and Type 2 interference patterns: an experimental approach. *J. Struct. Geol.* 15, 293–307.
- GRUJIC D. & MANCKTELOW N.S. (1995): Folds with axes parallel to the extension direction: an experimental study. *J. Struct. Geol.* 17, 279–291.
- GRUJIC D. & MANCKTELOW N.S. (1996): Structure of the northern Maggia and Lebendun Nappes, Central Alps, Switzerland. *Eclogae geol. Helv.* 89, 461–504.
- GRUNER U. (1981): Die jurassischen Brekzien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 154.
- GUGGENBÜHL E. (1994): Stabilität von Talk, Forsterit und Enstatit im Feld und im Experiment. Unpubl. Dipl. UNI Zürich.
- HACKER B.R. & PEACOCK S.M. (1995): Creation, Preservation and Exhumation of UHPM Rocks. In: COLEMAN R.G. & WANG X. (eds.): *Ultrahigh pressure metamorphism*. Cambridge University press, 159–181.
- HARLEY S.L. & GREEN D.H. (1982): Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature* 300, 697–701.
- HART S.R. & DAVIS K.E. (1978): Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 203–219.
- HART S.R. & ZINDLER G.A. (1986): In search of a bulk-earth composition. *Chem. Geol.* 57, 247–267.
- HEIM A. (1919–1922): *Geologie der Schweiz* (in 2 Vol.). Leipzig, Tauchnitz, 704 resp. 1018 p.
- HEINRICH C.A. (1978): *Metamorphose und Strukturen der Cima-Lunga-Serie, Teil I: Cima di Gagnone – Val Motta*. Unpubl. Dipl. ETH Zürich.
- HEINRICH C.A. (1982): Kyanite-Eclogite to Amphibolite Facies Evolution of Hydrous Mafic and Pelitic Rocks, Adula Nappe, Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81, 30–38.
- HEINRICH C.A. (1983): *Die regionale Hochdruckmetamorphose der Aduladecke, Zentralalpen, Schweiz*. Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 7282.

- HEINRICH C.A. (1986): Eclogite Facies Regional Metamorphism of Hydrous Mafic Rocks in the Central Alpine Adula Nappe. *J. Petrol.* 27, 123–154.
- HEITZMANN P. (1987): Calcite mylonites in the Central Alpine «root zone». *Tectonophysics* 135, 207–215.
- HELLMAN P.L. & HENDERSON P. (1977): Are rare earth elements mobile during spilitisation? *Nature* 267, 38–40.
- HERMANN J. (1997): The Braccia gabbro (Malenco, Alps): Permian intrusion at the crust to mantle interface and Jurassic exhumation during rifting. Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 12102.
- HERMANN J. & MÜNTENER O. (1992): Strukturelle Entwicklung im Grenzbereich zwischen dem penninischen Malenco-Ultramafitit und dem Unterostalpin (Margna- und Sella-Decke). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 72, 225–240.
- HERMANN J. & MÜNTENER O. (1996): Extension-related structures in the Malenco-Margna system. Implications for paleogeography and consequences for rifting and Alpine tectonics. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 76, 501–519.
- HERMANN J., MÜNTENER O., TROMMSDORFF V. & HANSMANN W. (1997): Fossil crust-to-mantle transition, Val Malenco (Italian Alps). *J. Geophys. Res.* 102, 20123–20132.
- HERZBERG C.T. (1978): Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 945–975.
- HOFMANN A.W. (1988): Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297–314.
- HOLDWAY M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.* 271, 97–131.
- HOLLAND T.J.B. (1979): Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H₂O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na₂O–Al₂O₃–SiO₂–H₂O, with applications to eclogites and blueschists. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68, 293–301.
- HOLLAND T.J.B. (1980): The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200 °C. *Am. Mineral.* 65, 129–134.
- HOLLAND T.J.B. (1983): The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, 214–220.
- HOLLAND T.J.B. & POWELL R. (1990, rev. 1994): An enlarged and updated internally consistent dataset with uncertainties and correlations. *J. Metam. Geol.* 8, 89–124.
- HONNOREZ J. & KIRST P. (1975): Petrology of rodingites from the equatorial Mid-Atlantic Fracture Zones and their geotectonic significance. *Contrib. Mineral. Petrol.* 49, 233–257.
- HOOGERDIJN STRATING E.H., RAMPONE E., PICCARDO G.B., DRURY M.R. & VISSERS R.L.M. (1993): Subsolidus emplacement of mantle peridotites during incipient oceanic rifting of the Mesozoic Tethys (Voltri massif, NW Italy). *J. Petrol.* 34, 901–927.
- HUBER M.I. (1981): Geologisch-strukturelle Untersuchungen im Oberen Maggiagebiet (Tessin, Schweiz). Unpubl. Diss. ETH Zürich.
- HUBER M., RAMSAY J. & SIMPSON C. (1980): Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. *Eclogae geol. Helv.* 73, 593–606.
- HUBER R.K. & MARQUER D. (1996): Tertiary deformations and kinematics of the southern part of the Tambo and Suretta nappes (Val Bregaglia, Eastern Swiss Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 76, 383–398.
- HUCKENHOLZ H.G. & SEIBERL W. (1989): Occurrence of carbonate scapolites and their bearing on geothermometry of rocks of (high temperature) granulite facies. 28th Int. Geol. Congr. Abstr. Vol. 2, 78–80.
- HUNZIKER J.C., DESMONDS J. & HURFORD A.J. (1992): Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mém. Géol. Lausanne*, 13.
- HUNZIKER J.C., DESMONDS J. & MARTINOTTI G. (1989): Alpine thermal evolution in the central and the western Alps. In: COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ. 45, 353–367.
- HUNZIKER J.C., HURFORD A.J. & CALMBACH L. (1997): Alpine cooling and uplift. In: PFIFFNER O.A., LEHNER P., HEITZMANN P., MÜLLER S. & STECK A. (eds.): *Deep structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20*. Birkhäuser, 260–264.
- HURFORD A.J. (1986): Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 413–427.
- HURFORD A.J., FLISCH M. & JÄGER E. (1989): Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating. In: COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ. 45, 369–398.
- IONOV D.A., PRIKHOD'KO V.S. & O'REILLY S.Y. (1995): Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin. *Chem. Geol.* 120, 275–294.
- IONOV D.A., SAVOYANT L. & DUPUY C. (1992): Application of the ICP-MS technique to trace element analysis of peridotites and their minerals. *Geostandard Newsletters* 16, 311–315.
- IROUSCHEK A. (1983): Mineralogie und Petrographie von Metapeliten der Simano-Decke unter besonderer Berücksichtigung cordieritführender Gesteine. Unpubl. Diss. UNI Basel.
- IRVINE A.J. & BARAGAR W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548.
- JÄGER E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae geol. Helv.* 66, 11–21.
- JÄGER E., NIGGLI E. & WENK E. (1967): Rb–Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F.* 134.

- JAGOUTZ E., PALME H., BADDENHAUSEN H., BLUM K., CENDALES M., DREIBUS G., SPOTTEL B., LORENZ V. & WÄNKE H. (1979): The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf. No. 10, Geochim. Cosmochim. Acta, Supplement 11*, 2031–2050.
- JENKINS D.M. (1980): Experimental phase relations pertinent to hydrated peridotites in the system H_2O - CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 . Unpubl. Diss. UNI Chicago.
- JENKINS D.M. (1981): Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system H_2O - CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 . *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 166–176.
- JENKINS D.M. (1983): Stability and composition relations of calcic amphiboles in ultramafic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 375–384.
- JENKINS D.M. & CHERNOSKY J.V. (1986): Phase equilibria and crystallochemical properties of Mg-chlorite. *Am. Mineral.* 71, 924–936.
- JENNY H., FRISCHKNECHT G. & KOPP J. (1923): *Geologie der Adula*. Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 51.
- JOHANNES W. & HOLTZ F. (1996): *Petrogenesis and experimental petrology of Granitic rocks*. Minerals and Rocks, Springer-Verlag Berlin/Heidelberg.
- JOHNSON K.T.M., DICK H.J.B. & SHIMIZU N. (1990): Melting of the Oceanic Upper Mantle: An Ion Microprobe Study of Diopsides in Abyssal Peridotites. *J. Geophys. Res.* 95, 2661–2678.
- JORIS C.-L. (1985): Geologische und petrographische Untersuchungen im Bereiche der Ultrabazit-Vorkommen der Valli dell Isorno (Novara, Italien). Unpubl. Dipl. UNI Lausanne, 126 pages.
- KELEMEN P.B., DICK H.J.B. & QUICK J.E. (1992): Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature* 358, 635–641.
- KELEMEN P.B., KOGA K. & SHIMIZU N. (1997): Geochemistry of gabbro sills in the crust–mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 475–488.
- KELEMEN P.B., SHIMIZU N. & SALTERS V.J.M. (1995): Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature* 375, 747–753.
- KERRICH D.M. (1988): Al_2SiO_5 -bearing segregations in the Lepontine Alps, Switzerland: aluminium mobility in metapelites. *Geology* 16, 636–640.
- KEUSEN H.R. (1972): Mineralogie und Petrographie des metamorphen Ultramafitit-Komplexes vom Geisspfad (Penninische Alpen). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 52, 385–478.
- KIMBALL K.L., SPEAR F.S. & DICK H.J.B. (1985): High temperature alteration of Abyssal ultramafics from the Islas Orcadas Fracture Zone, South Atlantic. *Contrib. Mineral. Petrol.* 91, 307–320.
- KLAPER E.M. (1982): Deformation und Metamorphose in der nördlichen Maggia-Zone. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 62, 47–76.
- KLAPER E.M. (1985): Deformation history and metamorphic mineral growth along the Pennine frontal thrust (Wallis, Ticino). Unpubl. Diss. ETH Zürich.
- KLEIN H.H. (1976): Alumosilikatführende Knauern im Lepontin. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 435–456.
- KÖPPEL V. & GRÜNENFELDER M. (1975): Concordant U–Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of high temperature Alpine metamorphism: a preliminary report. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 55, 129–132.
- KOPP J. (1923): Bau und Abgrenzung der Simano- und Aduladecke im südöstlichen Misox. *Eclogae geol. Helv.* 18, 259–265.
- KOSTOPOULOS D.K. (1991): Melting of the Shallow Upper Mantle: a new perspective. *J. Petrol.* 32, 671–699.
- KROGH E.J. (1988): The garnet-clinopyroxene Fe–Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 44–48.
- KÜNDIG E. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 6, 1–99.
- KUNO H. (1968): Differentiation of basaltic magmas. In: HESS H.H. & POLDERVAART A. (eds.): *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. Vol. 2, Interscience, New York, 623–688.
- LAGABRIELLE Y. & CANNAT M. (1990): Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology* 18, 319–322.
- LAIRD J. (1982): Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks: blueschist–greenschist–eclogite relations. In: VEBLEN D.R. & RIBBE P.H. (eds.): *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. MSA Rev. in Mineralogy 9B, 138–158.
- LAIRD J. & ALBEE A.L. (1981): Pressure, Temperature and Time Indicators in Mafic shists: Their Application to Reconstructing the polymetamorphic History of Vermont. *Am. J. Sci.* 281, 127–175.
- LANGMUIR C.H., BENDER J.F., BENCE A.E., HANSON G.N. & TAYLOR S.R. (1977): Petrogenesis of basalts from the Famous area: Mid-Atlantic ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 133–156.
- LAUBSCHER H.P. & BERNOULLI D. (1982): History and deformation of the Alps. In: Hsü K. (ed.): *Mountain building processes*. Academic Press, London, 169–180.
- LE BRETON N. & THOMPSON A.B. (1988): Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stage of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 226–237.
- LEAKE B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.* 63, 1023–1052.
- LEMOINE M. (1980): Serpentinities, gabbros and ophicalcites in the Piemont-Ligurian domain of the western Alps: Possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protrusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. *Genève, Archives des Sci.* 33, 103–116.

- LEMOINE M., TRICART P. & BOILLOT G. (1987): Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model. *Geology* 15, 622–625.
- LINIGER M. (1992): Der ostalpin-penninische Grenzbereich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz). Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 9769.
- LINIGER M. & NIEVERGELT P. (1990): Stockwerktektonik im südlichen Graubünden. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 95–101.
- LISTER G.S., ETHERIDGE M.A. & SYMONDS P.A. (1986): Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology* 14, 246–250.
- LÖW S. (1987): Die tektono-metamorphe Entwicklung der nördlichen Adula-Decke (Zentralalpen, Schweiz). *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 161.
- LOUBET M. & ALLÈGRE C.J. (1982): Trace elements in orogenic lherzolites reveal the complex history of the upper mantle. *Nature* 298, 809–814.
- LOUBET M., SHIMIZU N. & ALLÈGRE C.J. (1975): Rare earth elements in alpine peridotites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 53, 1–12.
- LUGOVIC B., ALTHERR R., RACZEK I., HOFMANN A.W. & MAJER V. (1991): Geochemistry of peridotites and mafic igneous rocks from the Central Dinaric Ophiolite Belt, Yugoslavia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 201–216.
- MAALOE S. & AOKI K.I. (1977): The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, 161–173.
- MANCKTELOW N.S. (1985): The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae geol. Helv.* 78, 73–96.
- MANCKTELOW N.S. (1990): The Simplon Fault Zone. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 163.
- MANCKTELOW N.S. (1992): Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: evidence from interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics* 215, 295–317.
- MANCKTELOW N.S. (1994): Geometry, Kinematics and Timing of Deformation in the Central Alps. Second Workshop on Alpine Geology, Basel, Abstr. Vol., 36–38.
- MANCKTELOW N.S. (1995): Nonlithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high pressure metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.* 100, 571–583.
- MARQUER D. (1991): Structures et cinématique des déformations alpines dans le granite de Truzzo (Nappe de Tambo: Alpes centrales suisses). *Eclogae geol. Helv.* 84, 107–123.
- MARQUER D., BAUDIN T., PEUCAT J.J. & PERSOZ F. (1994): Rb–Sr mica ages in the Alpine shear zones of the Truzzo granite: Timing of the Tertiary alpine P–T-deformations in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 87, 225–239.
- MARQUER D., CHALLANDES N. & BAUDIN T. (1996): Shear zone patterns and strain distribution at the scale of a Penninic nappe: the Suretta nappe (Eastern Swiss Alps). *J. Struct. Geol.* 18, 753–764.
- MASSONNE H.J. & SCHREYER W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 212–224.
- MAYERAT A.M. (1994): Analyse structurale de la zone frontale de la nappe du Tambo (Pennique, Grisons, Suisse). *Mat. Carte Géol. Suisse N.S.* 165.
- MCDONOUGH W.F. & FREY F.A. (1989): Rare Earth Elements in Upper Mantle Rocks. In: LIPIN B.R. & MCKAY G.A. (eds.): *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. *MSA Rev. in Mineralogy* 21, 99–145.
- MCDONOUGH W.F. & SUN S.S. (1995): The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253.
- MCKENZIE D. & BICKLE M.J. (1988): The volume and composition of melt generated by the extension of the lithosphere. *J. Petrol.* 29, 625–679.
- MEDARIS L.G. & CARSWELL D.A. (1990): The Petrogenesis of Mg–Cr garnet peridotites in European metamorphic belts. In: CARSWELL D.A. (ed.): *Eclogite facies rocks*. Blackie, Glasgow and London, 260–290.
- MENZIES M.A. & DUPUY C. (1991): Orogenic Massifs: Protolith, Process and Provenance. *J. Petrol.*, Special Lherzolite Issue, 1–16.
- MENZIES M.A., LONG A., INGRAM G., TATNELL M. & JANECKY D. (1993): MORB peridotite-sea water interaction: experimental constraints on the behaviour of trace elements, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios. In: PRICHARD H.M., ALBASTER T., HARRIS N.B.W. & NEARY C.R. (eds.): *Magmatic processes and plate tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 76, 309–322.
- MERLE O., COBBOLD P.R. & SCHMID S. (1989): Tertiary kinematics in the Lepontine Dome. In: COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 113–134.
- MERLE O. & LE GAL P. (1988): Post-amphibolite westward thrusting and fold vergence in the Ticino domain. *Eclogae geol. Helv.* 81, 215–226.
- MESCHEDE M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chem. Geol.* 56, 207–218.
- MEYRE C., DE CAPITANI C. & PARTZSCH J.H. (1997): A ternary solid solution model for omphacite and its application to geothermobarometry of eclogites from the Middle Adula nappe (Central Alps, Switzerland). *J. Metam. Geol.* 15, 687–700.
- MEYRE C. & PUSCHNIG A.R. (1993): High-pressure metamorphism and deformation at Trescolmen, Adula-Nappe, Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 73, 277–283.
- MICHAEL P.J. & BONATTI E. (1985): Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting. *Earth Planet. Sci. Lett.* 73, 91–104.
- MILNES A.G. (1974a): Post-Nappe Folding in the Western Lepontine Alps. *Eclogae geol. Helv.* 67, 333–348.

- MILNES A.G. (1974b): Structure of the Pennine Zone (Central Alps): a new working hypothesis. *Bull. geol. Soc. Am.* 85, 1727–1732.
- MILNES A.G. (1976): Strukturelle Probleme im Bereich der Schweizer Geotraverse – das Lukmanier-Massiv. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 615–618.
- MILNES A.G., GRELLER M. & MÜLLER R. (1981): Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-Pennine Alps. *J. Struct. Geol.* 3, 411–420.
- MILNES A.G. & PFIFFNER A.O. (1980): Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen – Como. *Eclogae geol. Helv.* 73, 619–633.
- MILNES A.G. & SCHMUTZ H.U. (1978): Structure and history of the Suretta nappe (Pennine zone, Central Alps) – a field study. *Eclogae geol. Helv.* 71, 19–33.
- MITTELHOLZER A.E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 16, 19–182.
- MOECHER D.P. & ESSENE E.J. (1990): Phase Equilibria for Calcic Scapolite, and Implications of Variable Al–Si Disorder for p–T, T–X_{CO₂}, and a–X Relations. *J. Petrol.* 31, 997–1024.
- MÖCKEL J.R. (1969): Structural Petrology of the garnet-peridotite of Alpe Arami (Ticino, Switzerland). *Leidse Geol. Med.* 42, 61–130.
- MOTTANA A., CARSWELL D.A., CHOPIN C. & OBERHÄNSLI R. (1990): Eclogite facies mineral parageneses. In: CARSWELL D.A. (ed.): *Eclogite Facies Rocks*. Blackie, Glasgow and London, 14–52.
- MOTTL M.J. (1983): Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 161–180.
- MÜNTENER O. (1997): The Malenco peridotites (Alps): Petrology and geochemistry of subcontinental mantle and Jurassic exhumation during rifting. Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 12103.
- MÜNTENER O. & HERMANN J. (1996): The Val Malenco lower crust – upper mantle complex and its field relations (Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 76, 475–500.
- MYSEN B.O. & BOETTCHER A.L. (1975): Melting of a Hydrous Mantle: I. Phase Relations of Natural Peridotite at High Pressures and Temperatures with Controlled Activities of Water, Carbon Dioxide, and Hydrogen. *J. Petrol.* 16, 520–548.
- NEUENSCHWANDER S. (1996): Ein Beitrag zur Geologie der Cima Lunga-Einheit, Alpe Gagnone, Tessin. Unpubl. Dipl. ETH/UNI Zürich.
- NICOLAS A. & BOUDIER F. (1991): Rooting of the sheeted dyke complex in the Oman Ophiolite. In: PETERS T., NICOLAS A. & COLEMAN R.J. (eds.): *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*. *Petrol. and Struct. Geol.* 5, 39–54.
- NIEVERGELT P., LINIGER M., FROITZHEIM N. & FERREIRO MÄHLMANN R. (1996): Early to mid tertiary crustal extension in the Central Alps: The Turba mylonite zone (Eastern Switzerland). *Tectonics* 15, 329–340.
- NIGGLI E. (1960): Mineralzonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. *Int. Geol. Congr. XXI Sess. Norden, Kopenhagen, Teil B*, 132–138.
- NIGGLI E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. *Fortschr. Mineral.* 47, 16–26.
- 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.
- NIIDA K. & GREEN D.H. (1999): Stability and chemical composition of pargasitic amphiboles in MORB pyrolyte under upper mantle conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 135, 18–40.
- NISBET E.G., DIETRICH V.J. & ESENWEIN A. (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. *Fortschr. Mineral.* 57, 264–279.
- O'HARA M.J. & MERCY E.L.P. (1966): Garnet-peridotite and eclogite from Bellinzona, Switzerland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1, 295–300.
- O'NEILL H.S.C. & WALL V.J. (1987): The Olivine–Orthopyroxene–Spinel Oxygen Geobarometer, the Nickel Precipitation Curve and the Oxygen Fugacity of the Earth's Upper Mantle. *J. Petrol.* 28, 1169–1191.
- OBATA M. (1980): The Ronda peridotite: garnet-, spinel- and plagioclase-lherzolite facies and the P–T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *J. Petrol.* 21, 533–572.
- OTERDOOM W.H. & GUNTER W.D. (1983): Activity models for Plagioclase and CO₃-Scapolites – An Analysis of Field and Laboratory data. *Am. J. Sci.* 283-A, 255–282.
- OTERDOOM W.H. & WENK E. (1983): Ordering and Composition of Scapolite: Field Observations and Structural Interpretations. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 330–341.
- OTTONELLO G., ERNST W.G. & JORON J.L. (1984a): Rare earth and 3d transition element geochemistry of Peridotitic rocks: I. Peridotites from the Western Alps. *J. Petrol.* 25, 343–372.
- OTTONELLO G., JORON J.L. & PICCARDO G.B. (1984b): Rare Earth and 3d Transition Element Geochemistry of peridotitic rocks: II. Ligurian peridotites and associated basalts. *J. Petrol.* 25, 373–393.
- OTTONELLO G., PICCARDO G.B. & ERNST W.G. (1979): Petrogenesis of some Ligurian peridotites — II. Rare earth element chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1273–1284.
- PALME H. & NICKEL K.G. (1985): Ca/Al ratio and composition of the Earth's upper mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2123–2132.
- PARTZSCH J.H. (1996): The tectono-metamorphic evolution of the middle Adula nappe, Central Alps, Switzerland. Unpubl. Diss. UNI Basel.

- PARTZSCH J.H., DALLA TORRE M., FREY M., MEYRE C. & DE CAPITANI C. (in prep.): The metamorphic evolution of the middle Adula nappe, Central Alps, Switzerland. *J. Metam. Geol.*
- PARTZSCH J.H., SCHMID S.M. & FREY M. (in prep.): The structural evolution of the Adula nappe (Central Alps, Switzerland): Implications for Tertiary nappe formation. *Eclogae geol. Helv.*
- PATINO DOUCE A.E. & JOHNSTON A.D. (1991): Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 202–218.
- PEARCE J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE R.S. (ed.): *Andesites*. John Wiley & Sons, 525–548.
- PEARCE J.A. (1983): Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: HAWKESWORTH C.J. & NORRY M.J. (eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Geol. Series, Nantwich, 230–249.
- PEARCE J.A. & CANN J.R. (1971): Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 339–349.
- PEARCE J.A. & CANN J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290–300.
- PEARCE J.A. & GALE G.H. (1977): Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. In: *Volcanic Process in Ore Genesis*. Inst. Min. Met. Geol. Soc. London, 14–24.
- PEARCE J.A. & NORRY M.J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 33–47.
- PERETTI A. (1985): Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. *Eclogae geol. Helv.* 78, 23–48.
- PETERS Tj. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalperpentins bei Davos. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 43, 529–685.
- PFEIFER H.R. (1978): Hydrothermal Alpine metamorphism in metaperidotite rocks of the Cima Lunga Zone, Valle Verzasca, Switzerland. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 58, 400–404.
- PFEIFER H.R. (1979): Fluid-Gesteins-Interaktion in metamorphen Ultramafititen der Zentralalpen. Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 6379.
- PFEIFER H.R. (1981): A model for fluids in metamorphosed ultramafic rocks: III. Mass transfer under amphibolite facies conditions in olivine–enstatite rocks of the Central Alps, Switzerland. *Bull. Mineral.* 104, 834–847.
- PFEIFER H.R. (1987): A model for fluids in metamorphosed ultramafic rocks: IV. Metasomatic veins in metaharzburgites of Cima di Gagnone, Valle Verzasca, Switzerland. In: HELGESON H.C. (ed.): *Chemical transport in Metasomatic processes*. Reidel Amsterdam, 591–632.
- PFEIFER H.R., COLOMBI A. & GANGUIN J. (1989): Zermatt-Saas and Antrona Zone: A petrographic and geochemical comparison of polyphase metamorphic ophiolites of the West-Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 217–236.
- PFEIFER H.R., COLOMBINI A., GANGUIN J., HUNZIKER R., OBERHÄNSLI R. & SANTINI L. (1991): Relics of high-pressure metamorphism in different lithologies of the Central Alps, an updated inventory. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 71, 441–451.
- PIFFNER M. (1996): High-pressure mafic and ultramafic bodies associated with calc-silicate rocks – a former ocean floor sequence and its evolution in the northern Cima Lunga unit, Central Alps. *Mitt. Österr. Mineral. Ges.* 141, 173–174.
- PIFFNER M., GROND R. & WAHL F. (1995): Post-subductional tertiary three stage deformation, Cima Lunga, Central Alps. *Terra Abstr.*, Abstr. Suppl. Nr. 1 to Terra Nova 7, 274.
- PIFFNER M. & TROMMSDORFF V. (1997): Evidence for high-pressure metamorphosed ophiocarbonate rocks, Cima di Gagnone, Central Alps. *Terra Nova Abstract Supplement 1*, p. 26.
- PIFFNER M. & TROMMSDORFF V. (1998): The high-pressure ultramafic-mafic-carbonate suite of Cima Lunga–Adula, Central Alps: Excursions to Cima di Gagnone and Alpe Arami. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 78, 337–354.
- PIFFNER O.A., FREI W., VALASEK P., STÄUBLE M., LEVATO L., DUBOIS L., SCHMID S.M. & SMITHSON S.B. (1990): Crustal shortening in the Alpine orogen: Results from deep seismic reflection profiling in the Eastern Swiss Alps, line NFP 20-East. *Tectonics* 9, 1327–1355.
- PIFFNER O.A. & HITZ L. (1997): Geologic interpretation of the seismic profiles of the Eastern Traverse (lines E1–E3, E7–E9): eastern Swiss Alps. In: PIFFNER O.A., LEHNER P., HEITZMANN P., MÜLLER S. & STECK A. (eds.): *Deep Structure of the Swiss Alps, Results of NRP 20*. Birkhäuser, 73–100.
- PICCARDO G.B., RAMPONE E. & VANNUCCI R. (1990): Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formation: evidences from peridotite bodies of the Western Alpine – Northern Apennine system. In: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R. (eds): *Deep Structure of the Alps*. *Mém. Soc. géol. France* 156, 323–333.
- PLATT J.P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 1037–1053.
- PLATT J.P. (1993): Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova* 5, 119–133.
- PLATT J.P. & VISSERS R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.* 2, 397–410.
- PLATT J.P. & VISSERS R.L.M. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology* 17, 540–543.
- POGNANTE U., RÖSLI U. & TOSCANI L. (1985): Petrology of ultramafic and mafic rocks from the Lanzo peridotite body (Western Alps). *Lithos* 18, 201–214.

- POUCHON J.L. & PICOIR F. (1984): Un nouveau modèle de calcul pour la microanalyse quantitative par spectrométrie de rayons X. I: Application à analyse d'échantillons homogènes. *Rech. Aerosp.*, 167–192.
- POWNCHEY M.I., WALL V.J. & O'NEILL H.S.C. (1987): Fe–Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97, 116–126.
- POZZORINI D. (1996): Stable isotope investigations of ophiocarbonate rocks, Bergell aureole, Valmalenco: Constraints on Fluid-Rock Interaction. Unpubl. Diss. ETH-Zürich, Nr. 11436.
- PREISWERK H. (1918): Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 26.
- PREISWERK H. (1921): Die zwei Deckenkulminationen Tosa–Tessin und die Tessiner Querfalte. *Eclogae geol. Helv.* 16.
- PREISWERK H., BOSSHARD L., GRÜTTER O., NIGGLI P., KÜNDIG E. & AMBÜHL E. (1934): Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenioal. *Spez. Karte* 116.
- PRINZHOFER A. & ALLÈGRE C.J. (1985): Residual peridotites and the mechanism of partial melting. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 251–265.
- PROBST P. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. Unpubl. Diss. UNI Bern.
- PURDY J.W. & STALDER H.A. (1973): K–Ar ages of fissure minerals from the Swiss Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 53, 79–98.
- PUSCHNIG A.R. (1996): Regional and emplacement-related structures at the northeastern border of the Bergell intrusion (Monte del Forno, Rhetic Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 76, 399–420.
- PUSCHNIG A.R. (1998): The Forno unit (Rhetic Alps): Evolution of an ocean floor sequence from rifting to Alpine orogeny. Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 12702.
- RAHEIM A. & GREEN D.H. (1974): Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe–Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.* 48, 179–203.
- RAMPONE E., BOTTAZZI P. & OTTOLINI L. (1991): Complementary Ti and Zr anomalies in orthopyroxene and clinopyroxene from mantle peridotites. *Nature* 354, 518–520.
- RAMPONE E., HOFMANN A.W., PICCARDO G.B., VANNUCCI R., BOTTAZZI P. & OTTOLINI L. (1995): Petrology, mineral and isotope Geochemistry of the External Liguride Peridotites (Northern Apennines, Italy). *J. Petrol.* 36, 81–105.
- RAMPONE E., HOFMANN A.W., PICCARDO G.B., VANNUCCI R., BOTTAZZI P. & OTTOLINI L. (1996): Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N-Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 61–76.
- RAMSAY J.G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
- RAMSAY J.G. & ALLISON I. (1979): Structural Analysis of Shear Zones in an alpinised Herzynian Granite (Maggia Lappen, Pennine Zone, Central Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 59, 251–279.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1983): *The Techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 1: Strain Analysis. Academic Press.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1987): *The Techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 2: Folds and Fractures. Academic Press.
- REMAIDI M. (1993): Etude géochimique d'une association péridotites réfractaires–pyroxénites dans le massif de Ronda (Espagne). Implications pour les mécanismes de circulation des magmas dans le manteau supérieur. Unpubl. Diss. UNI Montpellier, France.
- REUSSER C.E. (1987): Phasenbeziehungen im Tonalit der Bergeller Intrusion (Graubünden, Schweiz / Provinz Sondrio, Italien). Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 8329.
- RICE J.M., EVANS B.W. & TROMMSDORFF V. (1974): Widespread Occurrence of Magnesioicummingtonite in ultramafic schists, Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 43, 245–251.
- RINGWOOD A.E. (1975): *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill, New York, 618p.
- RISOLD A.-C., TROMMSDORFF V., REUSSER E. & ULMER P. (1996): Alpe Arami and Cima di Gagnone Garnet Peridotites: Observations Contradicting the Hypothesis of Ultra Deep Origin. *Suppl. to EOS, Transactions, AGU Vol. 77, 46, F761*.
- RISOLD A.-C., TROMMSDORFF V., REUSSER E. & ULMER P. (1997): Genesis of FeTiO₃ inclusions in garnet peridotites from the Central Alps. *Terra Abstracts, Abstr. Suppl. No. 1 to Terra Nova* 9, 28.
- RÖSLI U.E. (1988): Geochemische und mineralogische Untersuchungen an Metarodingiten. Unpubl. Diss. ETH-Zürich, Nr. 8589.
- ROLLINSON H. (1993): *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman geochemistry series, Longman Group Ltd.
- ROSENBERG C.L., BERGER A. & SCHMID S.M. (1995): Observations from the floor of a granitoid pluton: Inferences on the driving force of final emplacement. *Geology* 23, 443–446.
- ROST R., WANNEMACHER J. & GRIGEL W. (1974): Die Ultramafite der Alpe Arami und Croveggio, Tessin (Schweiz). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 353–369.
- RUBATTO D. (1998): Dating of pre-Alpine magmatism, Jurassic ophiolites and Alpine subduction in the Western Alps. Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 12620.
- RUBATTO D., GEBAUER D. & FANNING M. (1998): Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt–Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 132, 269–287.
- RÜCK P. (1995): Stratigraphisch-sedimentologische Untersuchungen der Schamser Decken. In: RÜCK P. & SCHREURS G.: *Die Schamser Decken, Teil 1. Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 167.

- SACHTLEBEN T. & SECK H.A. (1981): Chemical Control of Al-Solubility in Orthopyroxene and its Implications on Pyroxene Geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78, 157–165.
- SALTERS V.J.M. & SHIMIZU N. (1988): World-wide occurrences of HFSE-depleted mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2177–2182.
- SANTINI L. (1992): Géochimie et géochronologie dans les paragenèses de haute pression de la Nappe de l'Adula (Alpes Centrales, Suisse). Unpubl. Diss. UNI Lausanne.
- SAWYER D.S., WHITMARSH R.B., KLAUS A., et al. (1994): Proc. ODP, Init. Reports, 149, Iberia Abyssal Plain: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- SCAMBELLURI M., HOOGERDUIN STRATING E.H., PICCARDO G.B., VISSERS R.L.M. & RAMPONE E. (1991): Alpine olivine- and titanian clinohumite-bearing assemblages in the Erro-Tobbio peridotite (Voltri Massif, NW Italy). *J. Metam. Geol.* 9, 79–91.
- SCAMBELLURI M., MÜNTENER O., HERMANN J., PICCARDO G.B. & TROMMSDORFF V. (1995): Subduction of water into the mantle: History of an Alpine peridotite. *Geology*, 23, 459–462.
- SCHARDT H. (1906): Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. *Verh. Schweiz. Narf. Ges. St.Gallen*.
- SCHILLING J.G., ZAJAC M., EVANS R., JOHNSTON T., WHITE W., DEVINE J.D. & KINGSLEY R. (1985): Petrologic and geochemical variations along the mid-atlantic ridge from 29°N to 73°N. *Am. J. Sci.* 283, 510–586.
- SCHLÄPFER E. (1979): Metamorphose und Strukturen der Cima-Lunga-Serie, Teil IV: Val d' Efra – Val Gagnone. Unpubl. Dipl. ETH Zürich.
- SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER F. & ZINGG A. (1989): The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In: COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 153–171.
- SCHMID S.M., PFIFFNER O.A., FROITZHEIM N., SCHÖNBORN G. & KISSLING E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics* 15, 1036–1064.
- SCHMID S.M., PFIFFNER O.A. & SCHREURS G. (1997): Rifting and collision in the Pennine zone of eastern Switzerland. In: PFIFFNER O.A., LEHNER P., HEITZMANN P., MÜLLER S. & STECK A. (eds.): *Deep Structures of the Swiss Alps, Results of NRP 20*. Birkhäuser, 160–185.
- SCHMID S.M., RÜCK P. & SCHREURS G. (1990): The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, Eastern Switzerland). In: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R. (eds.): *Deep structure of the Alps*. *Mém. Soc. géol. France* 156, 263–287.
- SCHMID S.M., ZINGG A. & HANDY M. (1987): The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea zone. *Tectonophysics* 135, 47–66.
- SCHMIDT C. (1894): *Geologische Exkursionen durch die zentralen Schweizer Alpen*. *Livret-Guide Géol.*, Paris-Lausanne, 136–142.
- SCHMIDT C. & PREISWERK H. (1908): *Geologische Karte der Simplongruppe*. Spezialkarte Nr. 48 mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.
- SCHREURS G. (1993): Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units: implications for the orogenic evolution of the Pennine zone in eastern Switzerland. *Bull. Soc. geol. France* 164, 415–435.
- SELVERSTONE J. (1988): Evidence for east-west extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. *Tectonics* 7, 87–105.
- SEYFRIED W.E., BERNDT M.E. & SEEWALD J.S. (1988): Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: constraints from diabase alteration experiments, hot spring fluids and composition of the oceanic crust. *Can. Mineral.* 26, 787–804.
- SHAW D.M. (1970): Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 237–243.
- SHERVAIS J.W. (1982): Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 101–118.
- SIDLER D.M. & BENNING L.G. (1992): Strukturen im Südosten der Margna-Decke und im Malenco-Serpentinit (Val Malenco, Italien). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 72, 57–69.
- SIMPSON C. (1981): Ductile shear zones: a mechanism of rock deformation in the orthogneisses of the Maggia nappe, Ticino. Unpubl. Diss. ETH Zürich.
- SIMPSON C. (1982): The structure of the northern lobe of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. *Eclogae geol. Helv.* 75, 495–516.
- SMITH D. & RITER J.C.A. (1997): Genesis and evolution of low-Al orthopyroxene in spinel peridotite xenoliths, Grand Canyon field, Arizona, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 391–404.
- SPEAR F.S. (1981): An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci.* 281, 697–734.
- SPEAR F.S. (1993): *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineral. Soc. Am. Monograph, Washington D.C.
- SPEAR F.S. & FRANZ G. (1986): P–T evolution of metasediments from the Eclogite Zone, south-central Tauern Window, Austria. *Lithos* 19, 219–234.
- SPICHER A. (1980): *Tectonic Map of Switzerland, 1:500'000*. Edited by the Geological Commission of Switzerland.
- SPILLMANN P. (1993): *Die Geologie des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs im südlichen Berninagebirge*. Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 10175.

- STÄUBLE J. (1978): Metamorphose und Strukturen der Cima-Lunga-Serie, Teil II: Val d' Agro. Unpubl. Dipl. ETH Zürich.
- STAMPFLI G.M. (1993): Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Eclogae geol. Helv.* 86, 1–45.
- STAMPFLI G.M. (1994): Exotic terrains in the Alps: a solution for a single Jurassic ocean. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 74, 449–452.
- STAUB R. (1924): Der Bau der Alpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 52.
- STAUDIGEL H. & SCHREYER W. (1977): The upper thermal stability of clinocllore, $Mg_5Al[AlSi_3O_{10}](OH)_8$, at 10–35 kb P_{H_2O} . *Contrib. Mineral. Petrol.* 61, 187–198.
- STECK A. (1968): Junge Bruchsysteme in den Zentralalpen. *Eclogae geol. Helv.* 61, 387–393.
- STECK A. (1984): Structures de déformation tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar–Simplon–Ossola). *Eclogae geol. Helv.* 77, 55–100.
- STECK A. & HUNZIKER J. (1994): The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps – compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics* 238, 229–254.
- STEINITZ G. & JÄGER E. (1981): Rb–Sr and K–Ar studies on rocks from the Suretta nappe: eastern Switzerland. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 61, 121–131.
- STEINMANN M. (1994): Die nordpenninischen Bündnerschiefer der Zentralalpen Graubündens: Tektonik, Stratigraphie und Beckenentwicklung. Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 10668.
- STOSCH H.G., LUGMAIR G.W. & KOVALENKO V.I. (1986): Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia. II: Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 2601–2614.
- SUEN C.J. & FREY F.A. (1987): Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 85, 183–202.
- SUN S.S. & McDONOUGH W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS A.D. & NORRIS M.J. (eds.): *Magmatism in the ocean basins*. *Geol. Soc. Spec. Pub.* 42, 313–345.
- SUN S.S., NESBITT R.W. & SHARASKIN A.Y. (1979): Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 44, 119–138.
- TALERICO C. (in prep.): Unpubl. Diss. über den Chiavenna-Ultramafitit, ETH Zürich (erscheint voraussichtlich 2000).
- THOMPSON A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks: Prediction of some p–T–X(Fe/Mg) phase relations. *Am. J. Sci.* 276, 401–454.
- THOMPSON A.B. (1996): Fertility of crustal rocks during anatexis. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 87, 1–10.
- THOMPSON A.B. & CONNOLLY J.A.D. (1995): Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *J. Geophys. Res.* 100, 15565–15579.
- THOMPSON A.B. & TRACY R.J. (1979): Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reactions in the system $CaO-KAlO_2-NaAlO_2-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 429–438.
- THOMPSON A.B., TRACY R.J., LITTLE P.T. & THOMPSON J.B.JR. (1977): Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the Gassetts schists, Vermont. *Am. J. Sci.* 277, 1152–1167.
- THOMPSON J.B.JR. (1982): Composition space: an algebraic approach. In: FERRY J.M. (ed.): *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*. *MSA Rev. in Mineralogy* 10, 1–32.
- THOMPSON J.B.JR., LAIRD J. & THOMPSON A.B. (1982): Reactions in amphibolite, greenschist and blueschist. *J. Petrol.* 23, 1–27.
- TODD C.S. & ENGI M. (1997): Metamorphic field gradients in the Central Alps. *J. metam. Geol.* 15, 513–530.
- TORAMARU A. & FUJII N. (1986): Connectivity of melt phase in a partially molten peridotite. *J. Geophys. Res.* 91, 9239–9252.
- TRACY R.J. (1982): Compositional zoning and inclusions in Metamorphic Minerals. In: FERRY J. M. (ed.): *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*. *MSA Rev. in Mineralogy* 10, 355–397.
- TROMMSDORFF V. (1966): Progressive Metamorphose kieseligler Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 46, 431–460.
- TROMMSDORFF V. (1972): Change in T–X during metamorphism of siliceous dolomitic rocks of the Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 52, 1–4.
- TROMMSDORFF V. (1980): Alpine metamorphism and Alpine intrusions. In: TRÜMPY R. (ed.): *Geology of Switzerland, a guide-book*, Part A. *Schweiz. geolog. Komm.*, 82–87.
- TROMMSDORFF V. (1983): Metamorphose magnesiumreicher Gesteine: Kritischer Vergleich von Natur, Experiment und thermodynamischer Datenbasis. *Fortschr. Mineral.* 61, 283–308.
- TROMMSDORFF V. (1990): Metamorphism and Tectonics in the Central Alps: The Alpine Lithospheric Mélange of Cima Lunga and Adula. *Mem. Soc. Geol. It.* 45, 39–49.
- TROMMSDORFF V. & CONNOLLY J.A.D. (1990): Constraints on the phase diagram topology for the system $CaO-MgO-SiO_2-CO_2-H_2O$. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 1–7.
- TROMMSDORFF V. & EVANS B.W. (1969): The stable Association Enstatite–Forsterite–Chlorite in Amphibolite Facies Ultramafics of the Lepontine Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 49, 325–332.
- TROMMSDORFF V. & EVANS B.W. (1972): Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell tonalite aureole (Italy). *Am. J. Sci.* 272, 423–437.
- TROMMSDORFF V. & EVANS B.W. (1974): Alpine Metamorphism of Peridotitic Rocks. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 333–352.

- TROMMSDORFF V. & EVANS B.W. (1977): Antigorite-Ophicarbonates: Contact Metamorphism in Valmalenco, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 301–312.
- TROMMSDORFF V. & EVANS B.W. (1980): Titanian Hydroxyl-Clinohumite: Formation and Breakdown in Antigorite Rocks (Malenco, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 72, 229–242.
- TROMMSDORFF V., EVANS B.W. & RICHTER W. (1975): Eklogit/Rodingit-Übergänge in Ultramafiten der Cima Lunga-Serie. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 55, 572–574.
- TROMMSDORFF V., LOPEZ SANCHEZ-VIZCAINO V., GOMEZ-PUGNAIRE M.T. & MÜNTENER O. (1998): High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.* 132, 139–148.
- TROMMSDORFF V. & NIEVERGELT P. (1983): The Bregaglia (Bergell) Iorio intrusive and its field relations. *Mem. Soc. Geol. It.* 26, 55–68.
- TROMMSDORFF V., PICCARDO G.B. & MONTRASIO A. (1993): From magmatism through metamorphism to sea floor emplacement of subcontinental Adria lithosphere during pre-Alpine rifting (Malenco, Italy). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 73, 191–203.
- TRÜMPY R. (1960): Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. *Bull. Geol. Soc. Am.* 71, 843–908.
- TRÜMPY R. (1980): Geology of Switzerland, a guide-book. Part A: An outline of the geology of Switzerland. *Schweiz. Geol. Komm.*, 1–104.
- TUCHSCHMID M. (1992): Petrogenese der anorogenen tertiären Vulkanite der venezianischen Vulkanprovinz (N-Italien). Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 9945.
- ULMER P. & TROMMSDORFF V. (1995): Serpentine Stability to Mantle depths and subduction-related Magmatism. *Science* 268, 858–861.
- VAN DER WAL D. & BODINIER J.L. (1996): Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. *Contrib. Mineral. Petrol.* 122, 387–405.
- VANCE D. & O'NIOS R.K. (1992): Prograde and retrograde thermal histories from the central Swiss Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.* 114, 113–129.
- VANNUCCI R., SHIMIZU N., BOTTAZZI P., OTTOLINI L., PICCARDO G.B. & RAMPONE E. (1991): Rare Earth and Trace Element Geochemistry of Clinopyroxenes from the Zabargad Peridotite–Pyroxenite Association. *J. Petrol.*, Special Lherzolite Issue, 255–269.
- VAVRECKA-SIDLER D.M. (1998): Aluminium tschermak substitution in chlorite in the system MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O – a theoretical and experimental approach. Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 12836.
- VILLA I. & VON BLANKENBURG F. (1991): A hornblende ³⁹Ar–⁴⁰Ar age traverse of the Bregaglia tonalite (southeast Central Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 71, 73–87.
- VISSERS R.L.M., DRURY M.R., HOOGERDUIN STRATING E.H. & VAN DER WAAL D. (1991): Shear zones in the upper mantle – a case study in an Alpine lherzolite massif. *Geology* 19, 990–993.
- VOGGENREITER W., HÖTZL H. & MECHIE J. (1988): Low-angle detachment origin for the Red Sea Rift System. *Tectonophysics* 150, 51–75.
- VON BLANKENBURG F. (1992): Combined high precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals: applied to the Central-Alpine Bergell intrusion. *Chem. Geol.* 100, 19–40.
- VON BLANKENBURG F. & DAVIES J.H. (1995): Slab breakoff. A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14, 120–131.
- VOSHAGE H., HOFMANN A.W., MAZZUCHELLI M., RIVALENTI G., SINIGOI S., RACZEK I. & DEMARCHI G. (1990): Isotopic evidence from the Ivrea zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. *Nature* 347, 731–736.
- WAHL F. (1994): Beitrag zur Geologie der Cima Lunga, Val Verzasca – Leventina, Ticino, Teil II. Unpubl. Dipl. ETH/UNI Zürich.
- WANG H.S. (1939): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 19, 21–199.
- WATKINS P.J. & NOLAN J. (1990): Determination of rare-earth elements, scandium, yttrium and hafnium in 32 geochemical reference materials using inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry. *Geostandard Newsletters* 14, 11–20.
- WEISS M. (1997): Clinohumites: a field and experimental study. Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 12202.
- WEISSERT H.J. & BERNOULLI D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rundschau* 74, 665–679.
- WELLS P.R.A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 129–140.
- WENK E. (1943): Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 23, 265–294.
- WENK E. (1953): Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. *Eclogae geol. Helv.* 46, 9–21.
- WENK E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 35, 311–319.
- WENK E. (1956): Die leontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. *Eclogae geol. Helv.* 49, 139–152.
- WENK E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit–Plagioklas. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 42, 139–152.
- WENK E. (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. *Fortschr. Mineral.* 47, 34–51.
- WERNICKE B. (1985): Uniform-sense normal shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.* 22, 108–125.

- WIDMER T.W. (1996): Entwässerung ozeanisch alterierter Basalte in Subduktionszonen (Zone von Zermatt-Saas Fee). Unpubl. Diss. ETH Zürich, Nr. 11609.
- WIELAND H. (1966): Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 46, 189–303.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1976): Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 28, 459–469.
- WITT-EICKSCHEN G. & SECK H.A. (1991): Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 431–439.
- WOOD B.J. (1974): The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 46, 1–15.
- WOOD D.A., GIBSON I.L. & THOMPSON R.N. (1976): Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of Eastern Iceland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 55, 241–254.
- WOOD D.A., JORON J.L. & TREUIL M. (1979): A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 326–336.
- WUNDER B. & SCHREYER W. (1997): Antigorite: High-pressure stability in the system MgO–SiO₂–H₂O (MSH). *Lithos* 41, 213–227.
- ZIEGLER W. (1956): Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 49, 1–78.
- ZINGG A.J. (1979): Metamorphose und Strukturen der Cima Lunga-Serie, Teil III: Cima d' Efra – Cima di Nèdro. Unpubl. Dipl. ETH Zürich.

Seite Leer /
Blank leaf

Anhang

A1 Abkürzungen	2
A1.1 Mineralabkürzungen	2
A1.2 Weitere Abkürzungen	2
A2 Analytische Methoden	3
A2.1 Elektronenmikrosonde (EMS)	3
A2.2 Röntgenfluoreszenz (XRF: X-ray fluorescence)	3
A2.3 Induktiv gekoppelte Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS)	4
A2.4 Mineralnormierungen	6
A2.5 Strukturelle Feldarbeiten und Auswertung am Computer	6
A3 XRF-Analysen	7
A4 ICP-MS-Analysen	16
A5 EMS-Analysen	17
A5.1 Granat- und Chlorit-Metaperidotite	17
A5.2 Eklogite, Symplektit-Eklogite und (Granat-) Amphibolite	26
A5.3 Grob- und feinkörnige Diopsid-Kalksilikatfelse (Meta-Ophikarbonate)	30
A5.4 Diopsid-Grossular-Kalksilikatknauer in Calcit-Marmor	34
A5.5 Meta-(semi-)pelitische Gneise und Glimmerschiefer	35
A6 Probenverzeichnis	38
A7 Detailkarten und -profile (Tafeln 1 bis 4)	44
Lebenslauf von Marcel A. Pfiffner	48

A1 Abkürzungen

A1.1 Mineralabkürzungen

Ab	Albit	Fo	Forsterit	Pa	Paragonit
Adl	Andalusit	Fsp	Feldspat	Parg	Pargasit
Alm	Almandin	Gross	Grossular	Phe	Phengit
Als	Alumosilikat	Grt	Granat	Phlog	Phlogopit
Amph	Amphibol (Am)	Hbl	Hornblende	Plag	Plagioklas
An	Anorthit	Hgl	Hellglimmer	Px	Pyroxen
And	Andradit	Ilm	Ilmenit	Py	Pyrop
Anth	Anthophyllit	Jd	Jadeit	Qz	Quarz
Ap	Apatit	Kfsp	Kalifeldspat	Rut	Rutil
Atg	Antigorit	Klin	Klinochlor	Serp	Serpentin
Bi	Biotit	Klzo	Klinozoisit	Sill	Sillimanit
Cc	Calcit	Kor	Korund	Skap	Skapolith
Chl	Chlorit	Ky	Disthen (Kyanit)	Spess	Spessartin
Chr	Chromit	Ma	Marialit	Spi	Spinell
Chry	Chrysotil	Marg	Margarit	Stau	Staurolith
Cpx	Klinopyroxen	Me	Mejonit	Te	Talk
Cumm	Cummingtonit	Mgs	Magnesit	Ticl	Titanoklinohumit
Di	Diopsid	Mgt	Magnetit	Tit	Titanit
Do	Dolomit	Mu	Muskowit	Tr	Tremolit
En	Enstatit	Ol	Olivin	Turm	Turmalin
Ep	Epidot	Om	Omphazit	Zo	Zoisit
Fechr	Ferritchromit	Opx	Orthopyroxen		

A1.2 Weitere Abkürzungen

Strukturen:

D	Deformation, Deformationsphase (mit Index)
FA	Faltenachse (mit Index)
FAE	Faltenachsebene (mit Index)
HP	Hochdruck, Hochdruckphase
L	Lineation (Streckung oder Intersektion, mit Index)
S	Schieferung, Schieferungsfläche (mit Index)

Analytik:

Mg#	Mg/(Mg+Fe)	EMS	Elektronenmikrosonde
Cr#	Cr/(Cr+Al)	ICP-MS	Induktiv gekoppelte Plasma-Massenspektrometrie
Gew%	Gewichtsprozent	XRF	Röntgenfluoreszenz
Mol%	Molprozent	REE	Seltene Erden Elemente
Vol%	Volumenprozent	HREE	Schwere Seltene Erden Elemente
pfu	«per formula unit»	MREE	Mittlere Seltene Erden Elemente
M.I.	Mafischer Index	LREE	Leichte Seltene Erden Elemente
BSE	Rückstreuielektronen	HFSE	«High Field Strength Elements»
DS	Dünnschliff	MORB	«Mid-Ocean-Ridge Basalt»

Austauschvektoren:

cats	Ca-Tschermak-Substitution (2Al = CaSi)
ed	Edenit-Substitution (NaAl = Si)
pl	Plagioklas-Substitution (NaSi = CaAl)
ts	Tschermak-Substitution (2Al = SiMg/Fe)
jd	Jadeit-Substitution (NaAl = CaMg)
pg	Pargasit-Substitution (= ts + ed)
gl	Glaukophan-Substitution (= pl + ts ~ jd)

A2 Analytische Methoden

A2.1 Elektronenmikrosonde (EMS)

Die Zusammensetzungen der Minerale sind mit einer Cameca SX-50 Elektronenmikrosonde bestimmt worden, welche mit fünf wellenlängendispersiven Kristallspektrometern ausgerüstet ist. Bei den Proben handelt es sich um polierte Dünnschliffe mit einem Durchmesser von 1 Inch, welche mit einer rund 200 Å dicken Kohlenstoffschicht bedampft worden sind (Hochvakuum-Bedampfungsanlage vom Typ EDWARDS 306). Die Messbedingungen während der Mineralanalysen umfassen eine Beschleunigungsspannung von 15 kV, einen Strahlstrom von 20 nA (auf Messing) sowie einen Strahldurchmesser von ~1 µm. Für Glimmer, Feldspäte, Serpentin und Chlorit ist der Strahldurchmesser teilweise auf ~5–10 µm gespreizt worden, um Veränderungen in der Mineralzusammensetzung infolge Erwärmung unter dem Elektronenstrahl vorzubeugen. Die Messzeit auf dem Untergrund zu beiden Seiten der Peakposition betrug für jedes Element die Hälfte der Messzeit auf der jeweiligen Peakposition selber (siehe WEISS, 1997, für Peak- und Untergrundpositionen). Natürliche und synthetische Oxide und Silikate dienten als Standards (vgl. Tabelle A2.1). Die Rohdaten sind bezüglich instrumenteller Drift, Totzeit und Untergrund korrigiert worden. Weiter wurde eine ZAF-Korrektur auf die Messdaten angewandt (POUCHON & PICHON, 1984). Die durchschnittlichen Messzeiten, die charakteristischen 2σ-Fehler gemäss Zählstatistik sowie die Nachweisgrenzen sind in Tabelle A2.1 aufgelistet. Die Mineralanalysen finden sich in den Tabellen A5.1 bis A5.25. Koronamineralen (z.B. in Symplektit) sind mit Hilfe von BSE-Bildern ausgewählt worden, um Mischmessungen zwischen verschiedenen Mineralphasen möglichst auszuschliessen.

Tabelle A2.1: Standards, durchschnittliche Messzeiten, 2σ-Fehler und Nachweisgrenzen für die Elektronenmikrosonden-Analytik.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Standard	Quarz	Rut	Kor	Chromit	Hämatit	Tephroit	NiO	Periklas	Wollast.	Ägirin	Kfsp
Messzeit (s)	20	20	20	20	20	30	30	30	20	30	20
Nachweisgrenze ¹⁾	0.06	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03
mittl. rel. Fehler (2σ) in Gew%	0.6 bei 40%	4.8 bei 0.4%	1.2 bei 10%	3.6 bei 1%	2.8 bei 10%	4.4 bei 0.2%	8.6 bei 0.4%	1.0 bei 20%	1.2 bei 10%	7.0 bei 0.2%	14.0 bei 0.1%

¹⁾ berechnet aufgrund der Formel: $C_{el} = 3 \cdot (C_{istd} / I_{netostd}) \cdot \sqrt{I_B} / t$ (mit C_{el} = Konzentration an der Nachweisgrenze, I_B = Intensität des unbekanntes Elementes, C_{istd} = Konzentration im Standard, $I_{netostd}$ = Nettointensität auf dem Standard, t = Messzeit).

A2.2 Röntgenfluoreszenz (XRF: X-ray fluorescence)

Die Gesamtgesteinszusammensetzungen sind mittels Röntgenfluoreszenz-Analytik (XRF) bestimmt worden. Dazu wurden vorwiegend frische, homogene Proben ohne makroskopisch erkennbare Einschlüsse oder Xenokristalle ausgewählt. Allenfalls vorhandene Verwitterungskrusten oder sekundäre metasomatische Adern und Venen sind mittels einer Diamantsäge grosszügig entfernt worden. Von sehr grobkörnigen Gesteinen (z.B. Diopsid-reiche Kalksilikatfelse) sind grössere Probenmengen aufbereitet worden. Ultramafische Gesteinsproben wurden in einer Achtmühle zu feinem Pulver gemahlen, um Kontaminationen durch die Mühle möglichst zu vermeiden; für alle anderen Proben kam eine Wolframkarbidmühle zum Einsatz.

Die XRF-Analysen (Haupt- und Spurenelemente) sind mit einem sequentiellen Spektrometer (Phillips PW 1404) an der eidgenössischen Materialprüfungsanstalt (EMPA) in Dübendorf durchgeführt worden, wobei internationale USGS-Referenzproben zur Kalibration verwendet wurden. Für die Messung der Hauptelemente dienten Glaspillen, die bei 1150 °C aus ausgeglühtem (bei 1050 °C) Gesteinspulver und Li₂B₄O₇, gemischt im Verhältnis 1:5, in Gold-Platin-Tiegeln aufgeschmolzen und in Platin-Formen gegossen wurden. Die Spurenelemente sind anhand von gepressten Pulverpillen (jeweils rund 10 g Gesteinspulver) über die «synthetische Untergrundmethode» bestimmt worden, für welche die Hauptelementgehalte bekannt sein müssen (NISBET et al., 1979). Die Rohdaten sind bezüglich instrumenteller Drift, Untergrund und Matrix-Effekten korrigiert worden. Die Kalibrations- und Korrekturprozeduren sind im Detail bei REUSSER (1987,

Seiten 174–218), der analytische Teil betreffend die Spektrometertechnik bei TUCHSCHMID (1992, Seiten 13–16) beschrieben. Die Nachweisgrenzen für die Spurenelemente sind direkt in den Tabellen A3.1 bis A3.8 angegeben. Die Reproduzierbarkeit der Methode wurde getestet, indem einige Proben doppelt gemessen worden sind.

A2.3 Induktiv gekoppelte Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS)

In 15 ultramafischen Proben sind zusätzlich zur XRF-Analytik die Gehalte an den Seltenen Erden Elementen (REE) sowie an einigen Spurenelementen mit Konzentrationen unterhalb der XRF-Nachweisgrenze (Li, Sr, Y, Zr, Ba, Hf, Th, U, Ga, Ge) mittels induktiv gekoppelter Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS) an der EMPA in Dübendorf bestimmt worden. Die Analysendaten finden sich in Tabelle A4.1.

Probenpräparation:

Zwischen 150 und 200 mg Gesteinspulver wurde in einer Mischung aus 7 ml HNO₃ und 0.8 ml HF (suprapur Merck Säuren) in Teflonbehältern von 160 ml Volumen aufgelöst. Dazu wurden die verschlossenen Teflonbehälter in einer speziellen Haltevorrichtung untergebracht, welche es erlaubt, die Säureattacke in einem Mikrowellenofen (MLS 1200, MLS, GmbH) bei erhöhter Temperatur und erhöhtem Druck durchzuführen (für weitere Details siehe MÜNTENER, 1997). Nach dem Auflösungsvorgang in der Mikrowelle sind die geschlossenen Teflonbehälter in einem kalten Wasserbad für rund 1.5 Stunden gekühlt worden. Danach wurde die HNO₃-HF-Mischung mit doppelt destilliertem Wasser auf 50 ml verdünnt, mit einem Verdünnungsfaktor zwischen 250 und 300. Die Lösungen wurden in Polyethylen-Fläschchen aufbewahrt. In den meisten Lösungen bildeten sich weisse, flockige Niederschläge bestehend hauptsächlich aus MgF (bestimmt mittels XRD durch M. Weiss; vgl. MÜNTENER, 1997), welche sich jedoch nach wenigen Tagen vollständig aufgelöst haben. Für die chemische Präparation der ultramafischen Gesteine stand ein spezieller Satz von Teflonbehältern zur Verfügung, die vor jedem Auflösungsprozess (sowohl Gesteinsproben als auch «Blanks») mit HNO₃ und doppelt destilliertem Wasser gereinigt worden sind. Mit jeder Probenserie (jeweils 5 pro Durchgang) ist ein chemischer «Blank» (nur Chemikalien, kein Probenmaterial) aufbereitet und analysiert worden. Die mittleren «Blank»-Werte finden sich in Tabelle A2.2 respektive nach Chondrit normiert in Figur A2.1.

Messvorgang:

Die ICP-MS-Analysen sind mit einem Quadrupol-Massenspektrometer des Typs ELAN 5000 (bis Ende 1996) respektive ELAN 6000 (ab 1997; beide Perkin Elmer Sciex) an der EMPA in Dübendorf durchgeführt worden. Zur Korrektur von Drift-Effekten sind ¹¹¹Cd und ¹⁸⁵Re als interne Standards verwendet worden. Für die Elemente Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba und La bis Gd wurde der Korrekturfaktor von ¹¹¹Cd, für die Elemente Tb bis Lu sowie Hf, Th und U jener von ¹⁸⁵Re verwendet. Diese Korrekturmethode führte jedoch zu Resultaten, die mit publizierten Standarddaten nicht kompatibel waren. Ein spezielles Problem stellte ein «Konzentrationsprung» zwischen Gd und Tb dar, welcher eher ein Artefakt der Drift-Korrektur als das Ergebnis einer ungewöhnlichen Probenzusammensetzung repräsentierte. Daher ist künftig eine lineare Interpolation zwischen den beiden internen Standards gemäss der Formel

$$C(x) = C_{Cd}(x) \frac{m}{b} + C_{Re}(x) \frac{b-m}{b}$$

durchgeführt worden, wobei C = Konzentration des gemessenen Elementes in der Probe x, C_{Cd/Re} = Konzentration von Cd resp. Re in der Probe x, m = Masse des gemessenen Elementes und b = 74 (m_{Re} – m_{Cd}). Dieses Vorgehen resultierte in einer deutlichen Verbesserung der REE- und Spurenelementanalytik im Vergleich zu publizierten Standarddaten. Zusätzliche Angaben zu Prinzipien, technischen Grundlagen, Nachweisgrenzen sowie weiteren Details zur ICP-MS-Analytik und -Kalibration geben beispielsweise TUCHSCHMID (1992) und MÜNTENER (1997).

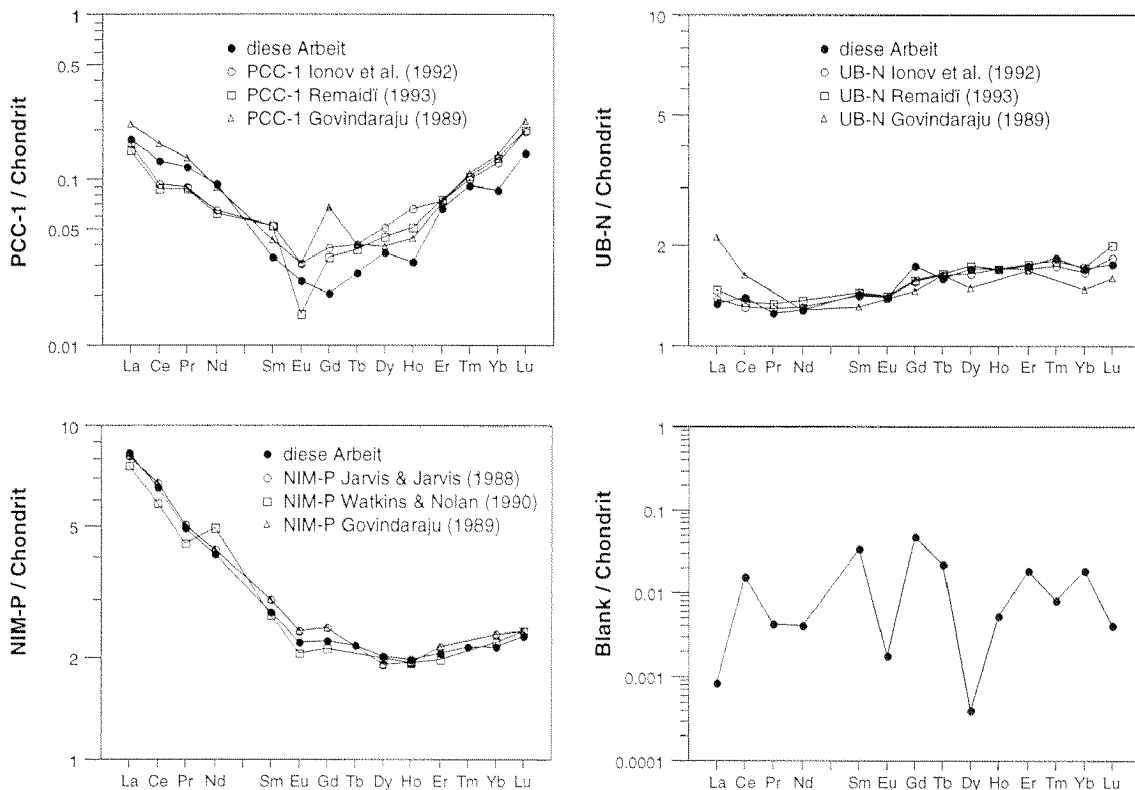
Resultate:

Die Messresultate für die ultramafischen Standardproben PCC-1, UB-N und NIM-P sind in Tabelle A2.2 wiedergegeben, zusammen mit den Resultaten aus publizierten Arbeiten. Wie aus Figur A2.1 weiter ersichtlich ist, stimmen die Chondrit-normierten REE-Verteilungen allgemein sehr gut mit publizierten Chondrit-normierten Werten überein (CI-Normierung nach SUN & McDONOUGH, 1989).

Tabelle A2.2: ICP-MS-Analysedaten von internationalen ultramafischen Gesteinsstandards (PCC-1: Dunit/Harzburgit; UB-N: Lherzolith; NIM-P: Pyroxenit), alle in ppm.

	PCC-1 eigene	PCC-1 Ionov et al. (1992)	PCC-1 REMAIDÍ (1993)	PCC-1 GOVIN-DARAJU (1989)	UB-N eigene	UB-N Ionov et al. (1992)	UB-N REMAIDÍ (1993)	UB-N GOVIN-DARAJU (1989)	NIM-P eigene	NIM-P JARVIS & JARVIS (1988)	NIM-P WATKINS & NOLAN (1990)	NIM-P GOVIN-DARAJU (1989)	Blank (Ø von 6 Werten)
La	0.042	0.039	0.036	0.052	0.3184	0.33	0.35	0.5	1.9784	1.93	1.8	1.93	0.0002
Ce	0.0794	0.057	0.054	0.1	0.8555	0.8	0.83	1	4.0259	4.15	3.6	4.15	0.0096
Pr	0.0114	0.0085	0.0084	0.013	0.1192	0.123	0.127		0.4692	0.48	0.42	0.48	0.0004
Nd	0.0438	0.03	0.029	0.042	0.5965	0.61	0.64	0.6	1.9165	1.98	2.3	1.98	0.0019
Sm	0.0052	0.008	0.008	0.0066	0.2201	0.216	0.222	0.2	0.4224	0.46	0.41	0.46	0.0051
Eu	0.0014	0.0018	0.0009	0.0018	0.0816	0.081	0.082	0.08	0.1297	0.14	0.12	0.14	0.0001
Gd	0.0042	0.008	0.0069	0.014	0.3604	0.32	0.325	0.3	0.4654	0.51	0.44	0.51	0.0099
Tb	0.001	0.0015	0.0014	0.0015	0.0588	0.06	0.061	0.06	0.081				0.0008
Dy	0.0092	0.013	0.0114	0.01	0.4317	0.42	0.44	0.38	0.5158	0.49	0.51	0.49	0.0001
Ho	0.0018	0.0038	0.0029	0.0025	0.0975	0.097	0.097		0.1132	0.11	0.11	0.11	0.0003
Er	0.0109	0.0123	0.0126	0.012	0.2873	0.282	0.292	0.28	0.3439	0.36	0.33	0.36	0.0031
Tm	0.0023	0.0025	0.0026	0.0027	0.0458	0.0434	0.045		0.054				0.0002
Yb	0.0145	0.0215	0.0231	0.024	0.29	0.283	0.293	0.25	0.3685	0.4	0.38	0.4	0.0031
Lu	0.0036	0.0049	0.005	0.0057	0.044	0.046	0.05	0.04	0.0585	0.06	0.06	0.06	0.0001
Rb	0.453	0.068		0.066	4.44	3.5		6	4.24			5	
Sr	0.507	0.38		0.4	9.68	7.8		10	40.7			32	0.0043
Y	0.0928				2.85				3.48			5	0.0004
Zr	0.112	0.13		10	3.77	3.3		8	7.02				0.061
Nb	0.0191	0.042		1	0.168	0.08			0.39				
Ba	0.792	0.68		1.2	23.8	26		30	29.1			46	0.051
Hf	0.0033	0.0055		0.04	0.124	0.122		0.1	0.222				0.0041
Ta	0.0107	0.003		0.02	0.0284	0.015			0.0347				
Th	0.014	0.0095		0.013	0.0634	0.063		2	0.304				0.0018
U	0.0052	0.0042		0.0045	0.0547	0.06		0.1	0.2			0.4	0.0003

Rb, Nb und Ta weisen z.T. grosse Abweichungen gegenüber den publizierten Messwerten auf und sind daher in dieser Arbeit nicht verwendet worden.



Figur A2.1: Vergleich zwischen Chondrit-normierten (nach SUN & McDONOUGH, 1989) Standarddaten und «Blank»-Werten aus dieser Arbeit und publizierten Referenzwerten (Standards PCC-1: Dunit/Harzburgit; UB-N: Lherzolith; NIM-P: Pyroxenit).

A2.4 Mineralnormierungen

Die Mineralanalysen, die im Anhang (Tabellen A5.1 bis A5.25) und im Text aufgelistet sind, sind mit Hilfe des Computerprogramms NORM (geschrieben von Peter Ulmer und Eric Reusser, ETH Zürich) normiert worden. Wo nichts Gegenteiliges erwähnt wird, sind die Kationen auf den folgenden Verteilungsgrundlagen berechnet worden: 8 Kationen und 24 Ladungen (Granat), 4 Kationen und 6 Sauerstoff-Atome (Pyroxene in ultramafischen Gesteinen), 12 Ladungen und $\text{Fe}^{3+} = \text{Acmit}$ (Omphazit und Diopsid in basischen Gesteinen, Kalksilikatfelsen und Marmoren), 3 Kationen und kein Fe^{3+} (Olivin), 3 Kationen und 4 Sauerstoff-Atome (Minerale der Spinell-Gruppe), 10 Sauerstoff-Atome und 8 OH (Chlorit), 10 Sauerstoff-Atome und 2 OH (Talk), 10 Sauerstoff-Atome und 8 OH (Antigorit), 2 Kationen und 6 Ladungen (Ilmenit), 2 Sauerstoff-Atome und $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}} = 0$ (Rutil), 12 Sauerstoff-Atome und 1 OH (Zoisit, Klinozoisit, Epidot), 5 Kationen und 16 Ladungen (Feldspäte), 11 Sauerstoff-Atome und alles $\text{Fe} = \text{Fe}^{2+}$ (Hellglimmer), 11 Sauerstoff-Atome und 7 Kationen + Na + K + Ca (Biotit) sowie $\text{Si} + \text{Al} = 12$ und $\text{CO}_2 = 1 - \text{Cl}$ (Skapolith).

Die Normierung der Amphibole erfolgte in erster Linie mit der Norm NAMP (23 Sauerstoff-Atome und $\Sigma_{\text{Kationen}} - \text{Na} - \text{K} - \text{Ca} = 13$). Amphibole mit einem $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnis höher als 0.3 (v.a. in basischen Gesteinen) wurden anschliessend auf ein fixiertes $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}} = 0.3$ normiert (RAMP-Norm). Die Mg-Hornblenden, tremolitischen Hornblenden und Mg-Cummingtonite der ultramafischen Proben wurden mit einem festen $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}} = 0$ normiert, um die Analysen mit Daten aus der Literatur vergleichen zu können (vgl. EVANS, 1982).

A2.5 Strukturelle Feldarbeiten und Auswertung am Computer

Die strukturelle Untersuchung in dieser Arbeit bedient sich sowohl einer regionalen Kartierung, angefertigt von GROND (1994) und WAHL (1994) (publiziert in GROND et al., 1995), als auch detaillierter lokaler Betrachtungen im Umfeld einiger Peridotitkörper (Tafeln 1 und 3). Die relative Abfolge der verschiedenen Deformationsphasen konnte sowohl innerhalb der basischen und ultrabasischen Linsen als auch in den umgebenden Gneisen und Schiefen anhand deutlicher Überprägungen einwandfrei erstellt werden. Zur Korrelation sind verschiedene Kriterien wie zum Beispiel Orientierung der einzelnen Strukturelemente, geometrische Form von Falten und Boudins, Isoklinalität der Falten sowie Überlagerungsstil zwischen Falten einzelner Phasen verwendet worden.

Zur Messung der zahlreichen Strukturdaten im Feld diente normalerweise ein Büchi-Kompass, seltener auch ein einfacherer Silva-Kompass, beide mit einer relativen Ablesegenauigkeit von etwa $\pm 2^\circ$ (Streichen und Fallen). Es sind ausschliesslich Fallazimute und Fallwinkel der linearen und planaren Strukturen eingemessen worden. Innerhalb der ultrabasischen Linsen traten stellenweise Kompassabweichungen von 50° und mehr auf, was auf einen relativ hohen lokalen Gehalt an Magnetit im Gestein schliessen lässt und eine Messung verunmöglichte. Für die Auswertungen wurden ausschliesslich Daten von Orten berücksichtigt, wo keine Ablenkung der Kompassnadel feststellbar war. Überdies sind die Messdaten aus den Arbeiten von GROND (1994) und WAHL (1994), wo immer möglich, integriert worden.

Die Auswertungen der Messdaten erfolgte hauptsächlich mit dem Programm «Stereoplot» von MANCKTELOW (Version 2.0, 1993 bzw. Version 3.03, 1995) auf einem Macintosh-Computer. Wo nichts Gegenteiliges erwähnt ist, stellen die Stereogramme immer flächentreue Projektionen von der unteren Halbkugel auf die Äquatorebene dar, die Nordrichtung ist jeweils oben. Das Computerprogramm bietet die Möglichkeiten, die Daten statistisch zu erfassen und auszuwerten, Maxima und Mittelwerte mit zugehörigen Standardabweichungen zu berechnen sowie eine Ansammlung von Datenpunkten nach ihrer Punktedichte zu konturieren. Konturierungen sind jedoch nur sinnvoll, wenn mehr als 20 bis 25 Einzelmessungen vorliegen.

Eine Überlagerung zwischen zwei aufeinanderfolgenden Deformationsphasen lässt sich im Stereogramm häufig nachweisen. Wird zum Beispiel eine Schieferung verfaltet, so kommen deren Flächenpole – in regelmässigen Abständen über ein Faltenscharnier gemessen – statistisch auf einem Grosskreis zu liegen. Die Konturlinien dieser Polpunkte sind je nach der Intensität der Verfaltung verschieden stark elongiert oder verzerrt. Der Pol dieses Grosskreises wiederum entspricht einer mittleren Faltenachse der überprägenden Phase und kann direkt mit den entsprechenden Messdaten verglichen werden. Erfolgt andererseits keine weitere Deformation, so bilden die Schieferungspole eine Punktwolke, deren Konturlinien annähernd konzentrisch verlaufen.

A3 XRF-Analysen

Tabelle A3.1: XRF-Daten von CO₂-armen Lherzoliten; Hauptelemente in Gew%, Spurenelemente in ppm.

Lherzolithe (wenig CO ₂)														
Probe	160.3	160.3	160.7	163a.12	163a.12	163a.16	163a.16	163a.33	163a.33	163b.23	163c.1	163c.2	III.13	IX.161
SiO ₂	41.86	42.22	43.11	43.06	43.05	43.41	43.35	43.81	43.83	43.12	43.54	44.48	44	43.05
TiO ₂	0.04	0.04	0.08	0.15	0.15	0	0	0.01	0.01	0.08	0.03	0.01	0.01	0.1
Al ₂ O ₃	2.41	2.45	2.88	3.81	3.78	1.49	1.53	1.56	1.61	1.81	1.62	1.68	1.58	3.37
Fe ₂ O ₃ ^a	9.39	9.33	8.74	8.62	8.63	8.5	8.31	8.15	8.27	8.28	8.89	8.44	8.2	9.9
MnO	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.14	0.12	0.12	0.12	0.15
MgO	42.48	42.58	39.61	36.44	35.9	42.24	42.17	41.27	41.21	41.17	41.7	40.97	41.93	37.52
CaO	1.29	1.28	2.72	3.09	3.09	1.36	1.37	1.71	1.66	2.62	1.58	1.92	1.57	1.98
Na ₂ O	0	0.01	0.01	0	0	0	0.01	0	0.01	0.03	0	0	0	0.01
K ₂ O	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0	0.01
H ₂ O+	1.46	1.58	1.86	4.12	4.12	1.26	1.65	2.61	2.54	1.85	1.66	1.66	1.32	2.6
CO ₂ ^c	0.25	0.25	0.18	0.22	0.22	0.08	0.08	0.12	0.12	0.14	0.45	0.21	0.07	0.08
Cr ₂ O ₃	0.41	0.41	0.34	0.33	0.33	0.39	0.38	0.38	0.39	0.41	0.39	0.4	0.33	0.34
NiO	0.36	0.36	0.31	0.28	0.29	0.36	0.35	0.34	0.34	0.35	0.34	0.35	0.37	0.3
Summe	100.09	100.67	99.98	100.25	99.7	99.21	99.33	100.09	100.13	100.01	100.34	100.25	99.5	99.41
LOI ^b	1.71	1.83	2.04	4.34	4.34	1.34	1.73	2.73	2.66	1.99	2.11	1.87	1.39	2.68
V ^c	64	61	76	71	76	38	40	45	45	31	48	57	35	67
Cr	3757	3661	2944	2646	2923	3134	3143	3086	3082	3214	3269	3600	2680	2819
Ni	2288	2298	1967	1815	1825	2248	2208	2154	2161	2223	2186	2139	2291	1921
Co	128	130	109	111	107	85	105	108	101	123	122	104	86	108
Cu	16	17	12	15	17	<3	6	7	9	32	8	5	<3	<3
Zn	53	55	50	50	51	39	45	44	44	52	45	45	36	56
Ga	2	3	3	3	4	<2	<2	2	3	2	2	<2	<2	<2
Sc	7	7	15	14	15	12	12	12	12	5	11	14	12	13
S	<50	<50	<50	144	176	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Mg ^{#d}	0.900	0.900	0.900	0.893	0.892	0.908	0.910	0.909	0.908	0.908	0.903	0.906	0.910	0.882
Cr ^{#d}	0.103	0.101	0.073	0.055	0.055	0.149	0.143	0.141	0.140	0.132	0.139	0.138	0.123	0.063

Tabelle A3.1: Fortsetzung

Lherzolithe (wenig CO ₂)											
Probe	31.4P	31.30	31.30	31.46	31.46	V.2	V.2	I.1	29.8	32.12	34.4
SiO ₂	42.68	43.4	43.99	41.96	41.9	41.94	42.19	42.77	43.11	41.43	42.29
TiO ₂	0.15	0.14	0.14	0.07	0.07	0.16	0.15	0.13	0.09	0.16	0.16
Al ₂ O ₃	3.56	3.87	3.87	2.84	2.84	4.04	4.35	3.32	3.54	4.88	3.76
Fe ₂ O ₃ ^a	9.32	8.52	8.57	9.27	9.31	9.28	9.28	8.46	8.57	8.77	8.69
MnO	0.14	0.13	0.12	0.14	0.15	0.13	0.13	0.12	0.14	0.12	0.13
MgO	36.74	37.21	37.71	40.09	40.15	35.99	35.99	36.69	37.35	34.44	35.69
CaO	3.58	2.5	2.5	2.48	2.49	3.29	3.19	2.9	3.13	3.18	3.31
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0	0.01	0.01
H ₂ O+	3.14	3.32	2.75	2.58	2.51	3.15	3.15	4.44	3.05	4.61	4.22
CO ₂ ^c	0.19	0.24	0.24	0.3	0.31	0.44	0.44	0.51	0.05	0.72	0.2
Cr ₂ O ₃	0.32	0.32	0.32	0.35	0.35	0.34	0.33	0.31	0.34	0.39	0.3
NiO	0.29	0.29	0.29	0.32	0.32	0.29	0.28	0.29	0.29	0.27	0.28
Summe	100.13	99.96	100.52	100.41	100.41	99.07	99.5	99.95	99.67	98.99	99.04
LOI ^b	3.33	3.56	2.99	2.88	2.82	3.59	3.59	4.95	3.1	5.33	4.42
V ^c	74	67	69	58	58	85	90	72	65	76	72
Cr	2638	2723	2707	3079	3178	2870	2881	2840	2910	3316	2526
Ni	1846	1895	1902	2019	2039	1824	1816	1840	1885	1784	1736
Co	117	92	97	130	128	94	118	100	91	86	82
Cu	11	10	9	7	6	<3	8	11	<3	<3	<3
Zn	55	52	52	54	54	50	56	54	47	48	43
Ga	3	4	4	2	3	<2	3	2	<2	<2	<2
Sc	15	17	18	13	14	17	17	14	16	22	14
S	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	67	<50	<50	<50
Mg ^{#d}	0.886	0.896	0.897	0.895	0.895	0.885	0.885	0.896	0.896	0.886	0.891
Cr ^{#d}	0.057	0.053	0.053	0.076	0.076	0.054	0.048	0.059	0.061	0.051	0.051

^a Fe₂O₃ entspricht dem totalen Fe-Gehalt^c coulometrisch bestimmt^b LOI: Glühverluste total (Loss on ignition)^d Mg#=Mg/(Mg+Fe); Cr#=(Cr+Al)^e Restliche Spurenelemente sind unterhalb der XRF-Nachweisgrenze (in ppm): F<50, Ba<10, Rb<8, Sr<15, Pb<5, Th<5, U<10, Nb<4, La<20, Ce<15, Nd<25, Y<3, Zr<10.

Tabelle A3.2: XRF-Daten von CO₂-armen Harzburgiten und Duniten (Probe 31.4D): Hauptelemente in Gew%, Spurenelemente in ppm.

Harzburgite (wenig CO ₂)													
Probe	163a.43	163b.4	163b.4	163b.8	163b.8	163b.18	VI.4	VI.8	VI.81	2.1	2.4	32.1	32.1
SiO ₂	44.62	43.31	43.55	42.90	43.59	43.17	43.09	42.89	42.82	43.20	42.43	42.39	42.20
TiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	1.01	1.97	1.98	1.25	1.23	1.31	1.41	0.70	1.69	2.83	1.38	1.77	1.81
Fe ₂ O ₃ ^a	9.02	8.81	8.88	8.45	8.36	8.90	8.57	8.65	8.44	11.99	8.73	9.52	9.42
MnO	0.12	0.13	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.19	0.13	0.14	0.14
MgO	43.66	41.93	42.31	44.79	45.05	42.96	43.08	45.96	42.47	39.63	44.05	42.06	42.66
CaO	0.04	1.12	1.07	0.13	0.12	0.04	0.71	0.00	0.13	0.10	0.74	0.35	0.38
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
H ₂ O+	0.78	1.98	1.74	1.00	0.94	2.80	1.80	0.52	2.51	2.00	1.80	2.52	2.52
CO ₂ ^c	0.07	0.10	0.10	0.04	0.05	0.89	0.28	0.30	0.96	0.05	0.13	0.69	0.69
Cr ₂ O ₃	0.40	0.36	0.35	0.39	0.40	0.39	0.37	0.40	0.40	0.28	0.32	0.36	0.36
NiO	0.37	0.34	0.34	0.37	0.38	0.36	0.37	0.39	0.38	0.30	0.36	0.35	0.34
Summe	100.12	100.09	100.47	99.49	100.29	100.97	99.81	99.95	99.95	100.6	100.12	100.19	100.57
LOI ^b	0.85	2.08	1.84	1.04	0.99	3.69	2.08	0.82	3.47	2.05	1.93	3.21	3.21
V ^c	39	58	58	33	38	45	54	27	40	39	28	41	45
Cr	3703	2938	2867	3305	3731	3031	3227	3103	3056	2391	2699	2881	2939
Ni	2299	2175	2189	2338	2366	2217	2248	2330	2126	2065	2185	2111	2127
Co	129	121	121	120	121	118	119	100	80	155	130	113	143
Cu	6	8	9	10	<3	9	<3	<3	<3	13	6	<3	7
Zn	61	48	48	47	47	48	45	43	42	67	63	57	64
Ga	<2	2	2	<2	<2	2	<2	<2	<2	3	<2	<2	3
Sc	8	12	12	8	8	10	11	7	9	4	12	11	12
S	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Mg ^{#d}	0.906	0.904	0.904	0.913	0.914	0.905	0.909	0.913	0.909	0.868	0.909	0.897	0.900
Cr ^{#d}	0.210	0.109	0.106	0.173	0.179	0.167	0.150	0.277	0.137	0.062	0.135	0.120	0.118

Tabelle A3.2: Fortsetzung

Harzburgite (wenig CO ₂)										
Probe	31.4D	31.5	31.14	31.15	31.29	31.29	31.37	31.40	31.47	31.48
SiO ₂	40.90	44.36	44.18	39.79	43.39	43.75	44.47	44.78	44.49	44.44
TiO ₂	0.05	0.03	0.01	0.06	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.04
Al ₂ O ₃	1.29	1.20	1.06	2.84	1.44	1.48	1.15	1.28	1.28	1.43
Fe ₂ O ₃ ^a	12.15	10.00	8.30	11.50	8.37	8.63	8.89	9.12	8.94	10.22
MnO	0.21	0.16	0.12	0.12	0.12	0.12	0.14	0.16	0.14	0.16
MgO	43.41	41.91	43.65	38.22	44.17	43.54	42.94	41.97	42.35	41.25
CaO	0.58	0.21	0.03	0.01	0.00	0.01	0.16	0.04	0.10	0.28
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
H ₂ O+	0.96	1.37	1.81	3.67	1.85	1.82	1.10	2.17	1.89	1.05
CO ₂ ^c	0.05	0.06	0.25	0.92	0.10	0.10	0.09	0.25	0.08	0.75
Cr ₂ O ₃	0.12	0.46	0.34	2.46	0.30	0.32	0.39	0.43	0.40	0.37
NiO	0.38	0.35	0.37	0.27	0.37	0.38	0.36	0.37	0.37	0.36
Summe	100.12	100.13	100.14	99.86	100.15	100.18	99.72	100.60	100.06	100.36
LOI ^b	1.01	1.43	2.06	4.59	1.95	1.92	1.19	2.42	1.97	1.8
V ^c	37	44	32	204	30	29	36	40	46	43
Cr	855	3656	2748	19178	2387	2322	3264	3342	3696	3030
Ni	2461	2386	2302	1861	2384	2431	2193	2315	2385	2306
Co	190	119	127	132	114	115	113	116	113	138
Cu	20	10	9	6	8	9	6	6	6	7
Zn	75	62	55	115	52	53	55	58	58	64
Ga	2	3	2	4	2	2	<2	3	3	2
Sc	4	9	12	22	9	9	11	8	10	9
S	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Mg ^{#d}	0.876	0.893	0.912	0.868	0.913	0.909	0.905	0.901	0.904	0.889
Cr ^{#d}	0.059	0.205	0.177	0.368	0.123	0.127	0.185	0.184	0.173	0.148

^a Fe₂O₃ entspricht dem totalen Fe-Gehalt^c coulometrisch bestimmt^b LOI: Glühverluste total (Loss on ignition)^d Mg#=Mg/(Mg+Fe); Cr#=Cr/(Cr+Al)^e Restliche Spurenelemente sind unterhalb der XRF-Nachweisgrenze (in ppm): F<50, Ba<10, Rb<8, Sr<15, Pb<5, Th<5, U<10, Nb<4, La<20, Ce<15, Nd<25, Y<3, Zr<10.

Tabelle A3.3: XRF-Daten von CO₂-reichen Lherzoliten und Harzburgiten/Duniten, sowie von Granat-Peridotiten von Alpe Arami und Monte Duria; Hauptelemente in Gew%, Spurenelemente in ppm.

Probe	Lherzolithe (CO ₂ -reich)								Harzburgite (CO ₂ -reich)					
	163a.13	163a.32/1	163a.32/3	163a.4	32.26	UM2	31.41	IV.41	161.2	161.7	163a.23	163a.24	163a.32/2	163b.14
SiO ₂	40.74	40.35	39.63	40.86	41.97	36.97	42.38	42.80	40.40	41.94	42.11	41.38	35.96	41.16
TiO ₂	0.12	0.04	0.09	0.06	0.12	0.08	0.03	0.14	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	3.42	2.06	2.48	2.05	3.62	3.19	2.89	3.72	1.33	1.25	1.42	0.74	1.45	1.29
Fe ₂ O ₃ ^a	8.54	7.24	6.73	7.97	8.40	7.38	8.00	8.95	8.16	8.49	8.57	8.40	7.56	9.22
MnO	0.12	0.13	0.11	0.10	0.15	0.13	0.14	0.13	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10
MgO	35.66	32.64	32.68	39.26	35.60	32.81	35.89	36.30	39.17	42.32	41.61	45.21	36.06	44.73
CaO	2.49	2.01	2.20	1.98	3.09	2.01	3.74	3.19	0.05	0.04	1.10	0.23	0.20	0.02
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
H ₂ O ⁺	3.05	3.17	3.38	2.00	3.35	5.07	3.31	3.57	2.81	2.27	2.06	1.05	3.42	1.07
CO ₂ ^c	5.47	11.58	11.42	4.05	2.96	11.59	2.90	1.02	7.06	3.61	2.23	1.12	14.98	1.57
Cr ₂ O ₃	0.30	0.29	0.27	0.39	0.35	0.27	0.28	0.31	0.32	0.25	0.42	0.41	0.29	0.34
NiO	0.27	0.26	0.26	0.33	0.28	0.26	0.34	0.30	0.34	0.34	0.33	0.39	0.29	0.38
Summe	100.20	99.79	99.27	99.05	99.90	99.77	99.91	100.45	99.77	100.64	99.98	99.07	100.38	99.96
LOI ^b	8.52	14.75	14.80	6.05	6.31	16.66	6.21	4.59	9.87	5.88	4.29	2.17	18.40	2.64
V ^c	58	32	29	45	73	39	28	57	23	32	48	28	22	38
Cr	2404	2171	2096	3090	2793	2035	2348	2390	2158	1970	3213	3231	1871	2793
Ni	1740	1497	1516	1993	1776	1340	2158	1842	1900	2031	2075	2367	1536	2429
Co	98	45	52	82	82	56	115	90	80	116	113	102	46	104
Cu	9	14	15	<3	<3	37	60	<3	<3	6	<3	<3	43	9
Zn	58	52	48	36	51	46	51	49	45	56	42	50	43	54
Ga	3	<2	<2	<2	<2	<2	4	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2
Sc	12	7	6	12	16	5	9	14	7	8	12	6	<2	7
S	<50	197	101	0	<50	806	<50	<50	<50	<50	<50	<50	360	<50
Mg ^{#d}	0.892	0.899	0.906	0.907	0.894	0.898	0.899	0.889	0.905	0.908	0.906	0.914	0.904	0.906
Cr ^{#d}	0.056	0.086	0.068	0.113	0.061	0.054	0.061	0.053	0.139	0.118	0.166	0.271	0.118	0.150

Tabelle A3.3: Fortsetzung

Probe	Harzburgite (CO ₂ -reich)						Granat-Peridotite (Alpe Arami, Monte Duria)						
	163b.21	30.3	31.8	31.8	163b.24	30.6	AA7A	AA7B	AA7B2	DUR1A	DUR1B	DUR3A	DUR3B
SiO ₂	41.89	40.19	44.60	44.43	41.44	41.27	44.00	44.53	44.53	43.29	43.28	42.23	42.21
TiO ₂	0.01	0.00	0.03	0.03	0.01	0.08	0.09	0.09	0.09	0.11	0.11	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	0.71	0.32	1.03	1.06	1.66	1.77	3.09	2.98	2.56	2.93	2.89	2.33	2.39
Fe ₂ O ₃ ^a	8.59	7.19	8.95	9.14	9.02	7.20	8.71	8.43	8.43	8.76	8.78	8.30	8.32
MnO	0.14	0.09	0.13	0.13	0.11	0.08	0.12	0.10	0.10	0.13	0.13	0.12	0.12
MgO	45.40	41.66	40.75	41.34	39.59	37.87	40.32	40.29	40.74	40.04	40.01	40.98	40.93
CaO	0.04	0.00	0.09	0.10	0.08	0.03	2.61	2.58	2.58	2.64	2.66	2.05	2.05
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
H ₂ O ⁺	1.30	1.79	2.12	2.15	1.26	1.89	0.68	0.59	0.59	1.68	1.65	3.64	3.32
CO ₂ ^c	1.75	5.74	1.32	1.32	6.71	9.22	0.02	0.05	0.01	0.08	0.06	0.13	0.10
Cr ₂ O ₃	0.38	0.18	0.38	0.39	0.39	0.28	0.36	0.34	0.34	0.33	0.33	0.35	0.35
NiO	0.37	0.29	0.36	0.35	0.35	0.19	0.32	0.30	0.30	0.31	0.31	0.33	0.33
Summe	100.60	97.46	99.77	100.45	100.62	99.89	100.33	100.30	100.29	100.32	100.23	100.54	100.21
LOI ^b	3.05	7.53	3.44	3.47	7.97	11.11	0.70	0.64	0.60	1.76	1.71	3.77	3.42
V ^c	33	11	38	38	58	38	66	62	70	61	63	50	49
Cr	3109	1289	2979	2979	3540	2348	2676	2669	2815	2370	2403	2406	2424
Ni	2240	1624	2214	2222	2178	985	1978	1920	1923	2052	2048	2124	2138
Co	124	58	108	108	130	40	119	113	111	121	126	116	115
Cu	8	<3	7	8	5	6	19	19	19	22	21	16	17
Zn	53	28	56	56	55	42	46	46	46	47	48	44	45
Ga	<2	<2	2	2	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sc	7	2	8	8	12	8	12	12	12	9	9	7	7
S	126	<50	<50	<50	<50	818	58	56	94	<50	<50	<50	<50
Mg ^{#d}	0.913	0.920	0.900	0.900	0.897	0.912	0.902	0.904	0.905	0.901	0.900	0.907	0.907
Cr ^{#d}	0.264	0.274	0.198	0.198	0.136	0.096	0.073	0.071	0.082	0.070	0.071	0.092	0.090

^a Fe₂O₃ entspricht dem totalen Fe-Gehalt^c coulometrisch bestimmt^b LOI: Glühverluste total (Loss on ignition)^d Mg[#]=Mg/(Mg+Fe); Cr[#]=Cr/(Cr+Al)^e Restliche Spurenelemente sind unterhalb der XRF-Nachweisgrenze (in ppm): F<50, Ba<10, Rb<8, Sr<15, Pb<5, Th<5, U<10, Nb<4, La<20, Ce<15, Nd<25, Y<3, Zr<10.

Tabelle A3.4: XRF-Daten von Ultramafiten mit speziellen Chemismen resp. von Kontaktgesteinen zu Metarodingiten (v.a. Mgt-Amph-Chl-Blackwalls, Zone 3 in Fig. 5.16). Hauptelemente in Gew%, Spurenelemente in ppm.

Probe	Spezielle Chemismen		Kontaktgesteine zu Metarodingiten								
	31.15	34.1 ^f	31.32 UM	31.32 BW3	31.45 UM	31.45 BW3	163a.42 BW3	31.23 UM	31.23 BW3	31.7 UM	31.7 BW3
SiO ₂	39.79	52.70	43.52	48.22	43.10	45.73	50.72	43.30	48.73	45.71	47.06
TiO ₂	0.06	0.11	0.15	0.06	0.13	0.13	0.04	0.13	0.12	0.16	0.13
Al ₂ O ₃	2.84	3.73	3.70	2.58	3.60	5.81	2.73	3.92	3.56	3.60	4.50
Fe ₂ O ₃ ^a	11.50	9.18	8.63	6.05	8.32	7.73	8.29	8.37	8.10	8.35	8.83
MnO	0.12	0.20	0.13	0.09	0.15	0.07	0.14	0.13	0.08	0.10	0.07
MgO	38.22	28.56	32.59	24.21	36.25	25.97	33.37	34.66	24.84	30.81	25.28
CaO	0.01	0.62	5.73	11.53	4.17	8.14	0.52	4.69	9.63	6.74	8.96
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.70	0.72	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01	0.00
H ₂ O ⁺	3.67	3.92	4.10	3.29	3.71	5.66	3.51	3.72	3.87	3.86	4.31
CO ₂ ^c	0.92	0.25	0.53	1.97	0.10	0.07	0.14	0.06	0.03	0.03	0.06
Cr ₂ O ₃	2.46	0.31	0.34	0.23	0.32	0.27	0.36	0.32	0.25	0.33	0.29
NiO	0.27	0.26	0.31	0.24	0.32	0.23	0.22	0.30	0.18	0.28	0.21
Summe	99.86	99.84	99.74	98.51	100.18	99.82	100.11	100.31	100.12	99.98	99.70
LOI ^b	4.59	4.17	4.63	5.26	3.81	5.73	3.65	3.78	3.90	3.89	4.37
Sr ^c	<15	<15	16	27	<15	16	<15	<15	<15	<15	15
Ce	79	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Nd	33	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
V	204	51	62	35	53	74	37	57	93	68	96
Cr	– ^g	2155	2987	2057	2913	2539	2477	2493	2247	2625	2513
Ni	1861	1637	2053	1519	1899	1566	1260	1943	1233	1829	1457
Co	132	58	83	9	110	22	54	111	14	57	27
Cu	6	<3	38	143	25	10	34	22	7	9	<3
Zn	115	73	48	34	56	41	60	53	39	47	43
Ga	4	<2	6	4	4	7	5	4	5	4	6
Sc	22	12	14	<2	16	12	4	12	13	13	14
S	<50	<50	<50	<50	<50	<50	87	<50	<50	<50	<50
Mg ^{#d}	0.868	0.860	0.882	0.888	0.896	0.869	0.889	0.891	0.859	0.880	0.850
Cr ^{#d}	0.368	0.053	0.058	0.056	0.056	0.030	0.081	0.052	0.045	0.058	0.042

UM: Ultramafisch dominiert

BW3: Blackwall, Zone 3 (Amph-Chl-reich)

^a Fe₂O₃ entspricht dem totalen Fe-Gehalt

^b LOI: Glühverluste total (Loss on ignition)

^c coulometrisch bestimmt

^d Mg[#]=Mg/(Mg+Fe); Cr[#]=Cr/(Cr+Al)

^e Restliche Spurenelemente sind unterhalb der XRF-Nachweisgrenze (in ppm): F<50, Ba<10, Rb<8, Pb<5, Th<5,

U<10, Nb<4, La<20, Y<3, Zr<10

^f Speckstein (äusserst Fe-reich)

^g Cr-Gehalt zu hoch für XRF-Spurenelementanalytik.

Tabelle A3.5: XRF-Daten der metabasischen Gesteine (Eklogite, Metaroddingite, Amphibolite und Blackwalls). Hauptelemente in Gew%, Spurenelemente in ppm.

Probe	Eklogite							Metaroddingite						
	163a.15	163a.15 ^d	163a.28	163b.19	163c.4	163c.5	III.121	163a.14	163a.36	163a.36 ^d	163a.38	163a.40	163aR	163aR
SiO ₂	43.24	43.24	46.14	46.68	49.14	50.17	45.73	42.69	41.93	41.93	43.37	43.12	42.69	42.96
TiO ₂	2.64	2.64	1.71	1.48	1.93	2.15	1.60	1.13	1.39	1.39	1.79	1.52	1.64	1.62
Al ₂ O ₃	16.02	16.02	16.25	16.28	14.45	14.51	15.23	18.28	16.05	16.05	12.68	15.70	11.55	11.43
Fe ₂ O ₃ ^a	14.88	14.88	12.71	10.69	14.16	13.78	12.21	10.04	10.59	10.59	11.40	10.15	12.36	12.04
MnO	0.24	0.24	0.21	0.18	0.23	0.21	0.18	0.19	0.15	0.15	0.23	0.18	0.28	0.28
MgO	9.35	9.35	9.37	8.35	5.50	5.80	8.72	9.83	9.00	9.00	8.44	9.03	10.44	10.43
CaO	12.47	12.47	10.96	12.83	10.91	10.73	11.45	16.67	20.27	20.27	22.31	20.39	17.84	17.52
Na ₂ O	1.58	1.58	2.88	1.78	3.27	3.03	3.55	0.44	0.08	0.08	0.17	0.11	0.51	0.79
K ₂ O	0.02	0.02	0.13	0.18	0.14	0.18	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.10	0.19	0.25	0.27	0.02	0.14	0.16	0.16	0.22	0.13	0.59	0.58
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04
NiO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
LOI ^b	-0.62	-0.62	-0.30	0.86	-0.44	-0.35	0.01	0.17	-0.28	-0.28	-0.43	-0.29	0.04	0.27
Summe	99.89	99.89	100.21	99.54	99.56	100.50	98.74	99.63	99.38	99.38	100.20	100.08	98.00	97.97
F ^c	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	140	457	398	341	300	92	137
Ba	<10	<10	76	10	24	26	<10	<10	23	21	24	19	<10	<10
Rb	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Sr	218	212	131	552	278	145	49	421	76	79	60	822	102	100
Pb	<5	<5	<5	11	13	9	<5	18	<5	<5	<5	7	<5	<5
Nb	<4	<4	<4	9	11	13	<4	<4	<4	<4	13	8	<4	<4
Ce	21	<15	<15	<15	24	31	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	24
Y	50	48	33	38	49	51	26	22	28	29	35	35	35	36
Zr	214	208	122	116	157	172	100	75	91	92	118	108	112	111
V	178	190	247	199	289	287	267	103	323	316	363	314	194	171
Cr	192	193	285	229	39	43	250	345	378	384	85	335	346	345
Ni	126	126	161	90	48	54	121	103	66	68	47	109	170	160
Co	88	93	77	49	27	39	64	57	81	83	80	66	57	58
Cu	8	11	50	11	26	36	83	5	<3	6	13	8	<3	4
Zn	72	72	67	60	115	118	77	50	37	40	42	47	30	33
Ga	13	12	16	16	21	19	14	10	9	10	5	14	<2	3
Sc	56	57	50	44	48	49	46	30	41	42	37	36	41	39
MI ^c	0.59	0.59	0.55	0.54	0.70	0.68	0.56	0.48	0.51	0.51	0.55	0.50	0.52	0.51

Probe	Roddingite										Amphibolite			
	163b.17	163b.22	163b.28	163b.29	163b.9	163b.9	31.28	31.43	32.9	36.6	36.6 ^d	161.1	161.4	163a.1
SiO ₂	42.11	38.00	38.49	41.08	39.95	39.99	41.77	43.08	41.96	39.98	39.98	38.56	50.09	45.64
TiO ₂	1.03	0.81	1.25	0.98	1.11	1.12	1.40	1.55	0.83	2.14	2.14	1.02	0.47	
Al ₂ O ₃	12.05	15.94	16.26	13.22	14.08	14.24	16.04	14.29	15.93	17.03	17.03	19.07	16.44	16.22
Fe ₂ O ₃ ^a	8.59	10.12	9.73	8.45	8.28	8.36	10.62	11.20	11.13	14.68	14.68	13.61	7.47	9.13
MnO	0.13	0.13	0.23	0.16	0.14	0.15	0.18	0.40	0.18	0.34	0.34	0.32	0.14	0.12
MgO	8.96	12.61	8.79	7.41	7.55	7.54	7.79	9.06	11.62	7.91	7.91	9.89	9.12	9.65
CaO	25.43	20.77	24.96	27.46	26.47	26.71	21.40	20.13	17.18	16.98	16.98	14.09	12.02	12.82
Na ₂ O	0.30	0.09	0.04	0.08	0.57	0.65	0.07	0.30	0.38	0.50	0.50	1.26	2.69	2.41
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.29	0.54	0.33
P ₂ O ₅	0.10	0.06	0.11	0.09	0.10	0.10	0.15	0.15	0.06	0.61	0.61	0.20	0.02	0.13
Cr ₂ O ₃	0.05	0.06	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.06	0.02	0.02	0.04	0.06	0.05
NiO	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
LOI ^b	0.57	1.36	0.27	0.69	1.08	1.08	-0.14	-0.11	0.42	-0.77	-0.77	0.36	0.62	0.34
Summe	99.34	99.99	100.17	99.65	99.39	100.02	99.31	100.09	99.82	99.42	99.42	98.71	99.69	98.25
F ^c	436	78	392	523	648	619	161	183	<50	69	184	<50	295	113
Ba	<10	<10	<10	<10	12	10	12	15	45	24	24	<10	10	32
Rb	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Sr	28	18	29	30	31	36	212	74	40	78	78	71	248	712
Pb	<5	7	<5	<5	<5	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	9	12
Nb	<4	8	8	7	<4	6	<4	15	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Ce	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	32	25	<15	<15	<15
Y	16	26	34	28	22	28	24	34	20	39	38	42	6	19
Zr	60	50	98	76	74	80	97	120	47	150	151	53	16	91
V	154	150	223	190	200	207	237	202	195	309	323	120	190	203
Cr	510	653	357	250	327	288	302	339	598	211	208	384	435	437
Ni	173	366	87	78	93	96	65	97	377	66	69	64	129	210
Co	76	78	64	64	74	75	69	66	99	94	93	63	33	37
Cu	<3	111	5	<3	<3	<3	48	8	107	5	7	<3	<3	<3
Zn	43	73	40	36	34	36	51	43	59	47	48	31	53	37
Ga	6	12	6	7	8	8	10	3	6	6	5	<2	10	10
Sc	13	20	32	18	27	25	31	31	37	48	46	42	44	32
MI ^c	0.46	0.42	0.5	0.51	0.5	0.5	0.55	0.53	0.46	0.63	0.63	0.55	0.42	0.46

^a Fe₂O₃ entspricht dem totalen Fe-Gehalt^c MI=FeO_{tot}/FeO_{tot}+MgO^b LOI: Glühverluste (Loss on ignition)^d nur Spurenelemente doppelt analysiert^e Restliche Spurenelemente sind unterhalb der XRF-Nachweisgrenze (in ppm): Th<5, U<10, La<20, Nd<25, S<50.

Tabelle A3.5: XRF-Daten der Metabasika, Fortsetzung.

Probe	Amphibolite													
	163a.15	163a.30	163a.30 ^d	29.2	31.10	31.10 ^d	31.19	36.5	36.5 ^d	1.10	1.101	III.12	VI.11	VI.21
SiO ₂	44.94	44.05	44.05	46.02	45.39	45.39	45.54	44.40	44.40	46.16	47.42	44.85	44.50	47.17
TiO ₂	1.72	1.21	1.21	1.41	1.64	1.64	1.13	1.43	1.43	2.15	1.35	1.77	1.62	1.60
Al ₂ O ₃	14.80	17.23	17.23	14.34	14.75	14.75	14.41	15.90	15.90	13.83	16.43	14.91	14.55	16.26
Fe ₂ O ₃ ^a	12.12	10.35	10.35	11.87	10.32	10.32	10.49	11.79	11.79	12.94	8.95	11.73	9.50	12.92
MnO	0.19	0.16	0.16	0.16	0.13	0.13	0.16	0.18	0.18	0.20	0.15	0.15	0.14	0.22
MgO	9.70	11.10	11.10	10.11	10.96	10.96	13.89	9.22	9.22	7.54	6.52	9.62	10.38	8.52
CaO	12.94	11.75	11.75	12.14	12.71	12.71	10.03	12.51	12.51	9.33	14.29	11.22	10.76	8.69
Na ₂ O	1.51	1.47	1.47	2.17	1.29	1.29	1.89	2.23	2.23	5.61	1.89	4.03	4.33	2.20
K ₂ O	0.13	0.30	0.30	0.45	0.45	0.45	0.17	0.24	0.24	0.66	0.34	0.16	0.39	0.68
P ₂ O ₅	0.05	0.12	0.12	0.08	0.18	0.18	0.10	0.05	0.05	0.27	0.17	0.15	0.16	0.19
Cr ₂ O ₃	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.09	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04
NiO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01
LOI ^b	0.91	1.15	1.15	0.80	1.37	1.37	1.46	0.93	0.93	0.48	1.01	0.17	0.35	0.71
Summe	99.08	98.94	98.94	99.62	99.24	99.24	99.42	98.93	98.93	99.23	98.58	98.83	96.76	99.21
F ^c	258	559	630	713	351	327	378	79	127	459	637	236	237	508
Ba	<10	39	37	80	20	18	<10	11	10	202	138	<10	43	72
Rb	<8	<8	<8	<8	19	19	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	8
Sr	439	914	904	184	364	363	117	623	647	205	310	164	407	81
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	16	17	<5	<5	<5	<5	<5
Nb	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Ce	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	19	<15	<15	<15	<15
Y	30	24	21	24	30	30	16	25	22	29	13	29	20	28
Zr	121	88	85	90	115	115	73	88	88	142	79	126	109	95
V	244	163	156	284	207	205	132	215	213	335	302	217	181	252
Cr	387	197	193	388	266	286	732	352	342	391	375	314	368	325
Ni	195	162	163	210	154	153	435	113	115	117	103	248	260	110
Co	75	70	69	77	71	72	78	70	69	63	47	79	40	62
Cu	10	89	91	<3	<3	6	<3	6	5	20	<3	<3	<3	3
Zn	66	132	133	129	52	52	56	47	49	99	70	60	47	177
Ga	14	15	15	13	13	12	12	12	13	17	14	12	9	18
Sc	52	38	37	51	51	51	33	41	41	44	47	43	39	47
MI ^c	0.53	0.46	0.46	0.51	0.46	0.46	0.40	0.54	0.54	0.61	0.55	0.52	0.45	0.58

Probe	Blackwalls (Zonen 1 und 2)													
	163a.14	163aR	163aR ^d	31.13	32.9	163a.40	163a.41	31.39	31.43	31.50	31.52	31.54	163b.28	163b.28
SiO ₂	42.17	41.29	41.29	38.91	40.43	42.43	44.81	39.12	42.90	40.97	44.25	37.97	37.90	36.03
TiO ₂	1.12	2.68	2.68	0.95	0.86	1.41	0.83	1.33	1.50	2.13	1.63	1.02	1.26	1.52
Al ₂ O ₃	17.16	13.97	13.97	19.11	15.94	15.86	14.63	11.96	13.55	14.65	11.43	13.65	16.54	18.89
Fe ₂ O ₃ ^a	9.64	14.32	14.32	10.22	11.18	9.67	10.17	12.69	10.60	13.45	11.43	9.21	10.35	13.34
MnO	0.16	0.37	0.37	0.10	0.18	0.14	0.19	0.16	0.29	0.22	0.25	0.10	0.27	0.16
MgO	10.44	10.22	10.22	9.34	11.26	8.59	10.53	20.86	9.20	8.86	10.57	24.18	9.67	13.15
CaO	15.55	13.72	13.72	16.67	15.54	19.29	14.79	7.90	20.01	15.99	18.27	5.94	21.84	12.46
Na ₂ O	1.03	1.52	1.52	1.93	1.63	0.65	1.10	1.03	0.64	1.45	0.98	0.52	0.48	1.54
K ₂ O	0.43	0.20	0.20	0.27	0.41	0.14	0.38	0.21	0.08	0.26	0.15	0.10	0.13	0.51
P ₂ O ₅	0.14	0.41	0.41	0.15	0.07	0.14	0.14	0.14	0.18	0.43	0.11	0.05	0.11	0.14
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	0.02	0.04	0.06	0.04	0.04	0.10	0.03	0.02	0.04	0.15	0.04	0.06
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.01	0.10	0.00	0.01
LOI ^b	1.56	0.87	0.87	2.42	2.07	1.31	1.57	4.59	0.90	1.48	0.88	6.99	1.40	2.64
Summe	99.45	99.60	99.60	100.12	99.66	99.67	99.20	100.17	99.88	99.91	100.00	99.98	99.99	100.45
F ^c	516	268	260	268	311	555	307	<50	360	306	149	<50	492	<50
Ba	16	<10	<10	21	20	<10	15	<10	16	39	16	<10	21	35
Rb	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Sr	407	98	96	249	52	818	267	73	106	306	117	34	78	181
Pb	21	<5	<5	5	<5	16	25	<5	7	29	7	<5	21	30
Nb	<4	<4	<4	<4	<4	6	12	10	13	12	14	8	8	10
Ce	<15	33	37	<15	<15	<15	46	<15	<15	23	<15	<15	<15	18
Y	24	77	78	23	22	34	62	33	33	53	43	17	36	63
Zr	75	220	218	62	48	102	70	98	122	146	138	63	91	115
V	134	167	180	185	163	239	201	152	217	264	206	92	256	263
Cr	350	195	186	370	500	332	321	819	279	134	296	1307	368	454
Ni	120	118	120	115	280	97	155	654	90	77	136	765	92	135
Co	63	92	102	46	85	76	65	89	73	84	70	75	62	86
Cu	<3	6	6	1380	81	6	5	33	15	53	32	6	5	5
Zn	62	34	34	44	52	47	79	76	43	67	50	80	52	58
Ga	10	5	5	6	6	13	15	12	4	9	4	12	8	10
Sc	34	54	54	19	43	40	33	37	31	46	37	20	39	64
MI ^c	0.45	0.56	0.56	0.50	0.47	0.50	0.46	0.35	0.51	0.58	0.49	0.26	0.49	0.48

^a Fe₂O₃ entspricht dem totalen Fe-Gehalt^b LOI: Glühverluste (Loss on ignition)^c Restliche Spurenelemente sind unterhalb der XRF-Nachweisgrenze (in ppm): Th<5, U<10, La<20, Nd<25, S<50.^d MI=FeO_{tot}/FeO_{tot}+MgO^e nur Spurenelemente doppelt analysiert

Tabelle A3.6: XRF-Daten von grobkörnigen, Diopsid-reichen Kalksilikatfelsen. Hauptelemente in Gew%, Spurenelemente in ppm.

grobkörnige Kalksilikatfelse														
Probe	163a.25 1	163a.25 2	163a.25 3	163a.25 4	163a.25 5	163a.35 1	163a.35 2	163a.35 3	163a.35 4	163b.25	K32.23	SN32-26	SN32-51	SN34-22
SiO ₂	50.89	50.78	50.31	50.97	51.00	43.00	42.74	41.65	41.44	52.60	51.04	51.87	50.11	35.86
TiO ₂	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	0.07	0.06	0.06	0.19	0.06	0.19	0.04	0.11
Al ₂ O ₃	2.37	2.16	3.14	2.22	2.21	2.91	2.87	2.81	2.81	2.50	2.25	5.24	1.55	2.59
Fe ₂ O ₃ ^a	6.60	6.64	6.60	6.64	6.66	7.78	7.75	7.56	7.51	5.69	6.23	10.09	6.35	5.54
MnO	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.20	0.20	0.19	0.20	0.17	0.20	0.20	0.20	0.18
MgO	13.83	13.97	13.75	13.92	13.96	12.92	12.90	12.66	12.48	14.14	14.30	17.27	14.70	23.49
CaO	21.57	21.80	21.62	21.71	21.90	21.56	21.71	22.45	22.77	22.83	22.76	12.75	22.65	15.31
Na ₂ O	0.61	0.45	0.45	0.44	0.43	0.25	0.26	0.26	0.25	0.48	0.25	0.34	0.12	0.00
K ₂ O	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.14	0.31	0.03	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.01	0.01	0.02
H ₂ O+	0.64	0.70	0.79	0.72	0.70	1.74	1.84	2.68	3.00	0.21	0.38	0.00	0.00	0.00
CO ₂ ^c	2.85	2.85	2.85	2.85	2.85	9.16	9.16	9.16	9.16	0.99	2.08	0.24	3.47	13.24
Cr ₂ O ₃	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.11	0.11	0.11	0.11	0.03	0.11	0.16	0.07	0.15
NiO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.21	0.12	0.07	0.15
Summe	99.76	99.76	99.92	99.87	100.11	99.84	99.74	99.72	99.92	100.11	100.01	98.79	99.37	96.64
LOI ^b	3.49	3.55	3.64	3.57	3.55	10.90	11.00	11.84	12.16	1.20	2.46	0.24	3.47	13.24
F ^d	331	522	463	577	536	1087	1170	1263	1195	463	531	389	602	554
Ba	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	23	<10	55	<10	<10
Rb	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Sr	55	47	50	47	49	65	65	66	68	57	48	22	31	161
Pb	<5	<5	<5	<5	5	5	6	<5	<5	<5	<5	<5	7	<5
Nb	7	<4	<4	<4	4	<4	<4	<4	<4	9	5	<4	<4	<4
Ce	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	38	<15	<15	<15	<15
Y	6	<3	5	3	<3	6	3	3	6	24	6	7	<3	<3
Zr	16	12	16	13	16	10	12	14	10	106	12	<10	<10	<10
V	54	51	53	55	52	83	83	81	79	63	55	131	56	20
Cr	593	560	583	609	598	958	948	982	949	160	1063	1385	603	1373
Ni	451	434	446	456	458	510	510	488	489	428	1570	863	501	961
Co	45	47	54	46	56	70	65	67	74	43	95	73	55	59
Cu	11	6	7	9	7	6	5	<3	<3	<3	16	6	5	61
Zn	100	96	97	98	98	112	112	110	107	80	96	159	108	50
Ga	2	2	3	3	3	4	4	3	4	3	3	11	4	2
Sc	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2	<2
S	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	677	<50	<50	797

SN: Proben von NEUENSCHWANDER (1996)

^a Fe₂O₃ entspricht dem totalen Fe-Gehalt^b LOI: Glühverluste total (Loss on ignition)^c coulometrisch bestimmt^d Restliche Spurenelemente sind unterhalb der XRF-Nachweisgrenze (in ppm): Th<5, U<10, La<20, Nd<25.

Tabelle A3.7: XRF-Daten von feinkörnigen, Diopsid-reichen Kalksilikatfelsen und Ophibrekzien aus dem Malenco-Serpentinitkörper (aus POZZORINI, 1996). Hauptelemente in Gew%, Spurenelemente in ppm.

Probe	feinkörnige Kalksilikatfelse									Ophikarbonate Malenco	
	31.18/1 1	31.18/1a 2	31.18/2 3	IV.3/H	163b.31	31.2	31.35h	SN31-7	SN32-45	9261-Nb	93Gin4-H
SiO ₂	53.73	53.35	53.11	54.73	54.87	55.06	54.84	53.26	51.03	9.43	35.70
TiO ₂	0.10	0.10	0.13	0.10	0.11	0.10	0.09	0.11	0.10	0.05	0.03
Al ₂ O ₃	7.94	7.99	7.19	7.01	7.75	6.88	7.97	5.09	9.22	1.26	1.84
Fe ₂ O ₃ ^a	5.15	5.18	5.55	4.71	5.23	4.62	5.05	5.01	4.98	4.14	5.95
MnO	0.13	0.14	0.13	0.11	0.15	0.11	0.12	0.12	0.13	0.10	0.08
MgO	11.91	11.81	17.35	11.97	11.23	12.24	11.59	12.67	9.04	7.07	29.78
CaO	15.91	16.00	11.20	16.90	16.67	16.98	16.96	19.71	14.35	41.36	9.82
Na ₂ O	3.32	3.38	2.14	3.14	3.32	3.54	2.91	2.64	2.94	0.08	0.00
K ₂ O	0.09	0.09	0.17	0.17	0.04	0.07	0.06	0.04	0.19	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.08	0.01
H ₂ O ⁺	0.72	0.63	1.35	0.33	0.29	0.28	0.26	0.00	0.00	1.24	8.80
CO ₂ ^c	0.87	0.99	0.36	0.41	0.29	0.03	0.03	0.84	3.85	33.46	7.34
Cr ₂ O ₃	0.11	0.11	0.14	0.09	0.09	0.11	0.08	0.14	0.07	0.07	0.23
NiO	0.05	0.05	0.16	0.07	0.05	0.10	0.06	0.12	0.06	0.05	0.23
Summe	100.03	99.83	98.99	99.75	100.10	100.13	100.02	99.76	95.97	98.39	99.81
LOI ^b	1.59	1.62	1.71	0.74	0.58	0.31	0.29	0.84	3.85	34.70	16.14
F ^d	329	267	536	340	87	177	<50	206	306	4275	664
Ba	23	24	<10	16	<10	<10	<10	<10	20	<10	<10
Rb	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Sr	215	216	105	53	59	58	91	44	54	263	37
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	9	7	<5	<5	<5
Nb	<4	<4	<4	<4	5	6	5	<4	<4	<4	<4
Ce	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Y	<3	8	<3	<3	7	7	9	<3	<3	6	<3
Zr	33	41	10	14	28	16	107	<10	22	<10	<10
V	95	94	55	80	85	64	80	57	67	<10	46
Cr	895	947	1142	796	752	939	722	1162	529	878	2111
Ni	365	369	999	474	327	663	388	853	402	391	1255
Co	<4	<4	39	7	<4	19	<4	38	<4	73	65
Cu	<3	<3	24	5	16	35	5	110	5	38	<3
Zn	54	55	87	69	61	61	52	70	81	47	30
Ga	8	8	6	7	8	7	8	8	10	<2	<2
Sc	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	4
S	<50	<50	<50	117	<50	<50	<50	426	<50	<50	122

SN: Proben von NEUENSCHWANDER (1996)

^a Fe₂O₃ entspricht dem totalen Fe-Gehalt

^b LOI: Glühverluste total (Loss on ignition)

^c coulometrisch bestimmt

^d Restliche Spurenelemente sind unterhalb der XRF-Nachweisgrenze (in ppm): Th<5, U<10, La<20, Nd<25.

Tabelle A3.8: XRF-Daten von Calcitmarmoren (SN: Proben von NEUENSCHWANDER, 1996; ES: Proben von SCHLÄPFER, 1979). Hauptelemente in Gew%, Spurenelemente in ppm.

Calcitmarmore							
Probe	SN32-36	SN32-37	SN32-38	SN34-23	SN32-39	ES69	ES-KS
SiO ₂	6.46	6.69	23.55	10.07	23.24	6.23	32.64
TiO ₂	0.05	0.07	0.36	0.15	0.40	0.09	0.24
Al ₂ O ₃	1.45	1.42	8.14	3.62	10.46	1.90	5.63
Fe ₂ O ₃ ^a	0.64	0.76	2.48	1.84	3.32	2.80	2.02
MnO	0.08	0.05	0.17	0.34	0.17	0.19	0.12
MgO	1.28	1.48	2.75	1.49	2.48	2.66	1.50
CaO	50.00	50.39	35.46	46.28	36.60	46.56	31.27
Na ₂ O	0.37	0.25	1.57	0.10	0.64	0.11	0.20
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.46	0.80
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.09	0.08	0.10	0.12	0.09
H ₂ O ⁺	2.28	1.97	1.41	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂ ^c	37.16	36.95	22.27	33.59	21.33	38.94	25.48
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.84	100.10	98.29	97.57	98.78	100.06	99.99
LOI ^b	39.44	38.92	23.68	33.59	21.33	38.94	25.48
F ^d	5480	6030	3079	4884	3035	<50	<50
Ba	<10	<10	34	<10	27	23	60
Rb	<8	<8	<8	<8	<8	<8	24
Sr	437	445	501	707	588	875	322
Pb	9	6	18	<5	30	21	<5
Nb	6	8	7	<4	<4	<4	<4
Ce	<15	<15	48	<15	<15	<15	<15
Y	17	19	20	11	25	25	8
Zr	15	20	86	28	71	16	28
V	<10	<10	<10	<10	34	31	18
Cr	283	273	279	85	112	74	59
Ni	25	26	49	44	67	19	37
Co	49	50	33	87	42	<4	<4
Cu	10	9	3	26	6	<3	9
Zn	31	40	30	41	33	<7	20
Ga	<2	<2	2	3	11	7	6
Sc	<2	<2	<2	<2	<2	2	7
S	<50	<50	<50	<50	<50	436	1358

SN: Proben von NEUENSCHWANDER (1996)

ES: Proben von SCHLÄPFER (1979)

^a Fe₂O₃ entspricht dem totalen Fe-Gehalt^b LOI: Glühverluste total (Loss on ignition)^c coulometrisch bestimmt^d Restliche Spurenelemente sind unterhalb der XRF-Nachweisgrenze (in ppm): Th<5, U<10, La<20, Nd<25.

A4 ICP-MS-Analysen

Tabelle A4.1: ICP-MS-Gesamtgesteinsanalysen (in ppm; ohne Rb, Nb und Ta) von Metaperidotiten von Cima di Gagnone, aufgeteilt in Lherzolithe, verarmte Lherzolithe und Harzburgite.

Probe	Lherzolithe						verarmte Lherzolithe			
	32.12	V.2	34.4	31.4P	31.30	29.8	163a.33	III.13	163a.16	160.3
Sr	24.800	17.200	17.000	19.600	4.470	14.800	2.830	2.650	2.510	12.700
Y	4.070	3.440	2.870	3.850	2.990	2.910	0.311	0.311	0.403	0.946
Zr	0.383	0.225	0.230	1.680	0.325	0.184	0.128	0.127	0.079	0.564
Ba		0.497		0.088	0.084	0.178	0.155	0.111	0.285	0.742
La	0.230	0.109	0.104	0.098	0.129	0.137	0.046	0.041	0.038	0.071
Ce	0.980	0.562	0.500	0.451	0.511	0.490	0.168	0.115	0.158	0.185
Pr	0.173	0.113	0.099	0.102	0.107	0.085	0.024	0.024	0.028	0.028
Nd	0.965	0.680	0.612	0.681	0.707	0.463	0.092	0.099	0.151	0.156
Sm	0.366	0.298	0.237	0.285	0.278	0.218	0.021	0.026	0.048	0.066
Eu	0.135	0.102	0.086	0.113	0.084	0.097		0.007	0.021	0.027
Gd	0.501	0.439	0.343	0.437	0.386	0.331	0.023	0.039	0.051	0.100
Tb	0.088	0.075	0.061	0.087	0.074	0.063		0.007	0.011	0.023
Dy	0.612	0.575	0.468	0.586	0.507	0.465	0.045	0.038	0.064	0.145
Ho	0.134	0.129	0.102	0.126	0.110	0.106	0.011	0.011	0.015	0.034
Er	0.401	0.371	0.295	0.363	0.327	0.321	0.039	0.039	0.054	0.102
Tm	0.058	0.053	0.041	0.055	0.047	0.047	0.008	0.007	0.008	0.016
Yb	0.357	0.343	0.267	0.350	0.296	0.306	0.075	0.049	0.063	0.125
Lu	0.055	0.053	0.041	0.053	0.045	0.048	0.011	0.008	0.010	0.017
Hf	0.019	0.013	0.021	0.041	0.018	0.014			0.006	0.026
Th	0.011	0.004	0.008		0.005	0.013		0.004		0.009
U	0.004	0.014	0.035	0.009	0.005	0.018	0.006	0.009	0.017	0.008
Li	2.030	1.150	0.477	2.140	0.420	2.570		1.100	0.591	1.320
Ga	6.370	4.560	4.190	3.990	3.840	3.730	1.470	1.460	1.370	2.280
Ge	1.270	1.350	1.310	1.310	1.140	1.150	1.110	1.110	1.000	0.943

Tabelle A4.1: Fortsetzung

Probe	Harzburgite				
	32.1	31.4D	31.14	163b.8	VI.8
Sr	1.730	2.400	0.335	0.548	0.200
Y	0.491	0.569	0.357	0.187	0.041
Zr	0.078	0.560	0.600	0.182	0.078
Ba	0.237	0.150	0.319		0.126
La	0.064	0.033	0.021	0.015	0.011
Ce	0.173	0.103	0.054	0.044	0.033
Pr	0.024	0.018	0.009	0.008	
Nd	0.136	0.090	0.051	0.035	
Sm	0.050	0.034	0.021		0.010
Eu	0.017	0.015			0.003
Gd	0.063	0.070	0.031	0.023	0.012
Tb	0.010	0.013	0.008	0.005	
Dy	0.073	0.085	0.048	0.028	
Ho	0.018	0.019	0.012	0.006	
Er	0.062	0.059	0.046	0.027	0.008
Tm	0.009	0.010	0.008	0.004	0.001
Yb		0.097	0.062	0.031	0.012
Lu	0.015	0.017	0.011	0.006	0.002
Hf		0.015	0.011		
Th	0.018		0.010		0.008
U	0.012	0.007	0.004	0.020	0.019
Li	4.750	3.820	1.190	1.390	2.110
Ga	3.130	1.960	1.100	1.260	0.872
Ge	1.200	0.926	1.210	1.050	1.000

A5 EMS-Analysen

A5.1 Granat- und Chlorit-Metaperidotite

Tabelle A5.1: Repräsentative EMS-Analysen von *Granat* und *Klinopyroxen* aus dem Granat-Metaperidotit.

Probe	ch257 Granat							Klinopyroxen						
	SiO ₂	41.45	40.17	41.87	40.60	41.72	41.77	42.39	54.47	54.15	54.35	52.09	54.88	54.49
TiO ₂	0.01	0.02	0.06	0.04	0.05	0.07	0.04	0.13	0.08	0.15	0.11	0.07	0.12	0.14
Al ₂ O ₃	23.25	23.21	23.54	23.23	23.00	23.55	23.46	1.70	1.60	1.60	1.57	1.48	1.50	1.66
Cr ₂ O ₃	0.96	1.17	0.95	1.08	1.36	0.88	0.85	0.84	0.78	0.32	0.45	0.30	0.78	0.33
Fe ₂ O ₃ ^a	2.41	4.31	1.99	3.37	1.77	2.26	1.40							
FeO	7.39	6.97	7.81	7.51	9.40	8.08	8.30	1.93	1.92	2.09	2.06	2.06	1.92	1.89
MnO	0.35	0.47	0.39	0.47	0.51	0.41	0.36	0.07	0.04	0.08	0.06	0.02	0.07	0.00
NiO	0.06	0.04	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.08	0.08	0.04	0.05	0.09	0.05	0.10
MgO	19.95	19.21	20.07	19.16	18.74	19.93	20.10	17.24	17.32	17.56	17.67	16.88	17.33	17.56
CaO	4.73	4.90	4.73	4.99	5.08	4.65	4.79	23.23	23.01	23.79	23.46	23.25	23.68	23.64
Na ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.99	1.02	0.94	0.92	1.13	0.91	0.85
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	100.60	100.47	101.45	100.47	101.68	101.62	101.72	100.68	99.97	100.92	98.45	100.16	100.87	100.45
Si	2.939	2.873	2.944	2.900	2.954	2.937	2.970	1.964	1.965	1.958	1.931	1.980	1.963	1.961
Ti	0.001	0.001	0.003	0.002	0.003	0.004	0.002	0.004	0.002	0.004	0.003	0.002	0.003	0.004
Al	1.943	1.956	1.950	1.956	1.919	1.951	1.938	0.072	0.069	0.068	0.069	0.063	0.064	0.071
Cr	0.054	0.066	0.053	0.061	0.076	0.049	0.047	0.024	0.022	0.009	0.013	0.008	0.022	0.010
Fe ³⁺	0.129	0.232	0.105	0.181	0.095	0.119	0.074							
Fe ²⁺	0.438	0.417	0.459	0.449	0.557	0.475	0.487	0.058	0.058	0.063	0.064	0.062	0.058	0.057
Mn	0.021	0.028	0.023	0.029	0.031	0.024	0.022	0.002	0.001	0.003	0.002	0.001	0.002	0.000
Ni	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.003
Mg	2.109	2.048	2.104	2.040	1.978	2.088	2.099	0.926	0.937	0.943	0.977	0.908	0.931	0.946
Ca	0.360	0.375	0.357	0.382	0.386	0.350	0.359	0.897	0.895	0.918	0.932	0.899	0.914	0.915
Na	0.003	0.002	0.001	0.001	0.003	0.000	0.002	0.069	0.072	0.066	0.066	0.079	0.064	0.059
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg#	0.788	0.759	0.788	0.764	0.752	0.778	0.789	0.941	0.942	0.937	0.939	0.925	0.942	0.943

Tabelle A5.2: Repräsentative EMS-Analysen von *Orthopyroxen* aus dem Granat-Metaperidotit.

Probe	ch257 Orthopyroxen							160.3 b						
	SiO ₂	55.56	54.81	57.53	55.84	57.85	55.45	55.21	58.25	57.56	55.75	58.15	57.44	57.79
TiO ₂	0.07	0.06	0.09	0.06	0.06	0.05	0.04	0.05	0.06	0.03	0.06	0.04	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	0.77	0.91	0.91	0.88	0.72	0.80	0.66	0.91	0.95	1.18	0.67	0.90	0.64	0.71
Cr ₂ O ₃	0.10	0.14	0.14	0.13	0.08	0.14	0.04	0.15	0.19	0.23	0.02	0.18	0.14	0.14
FeO _{tot}	5.71	5.52	5.55	5.71	5.54	5.42	5.47	5.89	6.67	7.37	5.54	6.97	5.78	7.48
MnO	0.09	0.05	0.06	0.05	0.09	0.11	0.08	0.10	0.07	0.13	0.08	0.13	0.15	0.16
NiO	0.11	0.11	0.12	0.08	0.06	0.12	0.16	0.10	0.10	0.06	0.15	0.06	0.10	0.09
MgO	36.17	36.18	35.98	36.21	36.16	36.40	36.26	35.18	34.65	32.82	35.84	34.27	35.77	34.27
CaO	0.16	0.20	0.19	0.24	0.26	0.20	0.16	0.20	0.21	0.37	0.21	0.22	0.19	0.19
Na ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.12	0.01	0.04	0.02	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.13	0.02	0.00	0.00	0.01
Total	98.76	97.99	100.60	99.20	100.84	98.70	98.09	100.84	100.49	98.19	100.75	100.25	100.64	100.32
Si	1.921	1.907	1.959	1.922	1.965	1.916	1.919	1.988	1.976	1.967	1.979	1.980	1.971	1.974
Ti	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001
Al	0.031	0.037	0.037	0.036	0.029	0.033	0.027	0.036	0.039	0.049	0.027	0.036	0.026	0.029
Cr	0.003	0.004	0.004	0.004	0.002	0.004	0.001	0.004	0.005	0.006	0.001	0.005	0.004	0.004
Fe ²⁺	0.167	0.162	0.159	0.166	0.158	0.158	0.160	0.168	0.191	0.218	0.158	0.201	0.165	0.216
Mn	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.004	0.002	0.004	0.004	0.005
Ni	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	0.004	0.003	0.003	0.002	0.004	0.002	0.003	0.002
Mg	1.864	1.876	1.826	1.858	1.831	1.874	1.878	1.789	1.773	1.726	1.818	1.761	1.818	1.762
Ca	0.006	0.008	0.007	0.009	0.009	0.007	0.006	0.007	0.008	0.014	0.008	0.008	0.007	0.007
Na	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.008	0.000	0.002	0.001	0.000
K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.006	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg#	0.918	0.920	0.920	0.918	0.921	0.922	0.921	0.914	0.903	0.888	0.920	0.898	0.917	0.891

Mg# = Mg/(Mg+Fe_{tot})

^a stöchiometrisch berechnet

^b allenfalls Mischmessung mit Amph, zurückzuführen auf unerkannt kleine Amph-Einschlüsse in Opx!

Tabelle A5.3: Repräsentative EMS-Analysen von *Olivin* aus dem Granat-Metaperidotit (Linse Mg 160).

Probe	ch257								160.3					
	a	b	b	a	a	c	a							
SiO ₂	40.30	38.88	41.02	39.29	39.13	41.34	39.31	41.22	40.54	40.98	41.08	41.03	40.99	41.08
TiO ₂	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
FeO	10.05	10.16	8.85	9.10	9.47	9.67	8.98	10.87	10.89	10.93	10.90	10.72	10.77	10.88
MnO	0.17	0.19	0.13	0.08	0.12	0.17	0.12	0.14	0.17	0.20	0.19	0.13	0.15	0.13
NiO	0.52	0.37	0.44	0.49	0.44	0.49	0.46	0.39	0.41	0.39	0.46	0.39	0.40	0.44
MgO	50.09	50.04	50.87	50.82	50.51	50.30	50.95	48.43	48.50	48.42	48.47	48.57	48.36	48.44
CaO	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01
Total	101.20	99.71	101.41	99.79	99.79	102.03	99.89	101.15	100.59	100.98	101.18	100.89	100.69	101.04
Si	0.975	0.952	0.986	0.957	0.955	0.992	0.957	1.005	0.993	1.001	1.001	1.002	1.004	1.003
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.203	0.208	0.178	0.185	0.193	0.194	0.183	0.222	0.223	0.223	0.222	0.219	0.221	0.222
Mn	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003
Ni	0.010	0.007	0.009	0.010	0.009	0.010	0.009	0.008	0.008	0.008	0.009	0.008	0.008	0.009
Mg	1.806	1.827	1.823	1.846	1.837	1.799	1.848	1.760	1.770	1.762	1.761	1.768	1.765	1.762
Ca	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg#	0.892	0.892	0.905	0.903	0.898	0.896	0.904	0.882	0.882	0.881	0.881	0.885	0.884	0.882

Mg# = Mg/(Mg+Fe)

^a Granoblast-Kern; ^b Granoblast-Rand; ^c Ol-Einschluss in poikiloblastischem GranatTabelle A5.4: Repräsentative EMS-Analysen von pargasitischer *Magnesiohornblende* aus dem Granat-Metaperidotit (Linse Mg 160).

Probe	ch257													
SiO ₂	44.63	46.38	45.97	44.04	49.88	46.48	46.59	46.65	46.99	46.96	47.06	46.98	46.95	47.19
TiO ₂	0.58	0.53	0.53	0.48	0.52	0.51	0.54	0.48	0.53	0.58	0.56	0.55	0.59	0.54
Al ₂ O ₃	11.70	11.78	11.69	11.95	8.21	11.50	11.99	12.10	11.95	11.59	11.45	11.75	11.97	11.76
Cr ₂ O ₃	1.62	1.46	1.76	1.43	1.82	1.80	1.34	1.50	1.45	1.43	1.41	1.49	1.35	1.49
FeO _{tot}	3.25	3.29	3.31	3.38	2.56	3.11	2.93	2.89	2.92	2.99	3.24	3.17	3.15	3.04
MnO	0.03	0.05	0.04	0.05	0.03	0.11	0.06	0.01	0.07	0.00	0.06	0.07	0.09	0.06
NiO	0.14	0.13	0.12	0.15	0.10	0.12	0.08	0.07	0.04	0.08	0.13	0.19	0.07	0.01
MgO	19.59	19.76	19.95	19.87	20.71	19.49	19.84	19.64	19.57	19.72	20.02	19.96	19.88	19.66
CaO	12.19	12.12	11.97	12.19	13.34	12.90	12.72	13.10	12.64	12.60	12.46	12.27	12.12	12.65
Na ₂ O	2.10	2.24	2.19	2.24	1.48	2.06	2.07	1.99	2.10	2.17	2.15	2.13	2.29	2.16
K ₂ O	0.21	0.17	0.24	0.11	0.12	0.22	0.21	0.11	0.16	0.17	0.14	0.18	0.15	0.10
H ₂ O	2.09	2.13	2.13	2.08	2.17	2.14	2.15	2.15	2.15	2.15	2.15	2.15	2.15	2.16
Total	98.14	100.05	99.90	97.96	100.94	100.44	100.53	100.69	100.57	100.46	100.84	100.91	100.76	100.82
Si	6.415	6.515	6.477	6.350	6.906	6.519	6.506	6.504	6.550	6.559	6.556	6.538	6.535	6.564
Ti	0.063	0.056	0.056	0.052	0.055	0.054	0.057	0.050	0.055	0.061	0.059	0.058	0.062	0.056
Al	1.981	1.951	1.941	2.030	1.339	1.901	1.974	1.988	1.963	1.908	1.880	1.928	1.964	1.928
Cr	0.184	0.163	0.197	0.163	0.199	0.200	0.148	0.166	0.160	0.158	0.155	0.164	0.149	0.164
Fe ²⁺	0.391	0.386	0.390	0.407	0.296	0.365	0.343	0.337	0.340	0.349	0.377	0.368	0.366	0.354
Mn	0.004	0.006	0.004	0.007	0.004	0.013	0.007	0.002	0.009	0.000	0.007	0.009	0.011	0.007
Ni	0.016	0.015	0.013	0.017	0.012	0.013	0.009	0.008	0.005	0.009	0.015	0.022	0.008	0.001
Mg	4.196	4.137	4.190	4.271	4.274	4.075	4.129	4.081	4.066	4.106	4.157	4.140	4.124	4.075
Ca	1.877	1.824	1.808	1.883	1.979	1.938	1.903	1.957	1.888	1.886	1.860	1.829	1.808	1.885
Na	0.586	0.611	0.599	0.627	0.396	0.560	0.560	0.539	0.568	0.589	0.581	0.574	0.618	0.582
K	0.039	0.031	0.044	0.021	0.022	0.039	0.037	0.019	0.028	0.031	0.025	0.031	0.027	0.019
H	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Mg#	0.915	0.915	0.915	0.913	0.935	0.918	0.923	0.924	0.923	0.922	0.917	0.918	0.918	0.920

Mg# = Mg/(Mg+Fe)

Tabelle A5.8: Repräsentative EMS-Analysen von Olivin (Ol₂, Granoblasten) aus Chlorit-Metaperidotiten (Linsen Mg 163 und Mg 31).

Probe	163a.33								VI.8					
SiO ₂	41.00	40.88	40.98	41.14	40.18	40.24	39.47	40.18	41.19	41.04	40.96	41.04	40.85	41.36
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.07	0.04	0.02	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
FeO	7.82	7.59	7.88	7.77	7.98	7.90	7.89	7.99	8.32	8.25	8.13	8.42	8.18	7.94
MnO	0.15	0.11	0.12	0.11	0.15	0.13	0.13	0.14	0.12	0.13	0.15	0.17	0.13	0.15
NiO	0.42	0.44	0.37	0.41	0.45	0.39	0.40	0.37	0.41	0.39	0.39	0.37	0.42	0.48
MgO	50.99	50.82	50.67	50.33	50.99	50.95	51.55	50.79	51.24	51.07	51.16	51.34	51.20	52.03
CaO	0.01	0.00	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.04	0.00
Na ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.01					0.01	0.06	0.03	0.01	0.01	0.01
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.01					0.00	0.05	0.02	0.01	0.00	0.00
Total	100.42	99.85	100.11	99.82	99.80	99.64	99.51	99.50	101.32	101.09	100.96	101.40	100.85	102.01
Si	0.992	0.994	0.995	1.002	0.977	0.980	0.960	0.980	0.989	0.987	0.986	0.984	0.984	0.984
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.158	0.154	0.160	0.158	0.162	0.161	0.161	0.163	0.167	0.166	0.164	0.169	0.165	0.158
Mn	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Ni	0.008	0.009	0.007	0.008	0.009	0.008	0.008	0.007	0.008	0.008	0.008	0.007	0.008	0.009
Mg	1.838	1.841	1.833	1.827	1.848	1.849	1.868	1.846	1.833	1.830	1.835	1.835	1.838	1.845
Ca	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Na	0.000	0.000	0.001	0.000					0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000					0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg#	0.915	0.917	0.914	0.915	0.913	0.915	0.915	0.914	0.911	0.909	0.911	0.910	0.912	0.915

Mg# = Mg/(Mg+Fe)

Tabelle A5.8: Fortsetzung

Probe	31.5							31.49						
	b	b	a			b		b	a	d	b	c	e	a
SiO ₂	41.92	41.75	41.70	41.65	41.56	41.11	41.74	41.07	40.50	41.17	40.66	40.59	40.99	40.51
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.01	0.05	0.02	0.13	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.11	0.07	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02
FeO	8.12	8.08	8.22	5.92	7.95	9.66	8.36	7.95	8.15	7.80	8.21	8.08	8.23	8.50
MnO	0.18	0.19	0.14	0.13	0.16	0.38	0.17	0.19	0.18	0.18	0.17	0.17	0.17	0.18
NiO	0.48	0.45	0.43	0.34	0.52	0.09	0.44	0.28	0.34	0.35	0.36	0.33	0.30	0.35
MgO	50.69	50.50	51.16	51.73	51.18	49.07	50.87	50.56	51.05	50.65	50.83	50.42	50.37	50.53
CaO	0.02	0.01	0.00	0.04	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.05	0.00
Na ₂ O	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	101.44	101.06	101.68	100.09	101.47	100.41	101.64	100.08	100.27	100.17	100.27	99.64	100.12	100.10
Si	1.007	1.007	0.998	1.004	0.996	1.004	1.001	0.998	0.981	0.999	0.986	0.990	0.997	0.985
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.002	0.001	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.163	0.163	0.165	0.119	0.159	0.197	0.168	0.162	0.165	0.158	0.167	0.165	0.167	0.173
Mn	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.008	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004
Ni	0.009	0.009	0.008	0.007	0.010	0.002	0.009	0.006	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.007
Mg	1.815	1.815	1.825	1.859	1.829	1.786	1.818	1.831	1.843	1.832	1.837	1.834	1.825	1.831
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Na	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	0.911	0.910	0.912	0.932	0.913	0.895	0.909	0.914	0.913	0.915	0.912	0.912	0.911	0.909

Mg# = Mg/(Mg+Fe)

^a Ol₂ Granoblast-Kern; ^b Ol₂ Granoblast-Rand
^c Ol₁ Porphyroblast-Kern; ^d Ol₁-Porphyroblast-Rand
^e Einschluss in Tremolit

Tabelle A5.10: Repräsentative EMS-Analysen von Mineralphasen der retrograden amphibolit- bis grünschieferfaziellen Metamorphoseüberlagerung im Granat-Metaperidotit (Linse Mg 160). Die Analysen der am Aufbau des Kelyphitrandes um Granat beteiligten Minerale Opx, Spi und Amph finden sich in Tabelle 5.5 (Kapitel 5, Seite 166).

Probe	Tremolit ^c 160.3													
	a	a	a	a	a	a					b	b	b	b
SiO ₂	51.87	51.94	51.83	52.46	51.03	50.02	54.20	54.45	53.30	54.66	57.91	58.30	56.86	58.11
TiO ₂	0.18	0.22	0.17	0.18	0.19	0.27	0.23	0.14	0.15	0.16	0.06	0.05	0.07	0.01
Al ₂ O ₃	6.04	5.88	5.96	5.44	6.58	6.24	3.70	4.01	3.96	3.27	0.74	0.92	2.04	0.45
Cr ₂ O ₃	0.87	1.02	0.91	0.70	0.90	0.94	0.71	0.49	0.77	0.10	0.26	0.16	0.23	0.13
FeO _{tot}	3.22	3.13	3.16	3.00	3.32	3.55	2.91	2.95	2.74	2.71	2.16	2.09	1.95	2.14
MnO	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.10	0.09	0.13	0.08	0.06	0.03	0.07	0.03	0.07
NiO	0.12	0.07	0.15	0.14	0.12	0.07	0.12	0.05	0.09	0.15	0.13	0.09	0.08	0.04
MgO	21.28	21.48	21.32	21.84	21.40	21.67	23.03	22.34	22.06	22.72	23.58	23.86	23.36	23.85
CaO	12.73	12.75	12.58	12.74	12.48	11.80	10.75	12.45	12.62	12.71	12.80	13.00	13.20	12.92
Na ₂ O	1.59	1.47	1.49	1.29	1.64	1.48	0.68	1.07	1.19	0.95	0.24	0.33	0.63	0.22
K ₂ O	0.39	0.36	0.35	0.32	0.37	0.41	1.14	0.24	0.26	0.32	0.04	0.04	0.05	0.02
H ₂ O	2.16	2.16	2.15	2.16	2.15	2.12	2.16	2.18	2.15	2.17	2.20	2.22	2.20	2.20
Total	100.50	100.58	100.16	100.36	100.25	98.66	99.72	100.51	99.37	99.97	100.15	101.12	100.70	100.17
Si	7.200	7.201	7.212	7.269	7.110	7.086	7.512	7.488	7.435	7.551	7.901	7.878	7.737	7.923
Ti	0.018	0.022	0.018	0.019	0.020	0.029	0.024	0.015	0.015	0.016	0.006	0.005	0.007	0.001
Al	0.989	0.961	0.978	0.889	1.080	1.042	0.604	0.650	0.651	0.532	0.118	0.147	0.328	0.072
Cr	0.095	0.111	0.100	0.076	0.100	0.105	0.078	0.054	0.085	0.011	0.028	0.017	0.025	0.015
Fe ²⁺	0.373	0.362	0.368	0.348	0.386	0.421	0.337	0.340	0.320	0.313	0.247	0.237	0.222	0.244
Mn	0.008	0.010	0.009	0.010	0.009	0.012	0.010	0.015	0.010	0.007	0.004	0.009	0.003	0.008
Ni	0.013	0.008	0.017	0.016	0.013	0.008	0.013	0.006	0.010	0.016	0.015	0.010	0.008	0.005
Mg	4.402	4.439	4.422	4.511	4.445	4.577	4.758	4.579	4.587	4.678	4.795	4.806	4.738	4.847
Ca	1.894	1.895	1.876	1.892	1.862	1.792	1.597	1.835	1.886	1.882	1.872	1.882	1.924	1.887
Na	0.429	0.396	0.402	0.346	0.443	0.408	0.183	0.284	0.322	0.254	0.063	0.086	0.166	0.059
K	0.068	0.064	0.063	0.057	0.065	0.074	0.202	0.043	0.047	0.056	0.007	0.006	0.009	0.003
H	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Mg#	0.922	0.925	0.923	0.928	0.920	0.916	0.934	0.931	0.935	0.937	0.951	0.953	0.955	0.952

Tabelle A5.10: Fortsetzung

Probe	Chlorit ^c 160.3									
SiO ₂	33.11	33.22	32.29	32.99	33.23	34.20	32.60	33.17	33.10	
TiO ₂	0.01	0.06	0.09	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	
Al ₂ O ₃	14.37	15.64	16.40	15.29	14.82	14.21	14.89	14.33	14.63	
Cr ₂ O ₃	2.56	0.97	2.19	2.00	2.29	1.68	2.64	2.79	2.25	
FeO _{tot}	3.38	3.55	3.64	3.49	3.21	3.35	3.29	3.14	3.18	
MnO	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.05	0.02	
MgO	33.39	33.73	33.31	33.15	33.82	33.94	33.64	34.12	34.15	
NiO	0.25	0.19	0.22	0.25	0.27	0.22	0.18	0.23	0.21	
CaO	0.06	0.03	0.03	0.10	0.06	0.11	0.03	0.04	0.06	
Na ₂ O	0.01	0.00	0.05	0.02	0.02	0.03	0.00	0.03	0.01	
K ₂ O	0.01	0.02	0.04	0.05	0.03	0.04	0.00	0.03	0.00	
H ₂ O	12.64	12.74	12.78	12.68	12.75	12.78	12.66	12.75	12.73	
Total	99.83	100.18	101.08	100.08	100.58	100.67	100.02	100.73	100.39	
Si	3.140	3.130	3.030	3.120	3.130	3.210	3.090	3.120	3.120	
Ti	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Al	1.610	1.730	1.810	1.710	1.640	1.570	1.660	1.590	1.620	
Cr	0.190	0.070	0.160	0.150	0.170	0.120	0.200	0.210	0.170	
Fe ²⁺	0.270	0.280	0.290	0.280	0.250	0.260	0.260	0.250	0.250	
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Mg	4.730	4.730	4.660	4.670	4.750	4.750	4.750	4.790	4.790	
Ni	0.020	0.010	0.020	0.020	0.020	0.020	0.010	0.020	0.020	
Ca	0.010	0.000	0.000	0.010	0.010	0.010	0.000	0.000	0.010	
Na	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	
K	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	
H	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Mg#	0.946	0.944	0.941	0.943	0.950	0.948	0.948	0.950	0.950	

Mg# = Mg/(Mg+Fe_{tot})

^a tremolitische Hornblende, Al-reiche Zusammensetzung (oft schmutzige Tremolit-Kerne)

^b mehr oder weniger reiner Tremolit, meist farblose Körner und Randbereiche

^c Pseudomorphosen nach ehemaligem poikiloblastischem Granat bildend (meist Tr und Chl zusammen!)

A5.2 Eklogite, Symplektit-Eklogite und (Granat-) Amphibolite

Tabelle A5.12: Repräsentative EMS-Analysen von *Omphazit* aus frischen Eklogiten (Linse Mg 163).

Probe	III.121								III.122					
	a	b	a	b					c	c	b	b	b	b
SiO ₂	53.52	52.74	52.36	52.91	53.02	53.17	54.69	55.55	54.91	54.42	54.29	54.21	53.79	54.76
TiO ₂	0.16	0.18	0.16	0.14	0.11	0.13	0.15	0.15	0.11	0.11	0.10	0.12	0.14	0.09
Al ₂ O ₃	11.18	11.39	11.38	11.24	11.31	10.92	11.54	10.92	7.33	7.91	8.80	8.85	8.40	7.59
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.04	0.06	0.06	0.08	0.06
FeO _{tot}	3.87	3.85	3.88	3.84	3.90	3.83	3.91	3.88	3.59	3.69	3.51	3.56	3.41	3.30
MnO	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
NiO	0.00	0.00	0.04	0.03	0.04	0.08	0.00	0.00	0.06	0.03	0.07	0.03	0.05	0.05
MgO	9.34	9.29	9.25	9.50	9.15	9.39	9.45	9.50	12.04	11.60	11.06	11.12	11.50	11.73
CaO	14.81	14.57	15.10	14.81	14.64	14.76	14.75	14.98	18.65	18.33	17.47	17.63	18.47	18.26
Na ₂ O	6.12	6.29	6.20	6.31	6.41	6.27	6.19	6.27	3.83	4.09	4.65	4.61	4.21	4.13
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02
Total	99.09	98.40	98.42	98.81	98.61	98.61	100.72	101.31	100.60	100.24	100.06	100.20	100.06	100.00
Si	1.933	1.921	1.911	1.920	1.927	1.933	1.939	1.958	1.964	1.955	1.950	1.945	1.937	1.967
Ti	0.004	0.005	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003
Al	0.476	0.489	0.490	0.481	0.484	0.468	0.482	0.454	0.309	0.335	0.372	0.374	0.357	0.321
Cr	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002
Fe ²⁺	0.117	0.117	0.118	0.117	0.119	0.116	0.116	0.114	0.108	0.111	0.106	0.107	0.103	0.099
Mn	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002
Mg	0.503	0.504	0.503	0.514	0.496	0.509	0.500	0.499	0.642	0.621	0.592	0.594	0.617	0.628
Ca	0.573	0.569	0.591	0.576	0.570	0.575	0.561	0.566	0.715	0.705	0.672	0.678	0.713	0.703
Na	0.429	0.444	0.439	0.444	0.452	0.442	0.425	0.428	0.265	0.285	0.323	0.320	0.294	0.287
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Mg#	0.811	0.811	0.810	0.815	0.807	0.814	0.812	0.813	0.857	0.849	0.849	0.848	0.857	0.864

Mg# = Mg/(Mg+Fe_{tot})

Tabelle A5.12: Fortsetzung

Probe	III.122				163a.15									
	a	a	a	a	a	b	b	a	a	b	a	a	d	d
SiO ₂	54.41	54.83	55.01	54.86	53.60	53.80	53.45	54.27	54.05	54.54	55.49	55.00	54.93	54.86
TiO ₂	0.15	0.13	0.11	0.12	0.17	0.15	0.23	0.13	0.13	0.15	0.15	0.12	0.11	0.06
Al ₂ O ₃	8.53	8.77	8.82	8.80	7.50	7.39	7.91	7.33	7.42	6.62	7.54	7.79	7.06	6.70
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.09	0.07	0.04	0.05	0.06	0.01	0.04	0.07	0.02	0.04	0.01	0.03
FeO _{tot}	3.73	3.42	3.47	3.10	4.07	4.10	4.51	4.14	4.16	3.84	3.71	3.69	3.85	3.90
MnO	0.04	0.03	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	0.01	0.01	0.03
NiO	0.03	0.08	0.07	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.08	0.00	0.00	0.06
MgO	11.07	11.19	11.10	11.22	11.64	12.02	11.34	11.71	11.67	12.36	11.55	11.70	12.26	12.42
CaO	17.55	17.55	17.11	17.11	18.46	18.65	18.68	18.45	18.28	19.38	18.27	18.13	18.83	19.21
Na ₂ O	4.59	4.48	4.78	4.82	3.87	3.69	3.50	3.86	3.90	3.47	4.09	4.28	3.71	3.53
K ₂ O	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.16	100.56	100.57	100.14	99.46	99.89	99.68	99.94	99.68	100.46	100.93	100.75	100.77	100.79
Si	1.953	1.956	1.961	1.961	1.948	1.946	1.939	1.960	1.957	1.961	1.976	1.963	1.964	1.965
Ti	0.004	0.004	0.003	0.003	0.005	0.004	0.006	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003	0.002
Al	0.361	0.369	0.371	0.371	0.321	0.315	0.338	0.312	0.317	0.281	0.316	0.328	0.298	0.283
Cr	0.001	0.002	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001
Fe ²⁺	0.112	0.102	0.104	0.093	0.124	0.124	0.137	0.125	0.126	0.115	0.110	0.110	0.115	0.117
Mn	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Ni	0.001	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002
Mg	0.593	0.595	0.589	0.598	0.630	0.648	0.613	0.630	0.630	0.662	0.613	0.623	0.654	0.663
Ca	0.675	0.671	0.653	0.655	0.719	0.723	0.726	0.714	0.709	0.747	0.697	0.693	0.721	0.737
Na	0.319	0.310	0.330	0.334	0.273	0.259	0.246	0.271	0.274	0.242	0.282	0.296	0.258	0.245
K	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	0.841	0.854	0.851	0.866	0.836	0.839	0.818	0.834	0.833	0.852	0.847	0.850	0.850	0.850

Mg# = Mg/(Mg+Fe_{tot})^a Granoblast-Kern; ^b Granoblast-Rand^c Einschlüsse in Granat^d reliktsch erhaltene Omphazit-Körner

Tabelle A5.21: Repräsentative EMS-Analysen von retrograd gebildetem Amphibol (Aktinolith) in grobkörnigen (Probe VI.10) und feinkörnigen (Probe I63b.31) Kalksilikatfelsen (Linse Mg 163).

Table with 15 columns (Probe, VI.10, and 14 data columns) showing chemical analysis results for Probe VI.10. Rows include oxides (SiO2, TiO2, Al2O3, Cr2O3, Fe2O3, FeO, MnO, NiO, MgO, CaO, Na2O, K2O, H2O), total weight, and individual element concentrations (Si, Ti, Al, Cr, Fe3+, Fe2+, Mn, Ni, Mg, Ca, Na, K, H) along with Mg# and Fe100 values.

Tabelle A5.21: Fortsetzung

Table with 15 columns (Probe, I63b.31, and 14 data columns) showing chemical analysis results for Probe I63b.31. Rows include oxides, total weight, and individual element concentrations (Si, Ti, Al, Cr, Fe3+, Fe2+, Mn, Ni, Mg, Ca, Na, K, H) along with Mg# and Fe100 values.

Mg# = Mg/(Mg+Fe)

a stöchiometrisch berechnet auf der Grundlage von 23 Sauerstoff-Atomen und 13 Kationen + K + Na (Norm NAMP)

b Porphyroblasten, c Granoblast-Kern: d Granoblast-Rand: e Pseudomorphosen nach ehemaligem Omphazit

A6 Probenverzeichnis

Tabelle A6.1: Im Rahmen dieser Arbeit verwendete Gesteinsproben. Römische Ziffern vor dem Punkt bezeichnen Profile, arabische Ziffern (z.B. 163, 160, 161, 31, 32 etc.) einzelne ultramafische Linsen (vgl. Fig. 2.1 für Lokalitäten); nach dem Punkt sind die Proben jeweils fortlaufend nummeriert worden. Weitere Abkürzungen: DG = meta-(semi-)pelitische Gneise und Glimmerschiefer; «Nebengesteine»; BS = GKS = karbonathaltige Glimmerschiefer; Granat-Knotenschiefer (ev. «Bündnerschiefer»); KS = Kalksilikatfelse; CM = Calcimarmore; UM = ultramafische Gesteine. Zahlen in der letzten Kolonne bezeichnen die Orientierungen der Dünnschliffe (entweder nach Schieferung S oder nach Lineation L).

Probe-Nr.	Kurzbeschreibung	Koordinaten	Höhe	Methodik	Bemerkungen
<i>a) Peridotitkörper Mg 163a: mittlere Koord. 708°280/131°250 — 708°330/131°040 (vgl. auch Detailkarte)</i>					
163a.1	Plag-Amphibolit	708°280/131°220	2410	XRF	S ₁ /B: 055/45
163a.2	Ep-Di-Kalksilikatfels	708°280/131°220	2410		grobkörnig, Kontaktgestein
163a.3	Grt-Zweiglimmerschiefer	708°280/131°310	2405		
163a.4	Chl-Peridotit mit Tc, Mgs	708°280/131°230	2410	XRF	S ₁ /B: 090/24
163a.5	Chl-Tr-Mgs-Knauer	708°280/131°240	2415		
163a.6	Metarodinit mit Blackwall	aus Schutt, Nordende der Linse			
163a.7	Calcitmarmor	708°270/131°160	2400		S ₁ /B: 072/22; mit Skap mit D ₂ -Falte
163a.8	Grt-Zweiglimmergneis, augig	708°270/131°160	2400		
163a.9	leukokrater Kontaktgneis	708°270/131°160	2400		
163a.10	Skap-Di-Kalksilikatfels	708°270/131°160	2400		
163a.11	Kalksilikatfels mit Plag-Ader	708°270/131°160	2400		
163a.12	Tc-Chl-Peridotit mit Cumm	708°280/131°180	2405	XRF	S: 240/10, 2 DS
163a.13	Mgs-Cumm-Chl-Peridotit	708°280/131°180	2405	XRF	
163a.14	Metarodinit mit Blackwall	708°280/131°190	2405	XRF	Zo-Lineation prä BW
163a.15	Eklogit, Grt-Amphibolit	708°290/131°180	2405	XRF, EMS	2 DS
163a.16	Chl-Peridotit	708°290/131°170	2405	XRF, ICP-MS	deutliches L: S: 091/80
163a.17	Metarodinit, Gross-Ader	708°290/131°170	2405		S: 069/85
163a.18	Qz-Plag-Fels	708°280/131°180	2400		Kontaktgestein
163a.19	feink. Ep-Di-Kalksilikatfels	708°300/131°170	2410		S ₁ /B: 070/62
163a.20	grobk. Di-Kalksilikatfels	708°300/131°165	2410		Metaophikarbonat (?)
163a.21	heller Qz-Fsp-Gneis	708°300/131°170	2410		Grt-führend
163a.22	Skap-Plag-Fels	708°280/131°210	2410		Kontaktgestein
163a.23	Tc-Chl-Peridotit	708°320/131°130	2405	XRF	S: 258/67
163a.24	Tc-Chl-Peridotit, En-führend	708°320/131°130	2405	XRF	DS senkrecht S
163a.25	grobk. Di-Kalksilikatfels	708°350/131°120	2415	XRF	Metaophikarbonat
163a.27	Plag-Fels, mit Ep, Amph	708°350/131°120	2415		Kontaktgestein
163a.28	Eklogit, Symplektit-Eklogit	708°350/131°050	2415	XRF	
163a.29	Symplektit-Eklogit	708°350/131°050	2415		Ader mit Zo, Hgl, Bi, Qz
163a.30	Grt-Amphibolit	708°350/131°050	2415	XRF	alterierter Eklogit
163a.31	Ol-Tr-Chl-Mgt-Ader in UM	708°375/131°050	2420		
163a.32	gebänderter Chl-Peridotit	708°370/131°050	2420	XRF	lagenweise alteriert, 3 DS
163a.33	(En-) Tc-Chl-Peridotit, Lagenbau	708°360/131°050	2415	EMS, XRF, ICP-MS	Ol-Amph-Lage
163a.34	Tc-Chl-Peridotit	708°360/131°050	2415		Spi-L: 200/10; S: 090/80
163a.35	grobk. Di-Kalksilikatfels	aus Schutt unterhalb Linse		XRF	Metaophikarbonat
163a.36	Metarodinit	aus Schutt unterhalb Linse		EMS, XRF	Fragment in Kalksilikatfels
163a.37	Grt-Zweiglimmerschiefer	708°320/131°060	2400		
163a.38	Metarodinit, Gross-Ader	708°350/131°100	2405	XRF	
163a.39	Qz-Fsp-Flasergneis	708°250/131°160	2390		ev. D ₂ -Falte (?)
163a.40	Metarodinit mit Blackwall	708°315/131°130	2400	XRF	Di-reiche Ader, in BW fortgesetzt
163a.41	Chl-Amph-Blackwall	708°315/131°130	2400	XRF	
163a.42	Chl-Tr-Blackwall, ± Ol	708°315/131°130	2400	XRF	alterierter Peridotit
163a.43	En-Chl-Peridotit	708°315/131°130	2400	XRF	
163a.44	(Sympl-) Eklogit	708°350/131°050	2415		mit Qz-Hgl-reichen Zonen
163aR	Metarodinit mit Blackwall	aus Schutt, Südende der Linse		XRF	BW zoniert, Gross-Adern
<i>b) Peridotitkörper Mg 163b: mittlere Koord. 708°370/131°020 — 708°450/130°820 (keine Detailkarte)</i>					
163b.1	Hellglimmer-Schuppengneis	708°360/130°980	2400		
163b.2	leukokrater Qz-Fsp-Gneis	708°360/130°950	2370		L ₂ : 160/27; S ₁ /B: 102/51
163b.3	Grt-Zweiglimmergneis	708°370/130°950	2370		L ₂ : 157/23; S ₁ /B: 095/33; Top nach SE
163b.4	Tc-Chl-Peridotit, mit Tr/Cumm	708°380/130°950	2375	XRF	S: 060/50
163b.5	Di-Kalksilikatfels	708°370/131°000	2390		Metaophikarbonat (?)
163b.6	Kalksilikatfels	708°370/131°000	2390		Kontakt zum Gneis

Probe-Nr.	Kurzbeschreibung	Koordinaten	Höhe	Methodik	Bemerkungen
163b.7	Kontaktgneis	708'370/131'000	2390		Kontakt zum Kalksilikat
163b.8	En-Chl-Peridotit, wenig Tc	aus Schutt, Nordende der Linse		XRF, ICP-MS	
163b.9	Metarodingit	708'370/130'990	2370	XRF	
163b.10	Bi-Plag-Amphibolit	708'360/130'990	2370		S ₁ /B: 070/52
163b.11	Amph-Chl-Peridotit	708'380/130'990	2375		S: 076/80
163b.12	Chl-Peridotit, Tr-Chl-Ol-Ader	708'380/130'990	2375		
163b.13	Grt-Zweiglimmergneis	708'400/130'980	2390		L ₂ ; S ₁ /B: 075/73
163b.14	En-Chl-Peridotit, kaum Tc	708'400/130'900	2370	XRF	mit Spi-Lineation
163b.16	Mgs-En-Ol-Tc-Fels, grobk.	708'400/130'900	2375		alterierter Chl-Peridotit
163b.17	Metarodingit	708'400/130'910	2370	XRF	
163b.18	Tc-Chl-Peridotit, wenig Mgs	708'420/130'890	2370	XRF	
163b.19	Grt-führender Amphibolit	708'410/130'970	2380	XRF	S ₁ /B: 057/59; Grt-Pseud.
163b.20	Ep-Plag-Amphibolit	708'410/130'970	2380		S ₁ /B: 090/65; Grt-Pseud.
163b.21	Mgs-Tc-Chl-Peridotit	708'420/130'970	2385	XRF	Lineation; S: 260/85
163b.22	Chl-Amph-Fels	708'400/130'910	2370	XRF	alterierter Metarodingit
163b.23	Tc-Chl-Peridotit	708'400/130'910	2370	XRF	S: 084/35
163b.24	Mgs-En-Chl-Tc-Fels, grobk.	708'440/130'850	2370	XRF	alterierter Chl-Peridotit
163b.25	grobk. Di-Amph-Kalksilikatfels	708'455/130'840	2360	XRF	Metaophikarbonat
163b.26	Bi-reicher Qz-Fsp-Flasergneis	708'430/130'910	2375		deutl. L ₂
163b.27	leukokrater Qz-Fsp-Gneis	708'350/130'820	2350		L ₂ ; 158/04; S ₂ : 170/09
163b.28	alterierter Metarodingit	aus Schutt		XRF	mit Chl-Amph-Blackwall
163b.29	Metarodingit mit Gross-Vene	aus Schutt		XRF	
163b.30	Ol-Tr-Chl-Mgt-Vene	708'400/130'900	2370		
163b.31	feink. Di-Plag-Kalksilikatfels	708'455/130'840	2360	EMS, XRF	Metaophikarbonat, mit Om-Pseudomorphosen

c) Peridotitkörper Mg 163c: mittlere Koord. 708'400/131'010 — 708'460/130'870 (keine Detailkarte)

163c.1	Tr/Cumm-Tc-Chl-Peridotit	708'420/130'970	2400	XRF	deutl. Mgt-Linear
163c.2	En-Amph-Chl-Peridotit	708'450/130'910	2400	XRF	En gut erhalten
163c.3	Ep-Di-Kalksilikatfels, mittelk.	708'450/130'910	2400	XRF	Kontakt Peridotit-Gneis, Metaophikarbonat (?)
163c.4	Sympl-Eklogit/Grt-Amphibolit	708'520/130'930	2410	XRF	Eklogit-Linse in Plag-Amphibolitlage
163c.5	Sympl-Eklogit/Grt-Amphibolit	708'480/131'000	2410	XRF	dito
163c.6	Sympl-Eklogit	708'480/131'000	2410		dito

d) Peridotitkörper Mg 31: mittlere Koord. 708'350/131'920 — 708'400/131'810 (2 Linsen in Schutthalde; vgl. auch Detailkarte)

31.1	Tr-Chl-Peridotit, mit Cumm	708'390/131'825	2270		nahe Rodingitgang
31.2	Ep/Klzo-Amphibolit	aus Schutt unterhalb der Linse		XRF	wenig Symplektit
31.3	feink. Di-Plag-Kalksilikatfels	708'360/131'900	2245		mit Amph-Flammenstrukt.
31.4	Amph-Chl-Peridotit	708'380/131'850	2260	XRF, ICP-MS	boudinierte Dunit-Lage
31.5	En-Chl-Peridotit, wenig Tc	708'380/131'850	2260	EMS, XRF	viel Tr/Cumm und Mgt
31.6	Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer	708'400/131'900	2245		S ₂ : 226/26, wenig Stau
31.7	Tr-Chl-Peridotit	aus Schutt unterhalb der Linse		XRF	mit Tr-Chl-Schiefer (Kontakt zu Metarodingit)
31.8	Tc-En-Chl-Peridotit	708'350/131'865	2260	XRF	S/B: 255/75
31.9	Ol-Tr-Chl-Mgt-Knauer/Vene	aus Schutt unterhalb der Linse			
31.10	Grt-Amphibolit	708'345/131'865	2275	XRF	mit Zo/Klzo: Ex-Eklogit ?
31.11	Chl-Akt-Schiefer	708'345/131'865	2275		Grt-Pseudom. aus Chl
31.12	Grt-Zweiglimmerschiefer	708'290/131'820	2290		wenig Ky, Stau
31.13	Amph-Ep-Fels	708'345/131'865	2275	XRF	alterierter Metarodingit
31.14	Tc-En-Chl-Peridotit	708'340/131'890	2260	XRF, ICP-MS	
31.15	Tc-Chl-Peridotit, wenig En	708'340/131'890	2260	XRF	viel Mgt (hoher Cr-Gehalt)
31.17	Di-Ep-Kalksilikatfels	708'335/131'890	2270		Metaophikarbonat (?), am Kontakt zu Gneisen
31.18	feink. Di-Plag-Kalksilikatfels	708'350/131'895	2255	EMS, XRF	Metaophikarbonat
31.19	(Grt-) Amphibolit	708'360/131'895	2250	XRF	S/B: 245/44
31.20	feink. Di-Plag-Kalksilikatfels	708'360/131'900	2245		S/B: 233/35, Am-Flammen Metaophikarbonat
31.21	leukokrater Zweiglimmergneis	708'370/131'910	2240		S ₂ : 228/35; FAE ₂
31.22	Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer	708'370/131'910	2240		L ₂ : 161/20; S ₂ : 108/14
31.23	Tr/Cumm-Chl-Peridotit/Schiefer	708'365/131'870	2250	XRF	Kontakt zu Rodingit
31.24	Ep-Bi-Plag-Kontaktfels	708'400/131'820	2250		Kontakt Gneis-Peridotit
31.25	Ep-Amph-Fels	708'400/131'820	2250		Kontaktgestein
31.26	Amph-Chl-Peridotit	aus Schutt unterhalb der Linse			mit D ₂ -Falte; grosser DS
31.28	Metarodingit, frisch	708'370/131'850	2260	XRF	sehr feinkörnig
31.29	En-Chl-Peridotit, ± Tc	aus Schutt unterhalb der Linse		XRF	mit Mgs-Anth-Tc-Ader
31.30	Tr/Cumm-Tc-En-Chl-Peridotit	aus Schutt unterhalb der Linse		XRF, ICP-MS	

Probe-Nr.	Kurzbeschreibung	Koordinaten	Höhe	Methodik	Bemerkungen
31.31	gebänderter Amphibolit	aus Schutt, Gagnonekessel			D ₂ -Falte; helle Bänder Qz-Plag- und Ep-reich
31.32	Amph-Chl-Peridotit	708'370/131'860	2260	XRF	mit Tr-Chl-Blackwall
31.33	Amph-Chl-Peridotit	aus Schutt unterhalb der Linse			D ₂ -Falte
31.34	grobk. Mgt-Tr-Chl-Ol-Ader	708'370/131'860	2260		
31.35	feink. Plag-Di-Kalksilikatfels	708'390/131'825	2270	XRF	mit Amph-Flammenstrukt., Metaophikarbonat
31.36	feink. Plag-Di-Kalksilikatfels	708'390/131'825	2270		dito
31.37	En-Chl-Peridotit, wenig Tc	aus Schutt unterhalb der Linse		XRF	Tr- und/oder Anth-führend
31.39	Amph-Chl-Blackwall	708'390/131'825	2270	XRF	
31.40	En-Chl-Peridotit, mit Tc	708'370/131'845	2270	XRF	S/B: 290/87
31.41	Tr-Chl-Peridotit, grobk.	708'370/131'855	2260	XRF	mit Mgs; Grt-Pseudom. (?)
31.42	alterierter Metarodingit	708'375/131'850	2265		ehemals rel. grobkörnig
31.43	Metarodingit, mit Blackwall	708'370/131'845	2260	XRF	
31.44	Amph-Ep-Fels, ± Chl	708'370/131'845	2260		alterierter Metarodingit
31.45	Chl-Peridotit, Tr-Chl-BW	aus Schutt unterhalb der Linse		XRF	Kontakt zu Rodingit
31.46	Tr/Cumm-Chl-Peridotit	708'350/131'900	2260	XRF	
31.47	En-Chl-Peridotit, mit Tc	708'380/131'840	2270	XRF	En teilweise vertakt
31.48	Amph-Tc-En-Chl-Peridotit	aus Schutt unterhalb der Linse		XRF	z.T. viel Mgs
31.49	Amph-Tc-Chl-Peridotit, wenig En	708'380/131'840	2270	EMS	Band aus Tr und Erz (ev. ehem. Pyroxenit-Lage)
31.50	Ep-Amph-Fels	708'350/131'910	2260	XRF	alterierter Metarodingit
31.51	Plag-Bi-Fels, mit Klzo	708'400/131'820	2260		Kontaktgestein
31.52	feink. Di-Ep-Fels, viel Tit	708'400/131'820	2260	XRF	alterierter Metarodingit
31.54	grobk. Amph-Chl-Blackwall	708'400/131'820	2260	XRF	dito

weitere Peridotitlinsen (vgl. Fig. 2.1 für Lokalitäten; keine Detailkartierungen; Nr. der Linsen nach Trommsdorff, unpubl.):

160.1	Grt-Bi-Hgl-Plag-Fels, Amphibolit	707'800/131'750	2360		ehem. Eklogit (?)
160.3	En-Tr-Chl-Peridotit	707'800/131'750	2370	EMS, XRF, ICP-MS	Tr-Chl-Pseud. nach Grt
160.4	Grt-Bi-Hgl-Plag-Fels	707'800/131'750	2360	EMS	Kontakt-Glimmerschiefer
160.5	Grt-Bi-Hgl-Plag-Fels, Amphibolit	707'800/131'750	2360		Amphibolit-Xenolithe, ehem. Eklogite (?)
160.6	Grt-Bi-Schiefer	707'800/131'750	2380		kontaktnah
160.7	En-Tr-Chl-Peridotit	707'800/131'750	2375	XRF	Pseud. nach Grt
161.1	Grt-Ep-Amph-Fels	707'975/131'525	2330	XRF	alterierter Metarodingit
161.2	Tc-Chl-Peridotit, mit Mgs	707'990/131'480	2335	XRF	Ol-Tc-Pseud. nach En
161.3	unreiner Calcitmarmor	707'990/131'480	2335		
161.4	Klzo/Ep-Plag-Amphibolit	708'000/131'450	2335	XRF	ev. D ₂ -Falte
161.7	Tc-Chl-Peridotit, En-Relikte	707'990/131'475	2330	XRF	Ol-Tc-Pseud. nach En; Mgs
161.10	Amph-Kalksilikatfels	707'990/131'525	2330		Lagen oder Boud. in Gneis
29.1	Klzo/Ep-Amphibolit	708'275/131'920	2290		S ₁ /B: 255/70
29.2	Amphibolit	708'275/131'920	2300	XRF	rel. feinkörnig, dunkel
29.5	Cc-Marmor mit Klzo/Ep, Di, Qz	708'275/131'920	2280		S ₁ /B: 080/70
29.6	dito	708'275/131'920	2285		
29.7	Tr-Mgs-Schiefer (Ultramafitit)	708'275/131'920	2300		S ₁ /B: 230/70
29.8	Tr-Chl-Peridotit, wenig Tc/Mgs	708'275/131'920	2305	XRF, ICP-MS	
30.2	Mgs-En-Ol-Tc-Fels (MEFT)	708'860/132'310	2200		S ₁ /B: 080/52; rekrist. Perid.
30.3	Mgs-Tc-Peridotit, wenig Tr/Chl	708'850/132'300	2200	XRF	
30.4	Mgs-Tc-Peridotit, wenig Chl	708'850/132'300	2200		S ₂ : 348/05; mylonitisch
30.5	heller Amph-Plag-Kontaktfels	708'850/132'300	2200		S: 357/35
30.6	grobk. Mgs-En-Ol-Tc-Fels	708'930/132'380	2190	XRF	typischer MEFT, rekrist.
30.8	Bi-Chl-Plag-Gneis, gefleckt	708'880/132'310	2190		Kontaktgestein
30.9	gebänderter Amphibolit, z.T. Bi	708'880/132'310	2190		D ₃ -Falte; grosser DS
30.10	Kalksilikatfels/Amphibolit	708'930/132'380	2190		Kontaktgestein (?)
32.1	En-Tr/Cumm-Tc-Chl-Peridotit	708'485/131'850	2250	XRF, ICP-MS	DS orientiert nach S/B
32.4	Metarodingit, alteriert	708'525/131'850	2250		wenig Amph-Blackwall
32.5	grobk. Di-Amph-Kalksilikatfels	708'570/131'880	2250		Metaophikarbonat (?)
32.7	Tr-Chl-Peridotit, Ol-Tr-Knauer	708'530/131'870	2245		S: 198/12
32.8	Tr/Cumm-Chl-Peridotit	708'530/131'870	2245		D ₂ -Falte; z.T. mit Mgs, Tc
32.9	Metarodingit, mit Blackwall	708'550/131'865	2245	XRF	
32.11	Zweiglimmerschiefer	708'550/131'865	2240		S: 250/80; L ₂ : 162/02
32.12	Tr-Chl-Peridotit, mit Mgs, Atg	708'575/131'850	2240	XRF, ICP-MS	S: 150/35
32.15	Akt-Plag-Gneis, leukokrat	708'540/131'890	2240		Kontaktgestein zu UM
32.18	Zo/Klzo/Ep-Plag-Amphibolit	708'540/131'850	2250		Ex-Eklogit (?)

Probe-Nr.	Kurzbeschreibung	Koordinaten	Höhe	Methodik	Bemerkungen
32.19	Grt-Amphibolit/Grt-Klzo-Fels	708°540/131°850	2250		ehem. Eklogit, gebändert?
32.20K	Chl-Peridotit mit Lagenbau	708°570/131°860	2255		Bohrkern durch D ₂ -Falte
32.21K	Metarodingit, alteriert	708°550/131°880	2250		Bohrkern; durch BW
32.22K	Tr/Cumm-Chl-Peridotit	708°580/131°860	2250		Mgt-Tr-Chl-Ol-Vene
32.23K	grobk. Di-Amph-Kalksilikatfels	708°600/131°880	2240	XRF	Metaophikarbonat
32.24K	Chl-Peridotit, Anto-Ader	708°580/131°865	2250		rel. Amph-reich
32.25K	dito	708°580/131°865	2250		dito
32.26	Tc-Amph-Chl-Peridotit	708°590/131°865	2240		D ₃ -Krenulation
32.28	Ep-Kalksilikatfels	708°640/131°885	2240		Kontaktgestein, viel Amph
34.1	Cumm-Tc-Chl-Schiefer	708°600/131°750	2270	XRF	«Speckstein»
34.2	Amph-Plag-Fels, mit Ap, Tit	708°600/131°750	2265		Kalksilikat/Kontaktgneis
34.4	Tr-Chl-Peridotit, ev. Cumm	708°600/131°750	2270	XRF, ICP-MS	mit grossen Ol-Klasten
34.5	Grt-Amphibolit, feinkörnig	708°600/131°750	2255		rekrist. Eklogit (?)
34.6	Grt-Zweiglimmergneis	708°600/131°750	2290		D ₂ -Falte
36.2	Amphibolit	708°750/131°700	2200		stark geschiefert
36.3	Cc-Marmor, kieselig	708°750/131°700	2200		mit Bi, Tr, Qz, Skap, Ep, Di
36.5	Klzo/Ep-Amphibolit	708°750/131°700	2200	XRF	Grt-Pseud.; Ex-Eklogit (?)
36.6	Metarodingit, zonierte Blackwall	708°750/131°700	2200	XRF	
MP 1.1	Tc-Chl-Peridotit, etw. Amph	709°140/133°400	2250	XRF	S ₂ : 193/28
MP 1.2	Ep-Amph-Schiefer/Fels	709°140/133°400	2250		alterierter Metarodingit
MP 1.3	Amph-Tc-Chl-Schiefer (UM)	709°140/133°400	2260		«Speckstein»
MP 1.4	leukokrater Zweiglimmergneis	709°140/133°400	2270		L ₂ : 150/03; S ₂ : 268/10
MP 1.5	Grt-Amphibolit, z.T. mit Klzo	709°140/133°480	2260		Plag/Amph sympl. verw.
MP 1.7	Bi-Grt-Amph-Plag-Fels	709°140/133°480	2260		alterierter Gneis; Kalksilikatboudin darin
MP 2.1	Tr/Cumm-En-Chl-Peridotit	709°115/133°620	2270	XRF	Chl-Aggregate/Cluster
MP 2.3	Amph-Di-Fels, viel Erz	709°115/133°620	2270		Metarodingit, ev. alteriert
MP 2.4	Tc-Chl-Peridotit, wenig Cumm	709°115/133°620	2270	XRF	Chl-«Nester», Grt-Pseud.?
MP 2.5	leukokrater Zweiglimmergneis	709°115/133°620	2270		S ₂ : 106/18
<i>Nebengesteine zu den Peridotitlinsen (v.a. Gneise und Schiefer) sowie weitere Gesteine (Marmore, Amphibolite, Ultramafite etc.):</i>					
DG 1	Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer	708°660/131°925	2225		senkrecht S ₂ : 172/15
DG 3	Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer	708°700/131°885	2215		S ₂ : 184/10; L ₂ : 164/07
DG 7	Zweiglimmergneis	aus Schutt nahe Mg 163b		EMS	mit Hgl-«Knoten/Augen»
DG 8	Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer	707°775/131°490	2280		neben Eklogit-Linsen
DG 9	Grt-Zweiglimmergneis	707°775/131°490	2280		zwischen Eklogit-Linsen
DG 10	Glimmerschiefer, Grt-Amphibolit	707°775/131°490	2280		Hgl (Phe) mit Qz-Fsp-Bi-Koronas; chem. Eklogit
DG 11	dito	707°775/131°490	2280		
DG 12	Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer	707°775/131°490	2280		relikt. Hgl mit Qz-Fsp-Bi-Koronas (HP-Metapelit ?)
DG 14	Bi-Amphibolit: Qz-Fsp-Lage	aus Schutt, Gagnonekessel			D ₂ -Falten
DG 15	Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer	aus Schutt, Guglia (Mg 30)			wenig Stau/Turm
DG 16	Grt-Bi-Plag-Augengneis	708°760/132°110	2215	EMS	viele Grt- + Qz-Incl. in Plag
DG 17	Zweiglimmerschiefer, Cc-Marmor	708°700/131°700	2230		
DG 18	Ep-Bi-Amph-Qz-Plag-Gneis	708°740/132°080	2220	XRF	Metatonalit; L ₂ : 177/15; S ₂ : 224/19
DG 19	dito	708°740/132°080	2220	XRF	
DG 20	Grt-Ky-Bi-Plag-Augengneis	708°760/132°110	2215		Grt- + Qz-Incl. in Plag
DG 21	leukokrater Streifengneis	aus Schutt, Gagnonekessel			D ₂ -Falte; Grt-/Ep-führend
DG 23	leukokrater Streifengneis	aus Schutt, Gagnonekessel			D ₂ -Falte; grosser DS
DG 24	Bi-Qz-Plag-Fels mit Chl, Grt	708°650/132°020	2230		ev. Leuko-/Melanosom (?)
DG 25	Qz-Fsp-Fels, z.T. grobk.	708°650/132°020	2230		Chl-Pseudom. nach Grt
DG 26	gebänderter Zweiglimmergneis	aus Schutt, Gagnonekessel			D ₂ -Falten
DG 27	Ep-Bi-Amphibolit	aus Schutt			D ₂ -Falten
DG 28	gebänderter Zweiglimmergneis	aus Schutt			D ₂ -Falte
DG 29	gebänderter Bi-Gneis	aus Schutt, Gagnonekessel			D ₂ -Falte
DG 30	gebänderter Zweiglimmergneis	aus Schutt, Gagnonekessel			D ₂ -Falte
VG-Sim1	heller (Verzasca-) Augengneis	708°800/132°660	2030		S ₂ : 202/05; L ₂ : 168/02
VG-Sim2	Hgl-Bi-Augengneis	708°800/132°660	2030		L ₂ : 168/07; S ₂ : 208/10; Top nach SE
Ek 1	Symplektit-Eklogit	707°775/131°490	2280		
BS 1	Grt-Knotenschiefer	709°060/132°470	2200		S ₂ : 124/09

Probe-Nr.	Kurzbeschreibung	Koordinaten	Höhe	Methodik	Bemerkungen
GKS 2	Grt-Knotenschiefer, karbonatisch	709°330/133°620	2390		L ₂ : 140/05; S ₂ : 200/05; Top nach SE; ev. Bündnerschiefer (?)
CM 1	Bi-Di-Ep-Tr-Calcitmarmor	708°725/131°650	2230		S ₁ /B: 135/50
UM 1	Tr/Cumm-Mgs-Tc-Chl-Schiefer	708°725/131°650	2230		D ₂ -Falte; «Speckstein»
UM 2	ditto	708°725/131°650	2230	XRF	«Speckstein»
IX.161	Tr-Chl-Peridotit	708°630/131°850	2260	XRF	wenig Tc, Cumm
KS 1	Di-Ep-Amph-Kalksilikatfels	708°700/131°700	2230		
KS 2	grobk. Di-Plag-Akt-Kalksilikatfels	708°700/131°700	2230		Metaophikarbonat (?)
CA13	Cc-Marmor, Zo-Di-Gross-Knauer	708°275/131°920	2280	EMS	Gross zu Ep+Qz zerfallend
A2 III	Kalksilikatfels, Gross-Fels	708°275/131°920	2280		Gross zu Ep-Syml zerf.
Hgl 1	Hgl-Klast in Zweiglimmergneis	aus Schutt			Hgl mehrere cm-Ø
Dist	Ky-Hgl-Qz-Knauer	aus Schutt, Val Gagnone			
Amph 3a	Plag-Amphibolit	708°530/131°930	2240		ev. Grt-Pseud.
CH257	Grt-Peridotit	707°800/131°750	2370	EMS	UM-Linse Mg 160

Profile:

Profil I – Val d’Efra: Koord. 708°350/132°200 bis 708°470/131°940

I.1	leukokrater Zweiglimmerschiefer		2070		S ₂ : 003/04; L ₂ : 346/03
I.2	Grt-Ky-Stau-Zweiglimmerschiefer		2090		S ₂ /L ₂ : 164/04
I.3	Bi-Amph-Schiefer (Amphibolit)		2110		S ₂ : 137/05; L ₂ : 163/04
I.8	Bi-Amphibolit, gebändert		2120		S ₂ : 100/06; L ₂ : 156/04
I.10	Bi-Amphibolit, Grt-führend		2200	XRF	S ₂ : 204/30; L ₂ : 146/14
I.101	Tit-Klzo/Ep-Amphibolit		2200	XRF	S ₂ : 189/34; L ₂ : 147/20
I.103	En-Tc-Chl-Peridotit, wenig Mgs		2200		
I.11	Grt-Zweiglimmerschiefer		2210		S ₂ : 194/04; L ₂ : 162/04
I.111	Plag-Klzo-Amphibolit		2210		S ₂ : 130/17; L ₂ : 142/19
I.113	Stau-Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer		2210		S ₂ : 182/13; L ₂ : 159/10
I.114	Stau-Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer		2250		

Profil II und III – Val Mött, Südende Linse Mg 163a: Koord. 707°950/130°660 bis 708°600/131°150 (Profil B, Tafeln 1/2)

II.1	leukokrater Zweiglimmergneis, augig		2170		S ₂ : 125/05; L ₂ : 160/02
II.11	Grt-führender Amphibolit, sympl.		2210		S ₂ : 155/27
II.1c	Bi-Qz-Amphibolit		2240		S ₂ : 100/12
II.13	feingebänderter Glimmerschiefer		2260		D ₁ -D ₂ -Fallenüberprägung, grosser DS
II.14	Turm-führender (Grt-) Zweiglimmerschiefer		2260		
II.41	Turm-Einkristall (Klast) in Glimmerschiefer		2260	EMS	Incl. von Hgl, Bi, Grt, Qz
III.1	leukokrater Zweiglimmergneis		2360		S ₂ : 098/15; L ₂ : 160/01
III.7	Grt-Bi-Plag-Amphibolit, rel. hell		2375		z.T. recht grobkörnig
III.9	Grt-Bi-Gneis/Schiefer, z.T. augig		2385		
III.91	augiger/flaseriger Grt-Zweiglimmerschiefer		2385		S ₂ : 138/10; L ₂ : 147/10
III.12	(Symp.-) Grt-Amphibolit (alt. Eklogit)		2390	EMS, XRF	S: 060/56
III.121	Eklogit, Symp.-Eklogit (Südende Mg 163a)		2390	EMS, XRF	S: 066/60; sehr frisch
III.122	Eklogit		2395	EMS	schwach gebändert
III.13	En-Chl-Peridotit, mit Tr/Cumm, Tc		2400	XRF, ICP-MS	S: 082/63
III.14	Metarodinit mit Blackwall (zoniert)		2400	EMS	
III.17	Grt-Zweiglimmerschiefer, wenig Ky		2415		S ₂ : 057/46; L ₂ : 146/03; Top nach SE
III.18	Bi-Plag-Amphibolit, Ep-führend		2420		S ₂ : 095/16; L ₂ : 156/16
III.181	Zweiglimmergneis mit Hgl-Knoten/Klasten		2420		S ₂ : 090/22; L ₂ : 149/10; Top nach SE
III.20	leukokrater Zweiglimmergneis		2420		S ₂ : 084/41; L ₂ : 158/08

Profil IV – Val d’Efra, Nordende Linse Mg 31: Koord. 708°400/131°900 bis 708°280/131°890 (Profil D, Tafeln 3 und 4)

IV.1	Stau-Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer		2240		L ₂ : 142/06; S ₂ : 224/16
IV.3	feink. Di-Plag-Kalksilikatfels (Amph-Flammenstrukt.)		2250	XRF	L ₂ : 322/04; S: 234/20; Metaophikarbonat
IV.3b	heller Amph-Plag-Kontaktgneis		2255		
IV.4	Amph-Chl-Peridotit, mit Tc und Mgs		2260		S: 222/48
IV.41	(En-) Amph-Chl-Peridotit		2260	XRF	

Profil V – Val d’Efra, Südende Linse Mg 31: Koord. 708°410/131°820 bis 708°350/131°800 (Profil A, Tafeln 3 und 4)

V.11	Bi-Chl-Amph-Plag-Schiefer/Gneis		2260		S ₂ : 168/25; Kontaktgestein
V.2	Tr-Chl-Peridotit, mit wenig Mgs		2260	XRF, ICP-MS	S: 253/35

Probe-Nr.	Kurzbeschreibung	Koordinaten	Höhe	Methodik	Bemerkungen
V.7	Amph-Plag-Ep/Klzo-Kalksilikatfels		2270		Kontaktgestein
V.9	Di-Ep-Cc-Marmor, Qz- und Tit-führend		2275		schwach gebändert
V.101	Tc-Mgs-Chl-Tr/Cumm-Schiefer (Ultramafitit)		2280		S ₂ : 165/30; «Speckstein»
V.111	Stau-Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer		2290		

Profil VI – Val Mött, Nordende der Linse Mg 163a: Koord. 708'250/131'170 bis 708'370/131'220 (Profil A, Tafeln 1 und 2)

VI.2	Grt-Zweiglimmergneis, flaserig/augig		2400		S ₂ : 122/05; DS senkr. L ₂
VI.21	Grt-Bi-Amphibolit, Grt reliktsch erhalten		2400	EMS, XRF	Grt-Pseud. erkennbar
VI.3	Plag-Amph-Di-Ep-Kalksilikatfels		2405		Kontakt UM-Gneis
VI.4	Tc-Tr/Cumm-Chl-Peridotit, Ol-Tc-Pseud. nach En		2405	XRF	S: 053/80
VI.7	Bi-Amph-Plag-Fels, mit Tit, Erz		2405		Kontaktgestein
VI.8	En-Chl-Peridotit, wenig Cumm und Tc		2410	EMS, XRF, ICP-MS	S: 310/35
VI.81	Cumm-Chl-Tc-Peridotit, Ol-Tc-Pseud. nach En		2410	XRF	S ₁ /B: 215/05
VI.82	Chl-Mgs-Tc-Peridotit		2415		rel. stark alteriert
VI.83	Chl-Amph (Cumm, Anth)-Tc-Schiefer, kaum Mgs		2415		«Speckstein»
VI.84	Anth-Mgs/Chl/Tc-Ader		2415		zonierte Ader in Peridotit
VI.10	grobk. Amph-Skap-Di-Kalksilikatfels		2415	EMS, XRF	Metaophiikarbonat
VI.11	Amphibolit, mit Rutil und Ilm, gleichkörnig		2420	XRF	S ₁ /B: 239/44; Ex-Eklogit?
VI.12	Amph-Di-Ep-Kalksilikatfels, grobkörnig		2420	XRF	Kontakt UM-Gneis

Profil VII – Val d'Efra, über Linse Mg 30 (Guglia): Koord. 708'840/132'420 bis 708'980/132'390

VII.2	Quarzit, mit etwas Ep, Chl, Bi und Amph		2145		L ₂ : 173/06; S ₂ : 211/10
VII.5	leukokrater Bi-Qz-Fsp-Gneis, Hgl-führend		2150		L ₂ : 153/05; S ₂ : 176/05
VII.6	Stau-Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer		2160	EMS	L ₂ : 155/11; S ₂ : 135/12; Top nach SE
VII.9	Mgs-En-Ol-Tc-Fels, mit Chl, sehr grobkörnig		2180		typischer MEFT
VII.10	Grt-führender Bi-Amphibolit		2200		

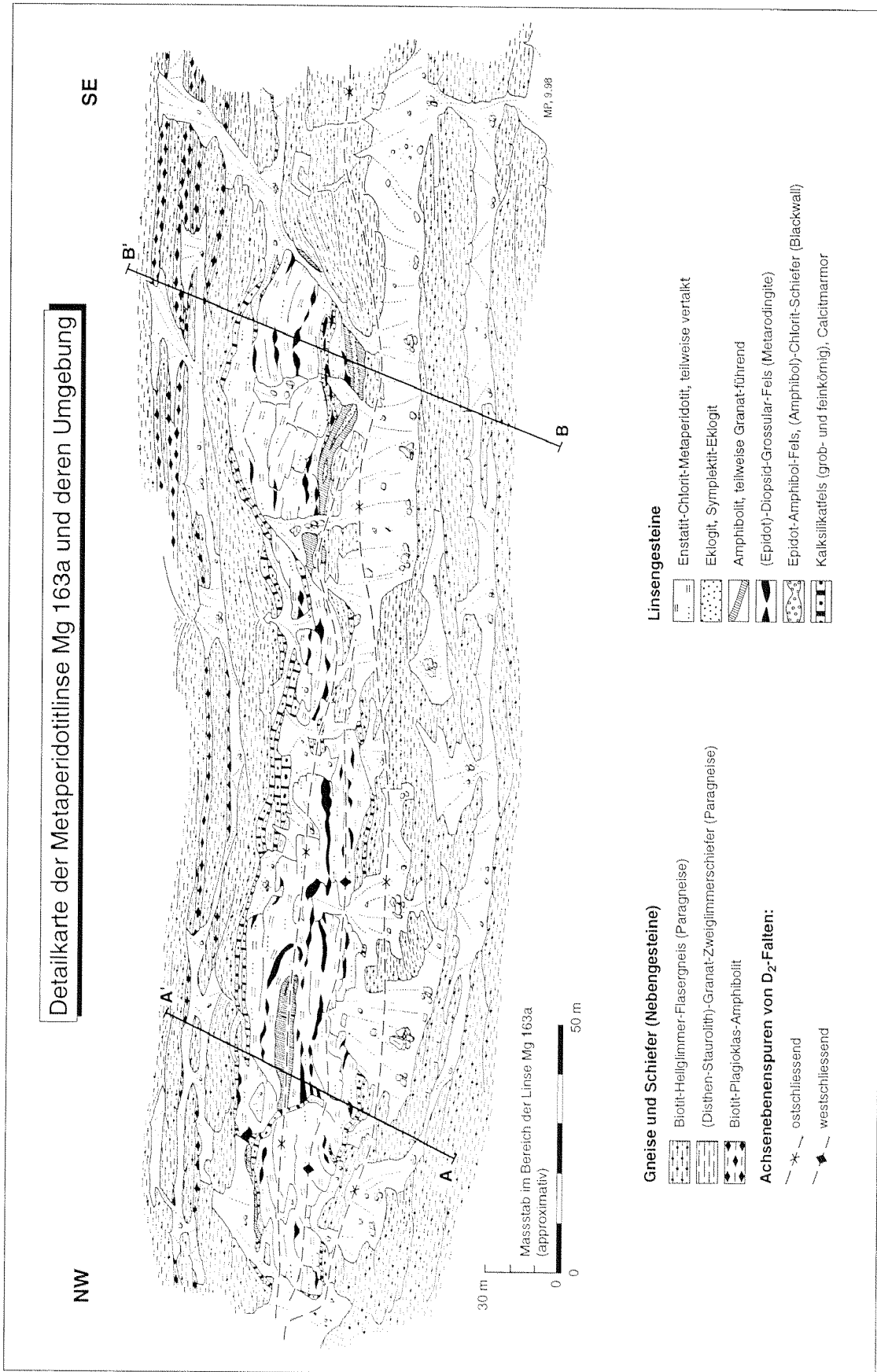
Profil XIV – Val d'Efra, über «Deckengrenze» Simano-Decke – Cima Lunga-Einheit

XIV.1	Plag-Kfsp-Augengneis	708'800/132'400	2110		L ₂ : 168/05; S ₂ : 188/09
XIV.2	Stau-Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer	708'800/132'400	2110		L ₂ : 166/10; S ₂ : 187/10; Top nach SE

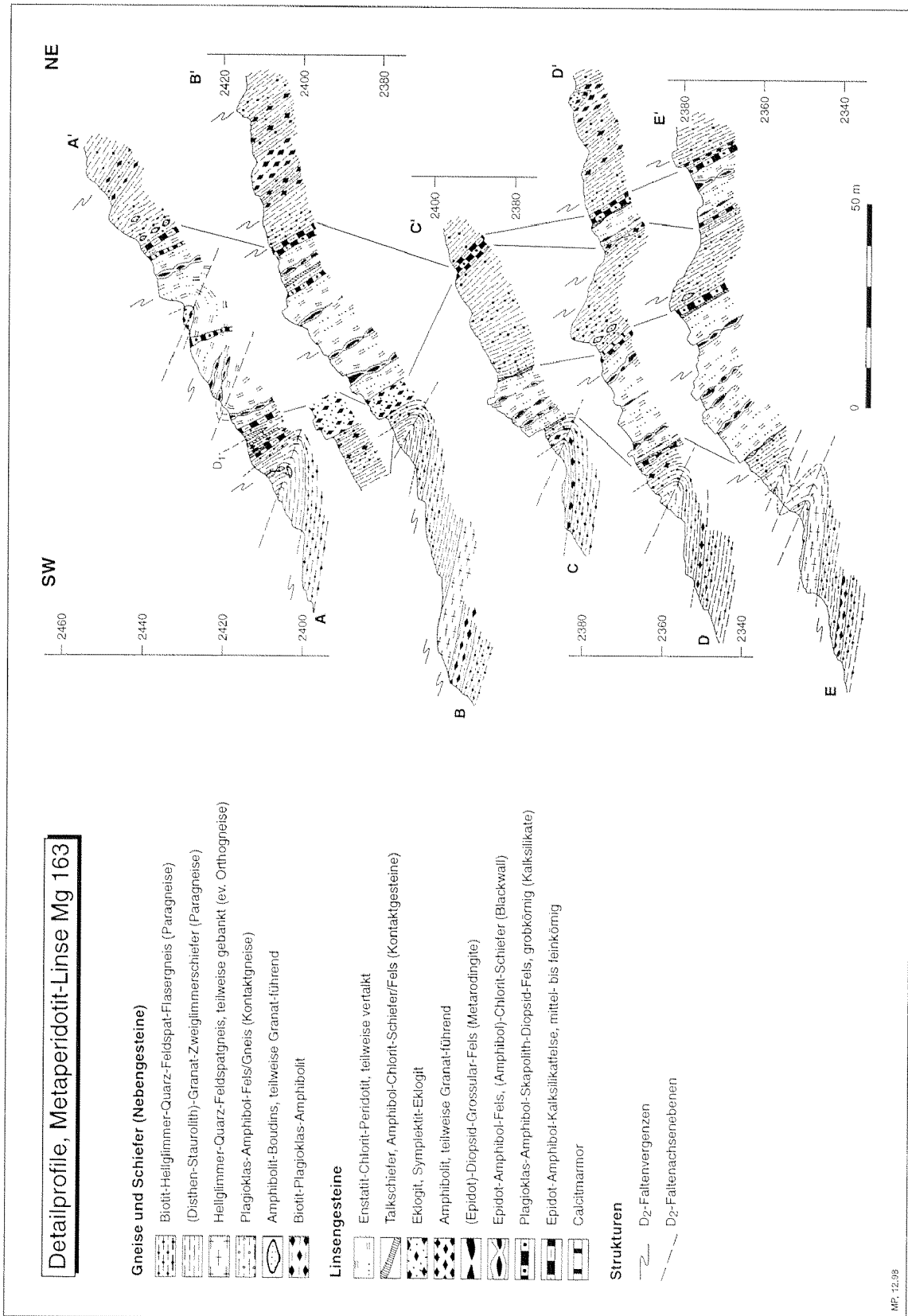
Grt-Peridotite von weiteren Vorkommen im Alpenraum (Alpe Arami, Cima di Gagnone)

AA 7	Grt-Peridotit, Alpe Arami	719'150/121'220	1500	XRF	
Dur 1	Grt-Peridotit, Monte Duria	741'500/117'900	1820	XRF	
Dur 2	Grt-Peridotit, Monte Duria	741'500/117'900	1820	XRF	

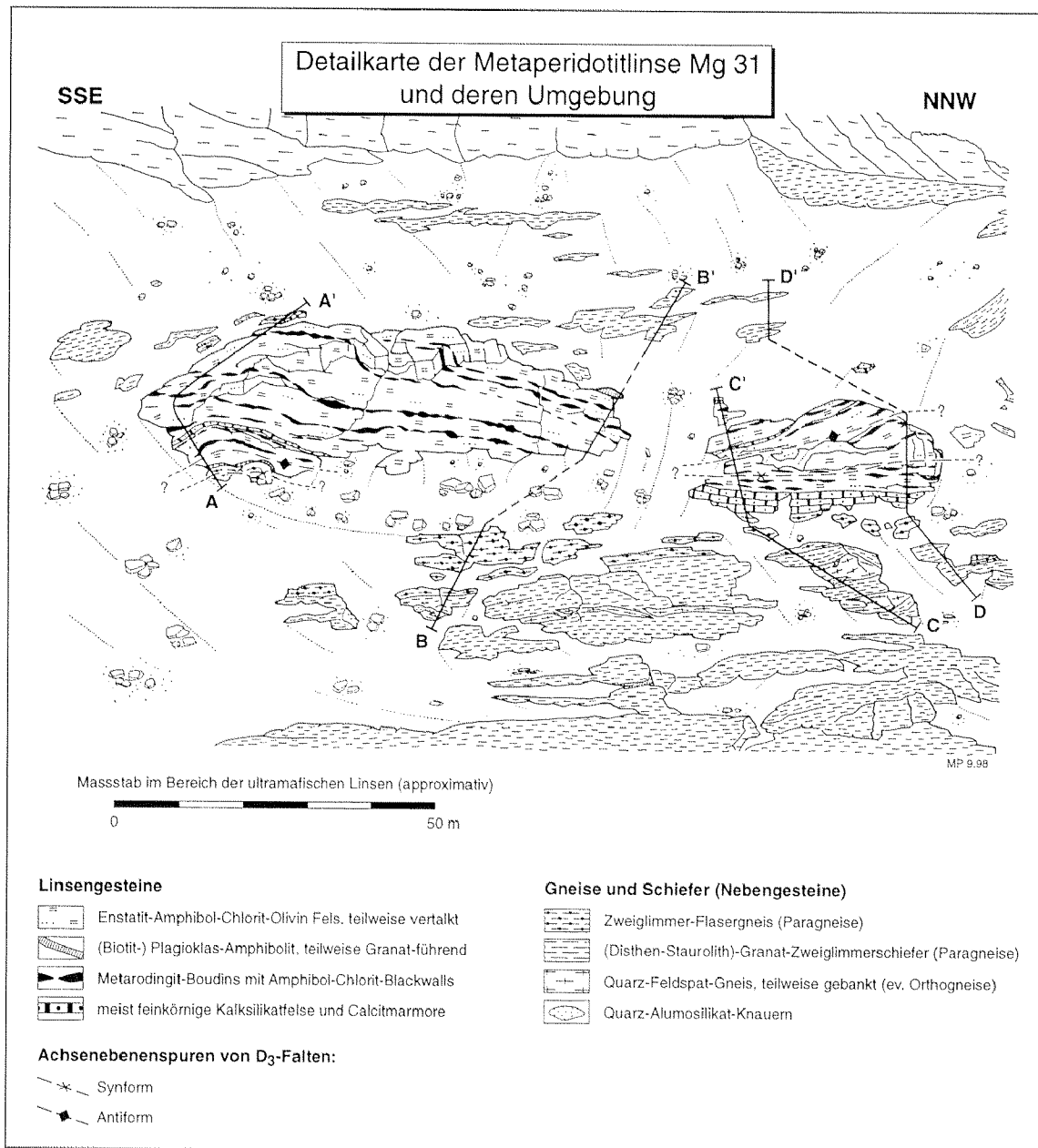
A7 Detailkarten und -profile (Tafeln 1 bis 4)



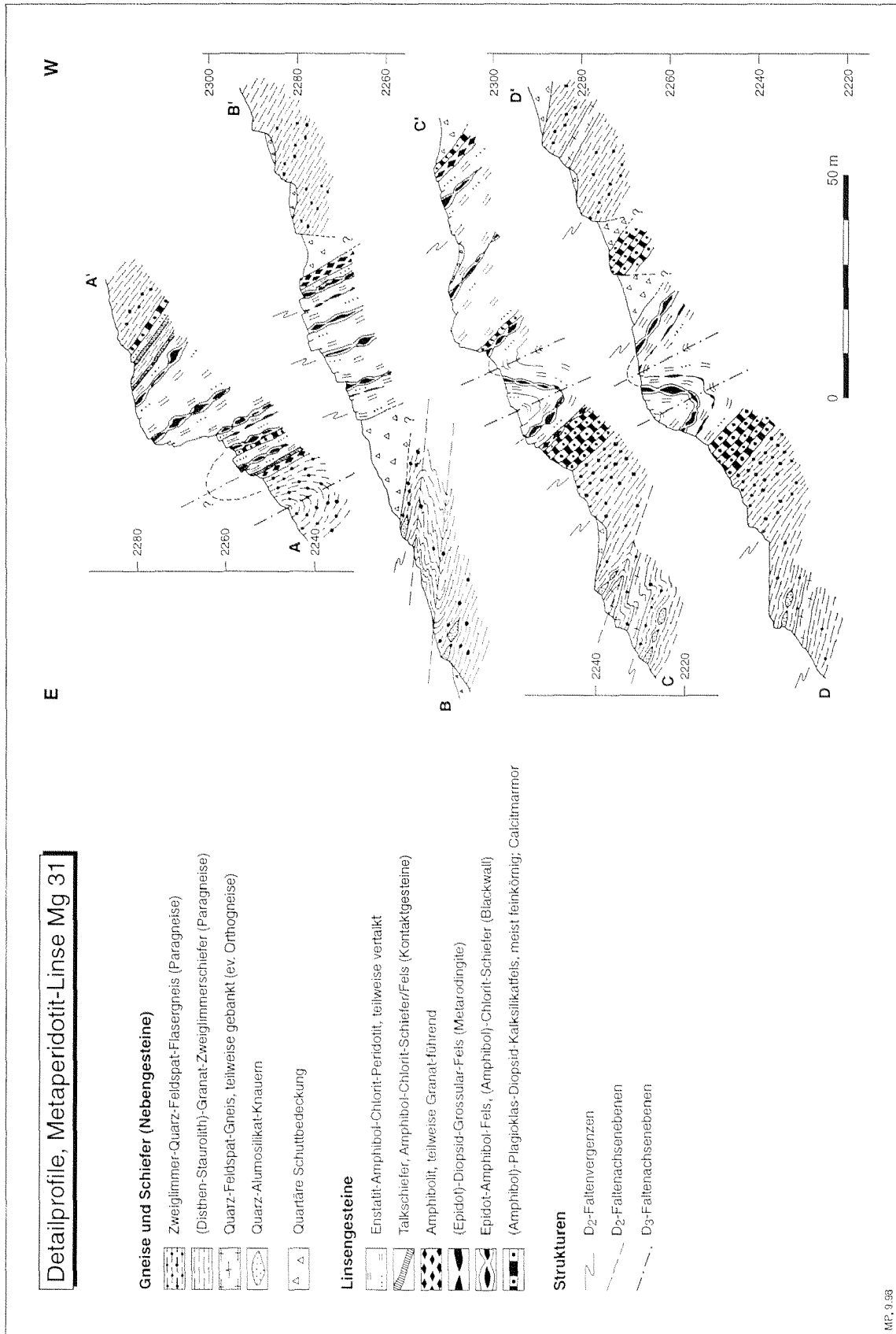
Tafel 1: Detaillierte strukturell-petrographische Ansichtsskizze der Metaperidotitlinse Mg 163a und der umliegenden Gneise, mit Eklogiten, boudinierten Metaroddingitgängen und Metasedimenten. Die beiden Detailprofile A und B sind in Tafel 2 wiedergegeben.



Tafel 2: Strukturell-petrographische Detailprofile über den Metaperidotitaufschluss Mg 163 (siehe Fig. 2.1 für Lokalität). Die Spuren der Profile A und B (Linse Mg 163a) finden sich in Tafel 1, die Profile C, D und E verlaufen über die südlich anschließenden Linsen Mg 163b und c (im Detail nicht kartiert). Man beachte die nahezu isoklinale D₂-Falte im Basisbereich der ultramafischen Linsen, deren Scharnier von N (Profil A) nach S (Profil E) sukzessive in ein tieferes Niveau gelangt.



Tafel 3: Detaillierte strukturell-petrographische Ansichtsskizze der Metaperidotitlinse Mg 31 und deren Umgebung im Val d'Efra (siehe Fig. 2.1). Das häufige Vorkommen von boudinierten Metarodingitgängen ist zumindest teilweise faltungsbedingt (v.a. Deformationsphase D₃, Tafel 4). Die eingezeichneten Profilsuren geben den Verlauf der Detailprofile in Tafel 4 wieder.



Tafel 4: Strukturell-petrographische Detailprofile über die Metaperidotitlinse Mg 31 (vgl. Tafel 3 für Profilsuren). Die Linse Mg 31 befindet sich gänzlich auf dem oberen Schenkel einer W-schliessenden D₂-Falte (ev. Basisfalte, Fig. 3.24) und ist insbesondere von D₃ geprägt, was sich u.a. in der regelmässigen Repetition der Metarodinitgänge äussert.

Lebenslauf von Marcel A. Pfiffner

4. Juli 1966 geboren in Rüti ZH als Sohn von Alfred und Verena Pfiffner–Brunner
- 1971 – 1973 Kindergarten in Winterthur-Wülflingen
- 1973 – 1979 Primarschule in Winterthur-Wülflingen und Sulz-Rickenbach
- 1979 – 1982 Sekundarschule in Sulz-Rickenbach
- 1982 – 1986 Gymnasium II in Winterthur (Kantonsschule «Im Lee», Matura Typ B)
- 11./12. 1986 Sprachkurs in Englisch am «Cambridge Centre for Languages», Sawston, England.
- 1987 Militärdienst
- 1987 – 1992 Geologie- und Petrographiestudium an der ETH Zürich, Abschluss mit dem Diplom in Naturwissenschaften.
Diplomarbeit zum Thema «geologische Untersuchungen südlich und südwestlich des Monte Disgrazia, Veltlin, Italien».
Leitung: Prof. Dr. V. Trommsdorff; PD Dr. N.S. Mancktelow.
- 1990 – 1992 Hilfsassistent am «Institut für Mineralogie und Petrographie», ETH Zürich
- Herbst 1992 Auslandsaufenthalt (Australienreise)
- 1993 – 1999 Doktorand und Assistent am «Institut für Mineralogie und Petrographie», ETH Zürich; zeitgleich wissenschaftlicher Mitarbeiter bei der Schweizerischen Geotechnischen Kommission (GTK) in Zürich.
Doktorarbeit: «Genese der hochdruckmetamorphen ozeanischen Abfolge der Cima Lunga-Einheit (Zentralalpen)».
Leitung: Prof. Dr. V. Trommsdorff; PD Dr. N.S. Mancktelow; Prof. Dr. B.W. Evans.