

Deformation und Metamorphose im Gruf-Komplex (1)

Val Codera, Italien

Senecio Schefer, 2005



Diplomarbeit
Geologisch-Paläontologisches Institut
Universität Basel

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	1
1. Zusammenfassung, English Summary <i>(S.Sch., M.G.)</i>	3
2. Einleitung	5
2.1 Beschreibung der Zusammenarbeit <i>(S.Sch., M.G.)</i>	5
2.2 Geographische Übersicht <i>(M.G., S.Sch.)</i>	6
2.3 Geologische Übersicht <i>(M.G., S.Sch.)</i>	8
2.3.1 Begrenzung des Gruf-Komplex	8
2.3.2 Tektonische Linien	10
2.4 Fragestellung und Methoden <i>(S.Sch., M.G.)</i>	10
2.5 Bisherige Arbeiten <i>(S.Sch., M.G.)</i>	13
2.6 Verwendete Karten <i>(S.Sch., M.G.)</i>	18
2.7 Verwendete Abkürzungen <i>(S.Sch., M.G.)</i>	19
3. Einführung in die kartierten Lithologien	21
3.1 Verteilung der kartierten Einheiten <i>(M.G., S.Sch.)</i>	22
3.2 Gruf-Komplex	24
3.2.1 Migmatite <i>(M.G., S.Sch.)</i>	24
3.2.2 Sapphiringestein von Bresciadega (Codera Granulit) <i>(S.Sch., M.G.)</i>	27
3.3 Vaninetti-Zone	28
3.3.1 Marmor und Kalksilikatfels <i>(M.G., S.Sch.)</i>	29
3.3.2 Basische und ultrabasische Gesteine <i>(S.Sch., M.G.)</i>	30
3.3.3 Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis <i>(M.G., S.Sch.)</i>	33
3.3.4 Siviglia-Zug <i>(S.Sch., M.G.)</i>	35
3.4 Bergeller Intrusion	36
3.4.1 Tonalit <i>(S.Sch., M.G.)</i>	37
3.4.2 Übergangszone (Transition-zone) <i>(M.G., S.Sch.)</i>	39
3.4.3 Granodiorit (Bergeller Granit) <i>(M.G., S.Sch.)</i>	39
3.4.4 Hornblendit <i>(M.G., S.Sch.)</i>	40

4. Deformation und Strukturen (M.G.)	41
4.1 Migmatittypen und ihr Auftreten im Gruf-Komplex	41
4.1.1 Brekziöse und boudinierte Migmatite	41
4.1.2 Schollen- und Schlierenmigmatite	43
4.1.3 Gebänderte Migmatite	44
4.1.4 Gneisige Migmatite	45
4.1.5 Migmatisationsphasen	45
4.2. Vaninetti-Zone	46
4.2.1 Feldbeobachtungen	46
4.2.2 Tektonische Stellung der Vaninetti-Zone	47
4.3 Deformationsphasen	47
4.3.1 Deformationsphasen D1 - D4 im Gruf-Komplex	48
4.4 Strukturelles Modell des Gruf-Komplexes	54
4.4.1 Codera-Antiform	54
4.4.2 Trubinasca-Antiform	56
4.4.3 Gruf-Antiform	56
4.4.4 Engadiner-Linie	57
5. Petrologie und Metamorphose (S.Sch.)	59
5.1 Einleitung	59
5.2 Sapphiringestein von Bresciadega (Codera-Granulit)	60
5.2.1 Mikroskopische Untersuchungen	60
5.2.2 Stabile Paragenesen und Mineralreaktionen	64
5.2.3 Mikrosonden-Untersuchungen	65
5.2.4 Ursprung des Sapphirin-Gesteins	71
5.3 Modellrechnungen	73
5.3.1 Die Software THERIAK-DOMINO	73
5.3.2 Datenbank und Lösungsmodelle	74
5.3.3 Beobachtungen zum PT-Diagramm	74
5.4 Metamorphosebedingungen und Metamorphosealter	76
5.4.1 Metamorphosebedingungen	76
5.4.2 Metamorphosealter	77
5.5 P-T-Pfad des Gruf-Komplex	77

6. Zusammenfassung und Diskussion (<i>S.Sch., M.G.</i>)	79
6.1 Tektonometamorphe Entwicklung im Arbeitsgebiet	79
6.2 Einbettung in den regionalen Kontext	80
7. Literaturverzeichnis	85
8. Appendix	89

Beilagen:

- Geologische Karte 1:10'000
- Strukturgeologische Karte 1:10'000
- Geologisches Profil 1:10'000
- Daten-CD

Anmerkung:

Die in Klammern angegebenen Initialen der Bearbeiter kennzeichnen den jeweiligen Autor (**fett gedruckt**) und Co-Autor (normales Schriftbild) der entsprechenden Kapitel.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit ist auf Anregung von Prof. Dr. Stefan Schmid begonnen und unter seiner Mitbetreuung beendet worden. Im Bereich Tektonik und Regionalgeologie war er der Auslöser und Motivator für meine Arbeit. Gegen Ende hat er es verstanden, mit sanftem Druck und genügend Freiheiten mich beim Beenden dieser Arbeit zu unterstützen.

Dr. Romain Bousquet hat als zweiter Betreuer viel dazu beigetragen, dass das petrologische Kapitel zu dem wurde, was es ist. Seine Softwaretips und der Aufenthalt in Potsdam waren für mich sehr wertvoll. An dieser Stelle möchte ich auch den Kollegen von der Uni Potsdam danken, Prof. Dr. Paddy O'Brien für die grosse Hilfe beim Mikroskopieren und Dr. Andreas Möller, für die Kathodenlumineszenz-Untersuchungen.

Prof. Dr. Christian de Capitani hat mich in allen Lebenslagen am Institut sehr unterstützt. Ohne ihn wäre ich an der Mikrosonde und bei den Gleichgewichtsphasendiagrammen wohl an der Komplexität der thermodynamischen Datenbanken wenn nicht gescheitert, so doch zu einem alten Mann geworden. Ebenso waren die täglichen Pausen an der frischen Luft nicht nur geologisch, sondern auch philosophisch für mich ein Gewinn. Herzlichen Dank!

Dr. Alfred Irouschek hat in vielen Stunden mein mikroskopisches Auge auf die Probe gestellt und mich dabei viel gelehrt, vor allem, immer alle Eventualitäten im Kopf zu behalten und zuzulassen, auch wenn wir den Osumilit vielleicht doch nicht gefunden haben...

Dr. Nils Oesterling hat mit seinen kritischen und fundierten Bemerkungen zum Text und den Abbildungen einen wichtigen Teil dazu beigetragen, dass diese Arbeit eine innere Logik bekommen hat. Auch hat er mir auf der Zielgeraden immer wieder Mut gemacht, danke!

Fred Gaides (Universität Basel) danke ich für die Röntgenfluoreszenz-Analysen und die wertvollen Hinweise zur Interpretation von Granaten. Willy Tschudin (Techn. Dienst) hat in liebevoller Arbeit all die vielen Dünnschliffe in bester Qualität hergestellt.

Für die schöne Unterkunft, für die vielen lustigen Abende bei Wein, Käse und eigenem Salami sowie für die vielen Räubergeschichten aus dem Val Codera möchte ich Andrea Porta und seiner Familie sowie natürlich auch Gino, Antonia, Scordamaglio, Toni und all den anderen aus dem Val Codera danken! Mille grazie a tutti!

Für die gute Arbeit und die alpinistische Führung im Feld möchte ich meinem Kollegen Matthias Gutweniger herzlich danken. Ich werde weder die Wege der Camosche, die verregneten Nächte im Zelt, die heimeligen Abendessen am Kaminfeuer in unserer guten Stube noch den Trip mit der Steinsäge bis ins Bivacco Vaninetti je vergessen!

Dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel sei gedankt für den Transportflug mit dem Helikopter, mit dem im ersten Feldsommer unsere ganze Ausrüstung und Verpflegung bis in die Unterkunft geflogen werden konnte und der uns zahlreiche schweisstreibende Aufstiege erspart hat.

Ein grosser Dank schliesslich geht an meine Eltern und an Hélène Chassin, die mich während meiner Studienzeit jederzeit unterstützten und während den Feldsommern und in der Endphase dieser Arbeit leider total zu kurz kamen. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

Basel, November 2005



Nach langem Arbeiten im Gelände hat man sich den extra ins Bivacco Vaninetti hoch getragenen Wein wirklich verdient, oder?

1. Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit untersucht mit Hilfe strukturgeologischer und petrologischer Methoden sowie einer detaillierten geologischen Kartierung die Tektonik und Metamorphose des Gruf-Komplexes sowie dessen Umgebungsgesteinen.

Der Gruf-Komplex liegt zwischen der Valle della Mera, der Valtellina und dem Val Bregaglia (Provincia di Sondrio, Italien). Er befindet sich tektonisch unterhalb der Bergeller Intrusion und ist Teil des penninischen Deckenstapels. Der Gruf-Komplex besteht überwiegend aus granitoiden Migmatiten sowie zwei Vorkommen von Sapphirin-Gestein. Am Kontakt zur Bergeller Intrusion befindet sich die Vaninetti-Zone, ein schmales Band mit Metasedimenten sowie basischen und ultrabasischen Gesteinen.

Es lassen sich vier Deformationsphasen unterscheiden (D1-D4):

D1 wird mit der beginnenden Subduktion der penninischen Einheiten in Verbindung gebracht. Dabei entsteht durch Verschuppung der granitoiden Gneise mit den Metasedimenten und Ophioliten des Nordpenninikums die Vaninetti-Zone. Die Gesteine des Gruf-Komplexes weisen eine granulitfazielle Metamorphose auf und sind während D2 zu grossen Teilen partiell aufgeschmolzen worden. Die Sapphiringesteine von Bresciadega fordern für den Metamorphosehöhepunkt mindestens Bedingungen in der unteren Eklogitfazies (900° C, 15 kbar), die Drucke sind jedoch nach oben offen. Anschliessend kommt es zur isothermen Dekompression. Zu Beginn von D3 intrudiert der Bergeller Pluton. Damit ist synmagmatische Deformation in den Migmatiten am Kontakt zur Intrusion verbunden (D3a). Die andauernde Kompression führt zu weiterer Hebung und damit verbundener Rückfaltung an der Insubrischen Linie, während welcher der Gruf-Komplex rapide exhumierte und verfaltet wird (D3b). Die Verfaltung äussert sich in drei Antiformen (Gruf-, Trubinasca- und Codera-Antiform). Der Übergang von duktiler zu spröder Deformation zeigt das Ende von D3 an. D4 beschreibt die spröden Deformationen nach fortgeschrittener Exhumation des Gruf-Komplexes. Dazu zählen die sinistrale Scherung und gleichzeitige Hebung an der Engadiner-Linie sowie alle weiteren spröden Scherzonen.

Sowohl die Deformationsereignisse als auch die metamorphe Entwicklung im Gruf-Komplex weisen deutliche Parallelen zur tektonometamorphen Entwicklung des Adula-Deckensystems auf. Daher scheint es angebracht, den Gruf-Komplex zum Adula-Deckensystem zu zählen.

English Summary

This work uses field evidence (geological and structural mapping) as well as petrological and structural-geological techniques to shed light on the tectono-metamorphic evolution of the Gruf-Complex and its surrounding area. It is the result of two summers of fieldwork done by Matthias Gutweniger and Senecio Schefer for their diploma thesis in geology at Basel University.

The Gruf-Complex is situated between Valle della Mera, Valtellina and Val Bregaglia (Provincia di Sondrio, Italy). Tectonically it is situated underneath the Bergell Intrusion and crops out at its western rim. It consists mainly of granitic migmatites with numerous mafic boudin-like inclusions on a mesoscopic scale. At the contact to the Bergell Intrusion the migmatites become strongly foliated and are bordered by a narrow band of metasediments intercalated with mafic and ultramafic rocks called Vaninetti-Zone.

Four deformation phases are distinguished (D1-D4):

D1 is associated with the beginning of subduction of the penninic units. During this stage the granitic rocks get intercalated with the metasediments and ophiolites of the northpenninnic rocks to form the Vaninetti-Zone. During D2 these units underwent granulite facies conditions and become migmatites. Metamorphic peak-conditions lie in the lower eklogite-facies as shown by the sapphirine-bearing rocks of Bresciadega (900° C, 15 kbar), but pressures are minimum pressures. The Bergell pluton intrudes in the early stage of D3, producing synmagmatic deformation at the rim of the Gruf-Complex (D3a). The ongoing compression leads to uplift and rapid exhumation due to backthrusting at the Insubric line. This deformation is manifested by the Gruf-, Trubinasca- and Codera-antiform (D3b). D4 finally is mainly brittle deformation in connection with the Engadine line that crosscuts all earlier structures.

The evidence of metamorphic conditions in the eklogite-facies strongly supports the idea of the Gruf-Complex belonging to the undermost part of the Adula-Cima Lunga-Nappe-System.

2. Einleitung

“Wir wenden uns nun zur Betrachtung der Westseite der Berge von Valle dei Ratti und Val Codera. Deren geologische Erforschung ist sehr erschwert durch ihre furchtbare Wildheit, sowie die grossen Höhendifferenzen, und nicht ungefährlich infolge der Spionenfurcht der Grenzsoldaten; ich kann mich deshalb erst über die Hauptzüge im Aufbau dieser Gegend äussern.” (CORNELIUS 1915)

2.1 Beschreibung der Zusammenarbeit

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis aus zwei Sommern Feldarbeit (ca. 120 Tage in den Sommern 2003 und 2004) im Val Codera (Fig. 2.1), die von Matthias Gutweniger und Senecio Schefer gemeinsam geleistet wurde. Ein grosser Teil des Kartiergebietes ist schlecht zugänglich (siehe obiges Zitat) und alpinistisch gefährlich, deshalb war es nötig, die Kartierung und die Probennahme gemeinsam zu erledigen.

Zu Beginn der Arbeit war nicht klar, wie die Arbeitsverteilung bei der Bearbeitung der verschiedenen Fragestellungen sein würde, doch stellten sich bald Präferenzen heraus: Matthias Gutweniger interessierte sich für regionale Tektonik und Deformationstrukturen und Senecio Schefer widmete sich der Petrologie und Metamorphose. Aus dieser Interessenverteilung sind die beiden Kapitel 4 und 5 (Deformationsphasen und Strukturen sowie Petrologie und Metamorphose) entstanden, die jeweils von einer einzelnen Person verfasst wurden. Da sich die beiden Themen gegenseitig bedingen, wurde bald klar, dass eine Aufteilung in zwei separate Arbeiten unmöglich ist. So wurde entschieden, zwei identische Arbeiten abzugeben, bei denen jeweils Haupt- und Nebenantor klar definiert sind (siehe Inhaltsverzeichnis). Matthias Gutweniger zeichnet für das Kapitel 4 (Deformationsphasen und Mikrostrukturen) verantwortlich. Das Kapitel 5 (Petrologie und Metamorphose) stammt alleine von Senecio Schefer. Die restlichen Kapitel sind in gemeinsamer Arbeit gemäss Inhaltsverzeichnis entstanden.



Senecio Schefer und Matthias Gutweniger im Regen unter einem Stein Mitte Juli 2004

2.2 Geographische Übersicht

Das Arbeitsgebiet befindet sich nordöstlich von Novate im Val Codera, Italien (Fig. 2.1).

Das Val Codera ist eines der höchst gelagerten ständig bewohnten Alpentäler Italiens ohne Strassenanschluss. Die Talsohle liegt auf 1000 bis 1500 m ü. M., das Tal wird von Monte Gruf, Piz Badile und Pizzo Porcelizzo umgeben, die alle eine Höhe von über 3000 m aufweisen.

Das geomorphologische Erscheinungsbild wird hauptsächlich geprägt durch Gletscherkare (Seitentäler, z. B. Averta, Arnasca, Mulde bei Bivacco Vaninetti), die flach gegen das Gletschertal (Val Codera, Haupttal) einfallen und über eine hohe Steilstufe in dieses abfallen (Fig. 2.2). Die Seitentäler sind schlecht zugänglich, so dass das Bachbett häufig den einzigen Weg hinauf darstellt. Die Kare werden getrennt durch stark zerklüftete Grate. Viele dieser Grate sind so schroff, dass man sie nicht passieren kann.



Fig. 2.1
Geographische Lage des Arbeitsgebietes mit Anmarschrouten und Unterkunft (roter Punkt).

Das Val Codera wird von einem breiten Flusslauf dominiert, in den alle Seitentäler entwässern. Aufgrund grosser jahreszeitlicher und momentaner Pegelschwankungen (z. B. nach Gewittern) ändert sich der Verlauf dieses Flusses häufig.

Im Arbeitsgebiet liegen einige kleine Dörfer, die von April bis Ende Oktober bewohnt sind. Allerdings gibt es kaum noch Alpbetrieb, die meisten Bewohner sind Leute aus dem Val Mera (Piano di Chiavenna, Fig. 2.1), die den Sommer in der Höhe verbringen. Das zuhinterst gelegene Dörfchen heisst Bresciadega, von wo aus sich das Arbeitsgebiet ca. 8 km Tal aufwärts bis zur Schweizer Grenze am Passo Trubinasca erstreckt.

Die Unterkunft befindet sich in Alpe Coeder (1300 m ü. M., roter Kreis auf Fig. 2.2). Weitere Unterkunftsöglichkeiten bieten die „Capanna Luigi Brasca“, eine bewirtete Hütte des C.A.I. (Club Alpino Italiano), und zwei Biwakschachteln des C.A.I., eine unterhalb des Passo Trubinasca (Bivacco „Vaninetti“ oder „Pedroni del Pra“, 2700 m ü. M.) und die andere auf der Arnasca (Bivacco Valli, 1900 m ü. M.), einem Seitental des Val Coderas.



Fig. 2.2
Ansicht Val Codera, Standpunkt Bivacco Valli, Blickrichtung Nord.
Rot eingekreist ist die Unterkunft auf der Alpe Coeder.

Die Anreise ist beschwerlich. Da es keine Strasse gibt und die Seilbahn ihren Betrieb eingestellt hat, bleiben zwei Anmarschrouten (Fig. 2.1):

Entweder von Novate im Val Mera (ca. 4 Std.) oder von Bondo im Bergell über den Passo Trubinasca oder die Bocchetta della Tegiola (ca. 7 Std.). Die Pässe sind nur im Sommer begehbar und auch dann anspruchsvoll. Der Aufstieg von Novate erfordert keine besonderen alpinistischen Voraussetzungen.

Im Val Codera gibt es keine Einkaufsmöglichkeiten sodass alle Nahrungsmittel hochgetragen oder mit dem Helikopter eingeflogen werden müssen.

2.3 Geologische Übersicht

Der Gruf-Komplex ist eine hochmetamorphe Gneis-Einheit des Penninikums. Tektonisch liegt er unter der Bergeller Intrusion (Fig. 2.3 B). Der Bergeller Granit, wie er meistens genannt wird, ist mit einem Alter von 32 - 30 Ma (JAGER & HANTKE 1984, VON BLANCKENBURG ET AL. 1992, WAGNER ET AL. 1979) im Gegensatz zum Aaregranit oder Schwarzwald und Vogesen, die herzynischen Alters sind, einer der jüngsten Granite Europas.

Lithologisch besteht der Gruf-Komplex aus mehrheitlich migmatitischen Orthogneisen. Vereinzelt findet man Paragneise, die von der Migmatisierung weniger betroffen zu sein scheinen. Diese erstrecken sich vor allem entlang des Kontaktes zum Tonalit, zusammen mit Ultrabasiten und karbonatischen Gesteinen. Es gibt drei Fundstellen von Granuliten mit Sapphirin, die aber alle aus dem Hangschutt stammen. (DROOP & BUCHER-NURMINEN 1983, vgl. Kap. 5).

Strukturell bildet der Gruf-Komplex mehrere Antiformen. Dank des ostfallenden Deckenstapels stellt das Kartenbild ein verzerrtes N-S-Profil dar, weshalb man diese Antiformen im Kartenbild gut erkennen kann. Es ist jedoch schwierig, im Feld die dazugehörigen Synformen zu finden, weil sie enger sind und somit anscheinend nicht immer vom Kontakt der Bergeller Intrusion zum Migmatit des Gruf-Komplexes nachgezeichnet werden.

2.3.1 Begrenzung des Gruf-Komplex

Der Gruf-Komplex wird am Nordrand auf seiner ganzen Länge von der Gruf-Linie und der Engadiner-Linie abgeschnitten. Der direkte Kontakt nördlich dieser Störungen bilden die Chiavenna-Ophiolite (Valaisan-Ozean) und die tektonisch höher liegenden, penninischen Einheiten der Tambo- und Suretta-Decke, sowie abgescherte Sedimentdecken (Schamser Decke). Weiter nördlich folgen die Bündnerschiefer (Misoix, Arblatsch, Tomül, Grava) und Ophiolite des Valaisan-Ozeans.

Die Bergeller Intrusion und ein schmaler Streifen der Tambo- und Suretta-Decke bilden die unmittelbare östliche Fortsetzung des Gruf-Komplexes. Weiter im Osten und Nordosten schliessen die tektonisch höher liegenden Averser Bünderschiefer und Ophiolite (Platta, Malenco) des Piemont-Liguria Ozeans an. Das tektonisch höchste Stockwerk besteht aus ostalpinen Decken. Tektonisch ansteigend sind dies: Margna-Sella, Err-Bernina, und Silvretta-Decke (Fig. 2.3 A).

Die Begrenzung im Süden des Gruf-Komplexes wird von der Südlichen Steilzone (Southern Steep Belt) und der Insubrischen Linie dominiert. Von Norden nach Süden findet man zuerst die östlichen Ausläufer der Bellinzona-Dascio-Zone, anschliessend Bergeller Intrusion und ostalpine Decken und schliesslich die Insubrische Linie. Südlich der Insubrischen Linie folgen die Kristallin- und Sediment-Decken der Südalpen. Die Insubrische Linie streicht in diesem Gebiet Ost-West und trennt die hochmetamorphen penninischen Decken von den maximal grünschieferfaziellen Gesteinen der südalpinen Einheiten ab. Im gesamten Arbeitsgebiet treten vereinzelt granitische Gänge auf, die zum Novate-Granit (San Fedelino) gezählt werden (Fig. 2.4). Diese Gänge durchschlagen sowohl die Migmatite des Gruf-Komplexes als

auch die Gesteine der Bergeller Intrusion, sind also post Bergeller Intrusion. Der Novate-Granit selbst weist keine Faltung auf. Daraus kann man schliessen, dass der Novate-Granit erst nach vollständiger Platznahme und synmagmatischer Faltung der Bergeller Intrusion stattfand. Das absolute Alter der synmagmatischen Faltung ist nicht genau bekannt, jedoch bestimmt jünger als 26 Ma (SCHMID ET AL. 1996).

Im Westen fehlt eine klare Abgrenzung des Gruf-Komplexes gegenüber dem Adula-Deckensystem. Nach der geologischen Karte der Region von BERGER (1996) (Fig. 2.4 A) und den dazugehörigen Profilschnitt (Fig. 2.4 B), lässt sich der Gruf-Komplex mit dem Adula-Deckensystem verbinden. Jedoch fehlen im Bereich des Val Mera (Fig. 2.4 A) jegliche Aufschlüsse, was eine Korrelation erschwert. Bis heute ist

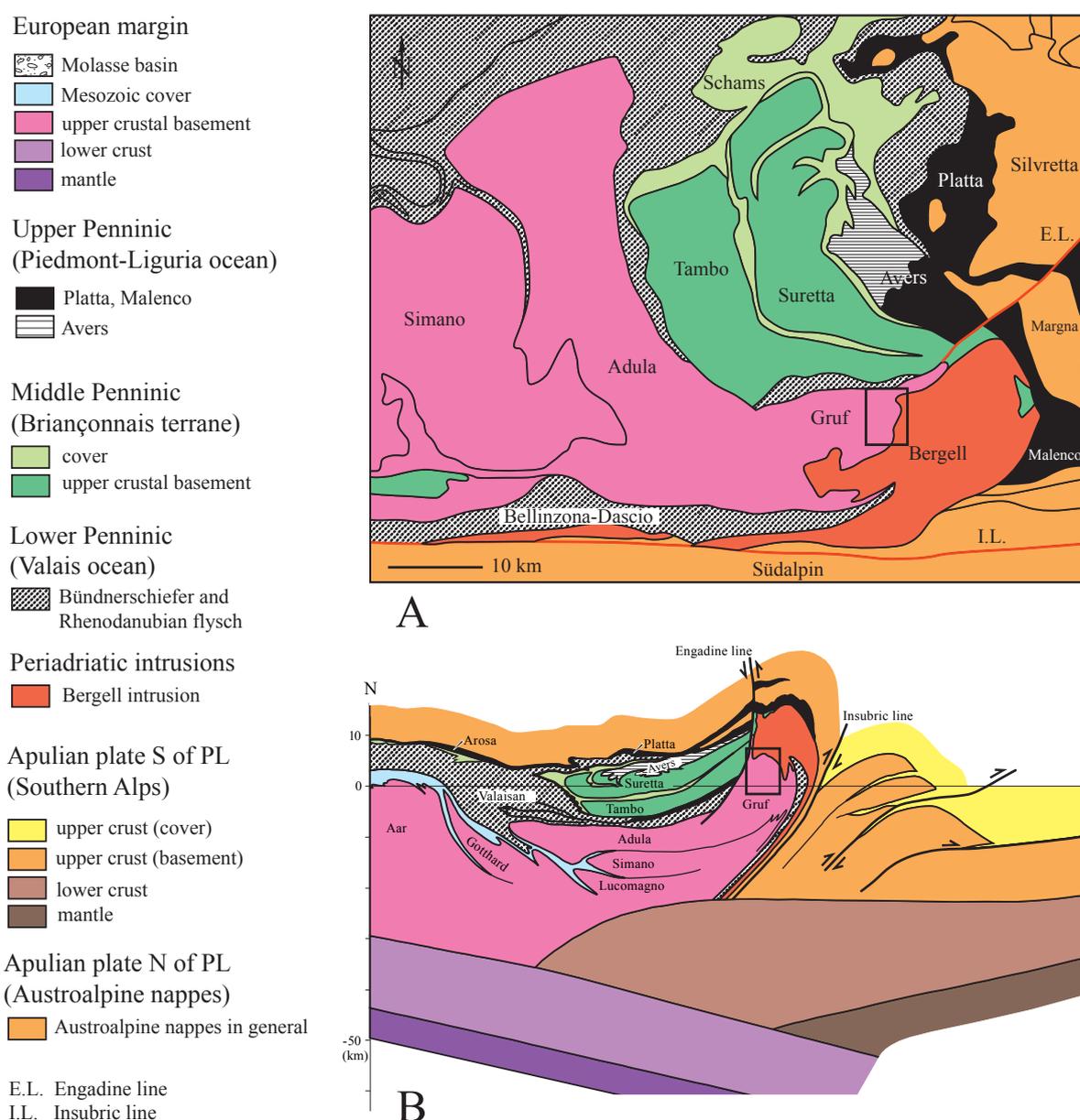


Fig. 2.3
 Geologische Karte und Profil der Region.
 A: Ausschnitt aus "Tectonic Map of the Alps" (Schmid & Schuster, 2002). Die Karte wurde farblich auf das Profil (B) abgestimmt.
 B: Geologisches Profil (NFP 20, Osttraverse), unverändert nach Schmid et al. (1996b). Das schwarze Rechteck kennzeichnet die Lage des Arbeitsgebietes.

die Herkunft der Migmatite unbekannt. Die tektonische Position des Gruf-Komplexes im Deckenstapel (Fig. 2.3 B) sowie die Hinweise auf eine eklogitfazielle Metamorphose in den Sapphirngesteinen von Bresciadega (vgl Kap. 5.4) bilden jedoch einen deutlichen Hinweis darauf, dass die metamorphe Geschichte des Gruf-Komplexes mit der des Adula-Deckensystems zu vergleichen ist.

2.3.2 Tektonische Linien

Die Insubrische Linie ist während der Intrusion des Bergeller Granits aktiv, zu Beginn mit einer hauptsächlich vertikalen Komponente, die jedoch mit der Zeit in eine dextrale Blattverschiebung übergeht und einen Versatz von 50-100 km generiert.

Die Engadiner-Linie im Norden ist eine sinstrale Blattverschiebung, an der die Süd- und Nordseite zusätzlich gegeneinander rotiert werden (SCHMID & FROITZHEIM 1993). So resultiert im westlichen Teil (also im gesamten Gruf-Komplex) eine Hebung des Südblocks, zentral eine vorwiegend sinistrale Blattverschiebung und im östlichen Teil wird der Nordblock gehoben.

Die Gruf-Linie verläuft an der Grenze der Chiavenna-Ophiolite zum Gruf-Komplex, welcher relativ zu den Ophioliten gehoben wird. Somit könnte die Gruf-Linie auch als Fortsetzung der Engadiner-Linie bezeichnet werden.

Durch das Zusammenwirken der oben beschriebenen Störungen wurde die starke differentielle Hebung des Gruf-Komplexes und der Bergeller Intrusion gegenüber den Einheiten der Zentralalpen (Lepontin) und der Südalpen ermöglicht.

2.4 Fragestellung und Methoden

Aus obigen Betrachtungen leitet sich die Fragestellung dieser Arbeit ab:

- Ist es möglich, im Gruf-Komplex Relikte einer eklogitfaziellen Metamorphose zu finden?
- Wie und wann entstehen die Migmatite? Lassen sich mehrere Migmatisationsphasen unterscheiden?
- Ist die Engadiner-Linie ins Gruf weiter zu verfolgen?
- Wie ist der Gruf-Komplex intern verfaltet?

Um die obenstehenden Fragen zu beantworten, wurden folgende Methoden angewandt:

- Geologische Kartierung des Val Codera im Massstab 1:10'000
- Detaillierte Aufnahme der Strukturen am Kontakt zur Bergeller Intrusion sowie interne Strukturen in den Migmatiten der Gruf-Komplex. Diese Daten wurden in einer abgedeckten strukturellen Karte im Masstab 1:10'000 dargestellt.
- Petrographische und mikrostrukturelle Untersuchungen an Dünnschliffen aller kartierten Lithologien.

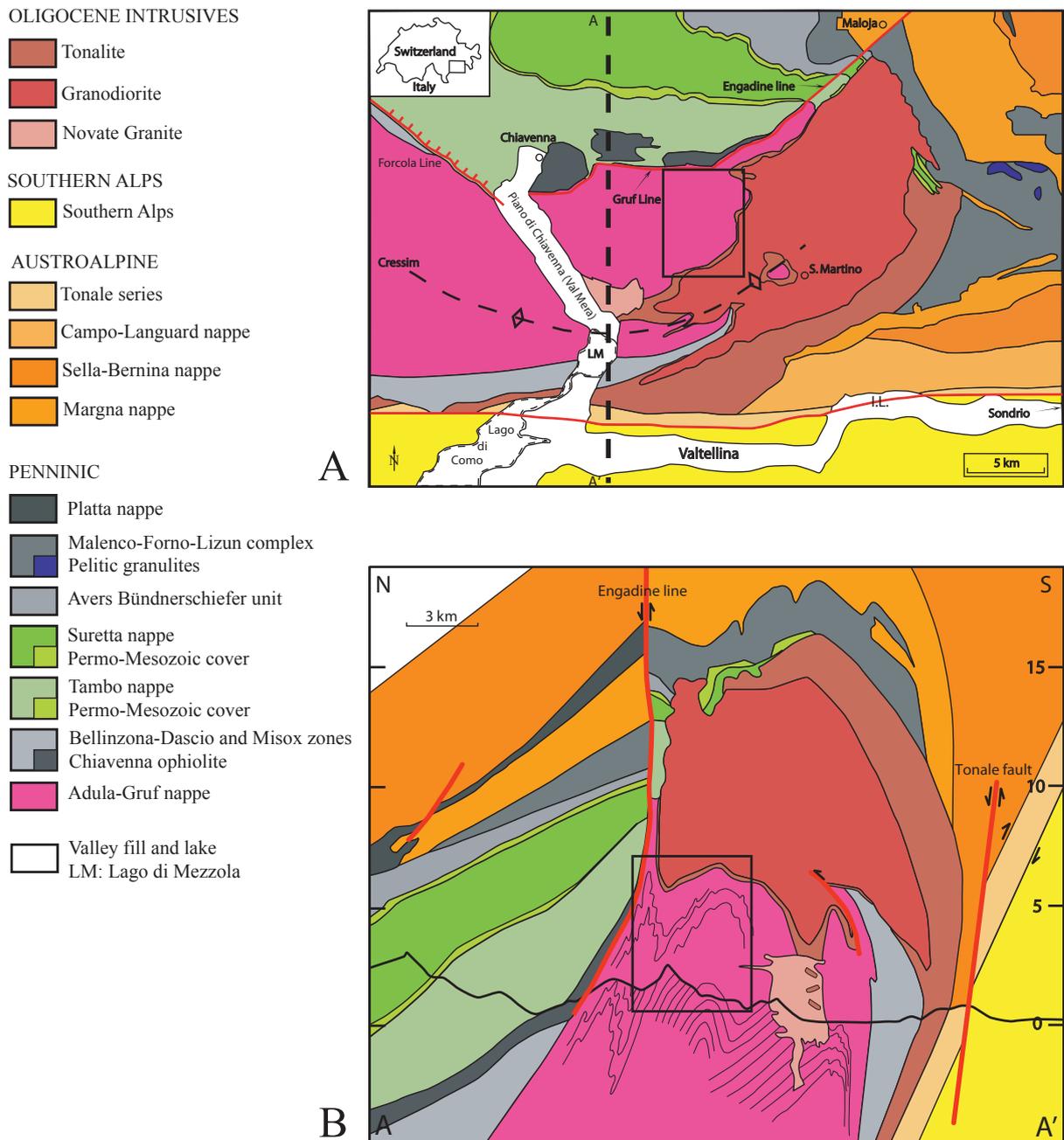


Fig. 2.4
 Geologische Karte und Profil der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes, farblich verändert nach Schmid et al. (1996b). Das schwarze Rechteck kennzeichnet die Lage des Arbeitsgebietes.

A: Geologische Karte.
 B: Geologisches Profil.

Hier wurden einerseits anhand der petrographischen Texturen im Dünnschliff Rückschlüsse auf stabile Paragenesen gezogen und der Metamorphose-Grad bestimmt. Zum anderen erlauben die mikrostrukturellen Untersuchungen Rückschlüsse auf die tektonische Entwicklung des Gebietes.

- Mikrosonden-Untersuchungen an den Granuliten von Codera. Anhand der Daten wurden Phasengleichgewichte modelliert, um die P-T-Bedingungen der stabilen Paragenesen zu bestimmen.

Die Schwerpunkte der vorliegenden Arbeit liegen in der umfangreichen geologischen und strukturellen Kartierung, des darauf aufbauenden Profils, der petrographischen Beschreibung der Reaktionen und Texturen in den Dünnschliffen sowie der Mikrosonden-Analyse.



Fig. 2.5
Ausblick aus dem Val Conco in Richtung Südosten. Man erkennt das Haupttal und die Hängetäler. Der Höhenunterschied von der Talsohle (Bildmitte unten) zum Pizzo Sceroia (Bildmitte) ca. 1700 m. Die sichtbaren Berggipfel bestehen alle aus Gesteinen der Bergeller Intrusion.

2.5 Bisherige Arbeiten

Trotz der „*furchtbaren Wildheit und den grossen Höhendifferenzen*“ (CORNELIUS 1915, vgl. Zitat Kap. 2) haben sich viele Geologen der mit der Geologie des Gruf-Komplexes beschäftigt. Ihre Arbeiten sind hier in chronologischer Reihenfolge zusammengefasst.

H.P. CORNELIUS (1915) beschreibt in seinen „Geologischen Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamassivs“ die Gegend der Bergeller Intrusion. Er benennt die Granit-Intrusion nach dem Monte Disgrazia. Er gibt der Intrusion ein tertiäres Alter, da er beobachtet, dass sie triassische Sedimente durchbricht. Die obere Altersgrenze ist jedoch noch nicht bestimmbar.

Auch den Novate-Granit beschreibt er und die Altersbeziehung zwischen Bergeller Intrusion und Novate-Granit, die letzteren klar als den jüngeren identifizieren, da dessen Gänge die Intrusion durchdringen. Das Fehlen tektonischer Beeinflussung in den Graniten deutet er damit, dass die Intrusion erst nach dem Deckenbau stattgefunden hat. So erklärt er sich auch, dass die Umgebungsgesteine im Westen der Intrusion, die wegen östlichem Axialgefälle in grösserer Tiefe gewesen sein müssen, höher metamorph sind als die am östlichen Kontakt.

In einer kurzen Publikation (CORNELIUS 1916) beschreibt er erstmals das Sapphirin-Vorkommen von Bresciadega (s. Kap. 3.2.2 und Kap. 5.1.3).

R. STAUB (1916) untersucht die südöstlichen Schweizeralpen. Er erwähnt die Zone von Bellinzona als metamorphe Sedimente aus dem Paläozoikum und betrachtet sie als östliche Fortsetzung der Zone von Ivrea. Ferner listet er alle heute noch gültigen kristallinen Decken des südlichen Graubündens auf und macht eine Deckenkorrelation der südöstlichen Schweizeralpen. Das Val Codera interpretiert er als Wurzelregion der Adula-Molare-Decke.

In seinen „Geologischen Beobachtungen am Bergellermassiv“ (STAUB 1918) prägt er als erster den Namen „Bergellermassiv“. Er entdeckt, dass der Gipfel des Monte della Disgrazia aus dem Malenco-Serpentin besteht und argumentiert, dass es von CORNELIUS (1915) unpassend sei, eine derart grosse Intrusion nach einem Berg zu benennen, der gar nicht daraus bestehe. Weil es im ganzen Gebiet des heutigen Bergellermassivs keinen bekannten und grossen Berg gibt, schlägt er das Bergell als Namensgeber vor.

CORNELIUS & DITTLER (1929) publizieren die ersten chemischen Untersuchungen zum „Sapphirinvorkommen von Alpe Bresciadega“, beschreiben die kristallographisch-optischen Charakteristika von Sapphirin und vergleichen die Paragenesen mit allen bisher bekannten Sapphirinvorkommen. Ebenso bestimmen sie die Granatendglieder (Pyrop 0.7, Almandin 0.3) und machen Mutmassungen über den Ursprungsschemismus des Gesteins. Sie kommen zum Schluss, dass dieses Gestein aus einem Biotitschiefer entstanden sein muss (siehe Kapitel 5.1.3).

E. WENK (1956) untersucht „die lepontische Gneissregion und Granite der Valle della Mera“. Aus seinen Untersuchungen folgt eine Strukturkarte. Er trennt die Region östlich des Simplongebietes aufgrund strukturell-tektonischer und petrographischer Unterschiede von den penninischen Decken ab und nennt sie „lepontische Gneissregion“. In dieser Publikation sind erstmals Lineationen und Schieferungsflächen dieser Region in einer Strukturkarte dargestellt. Das Resultat sind steil stehende Foliationen mit einem Streichen nach NE-SW und ein mit 36° nach Osten einfallendes Axialgefälle (REPOSSI (1916) nahm noch westfallendes Axialgefälle an!). Ebenfalls in dieser Arbeit trifft man zum ersten Mal auf den Begriff Migmatit in Verbindung mit den Gesteinen des Val Coderas:

„Zwischen den Bänken von weissem homogenem Granit liegen aber Migmatitzonen; es gibt wohl keine grossartiger aufgeschlossenen und leichter zugänglichen Schollenmigmatite in den Alpen.“

F. BARKER (1964) macht als zweiter chemische Analysen von „the unique sapphirine-bearing rock of Val Codera“, den Sapphirgesteinen von Bresciadega, und beschreibt stabile Mineralparagenesen. Er fasst die bestehenden Daten von CORNELIUS & DITTLER (1929) zusammen und liefert neue chemische Analysen von Cordierit, Granat, Hypersthen und Sapphirin. Aufgrund einzeln gepickter Minerale wurden Röntgenfluoreszenz- und nasschemische Analysen erstellt (vgl. Kap. 5.1.3).

P. MOTICKA (1970) beschäftigt sich in seiner Dissertation mit dem westlichen Bergeller Massiv. Er gibt eine historische Übersicht und untersucht Tektonik, Metamorphose und Genese sowohl der Intrusion als auch des Rahmengesteins. Ein Schwerpunkt dieser Arbeit ist die Kartierung, die dann im Atlasblatt „Sciara“ (WENK & CORNELIUS 1977) Eingang fand. In dieser Publikation gibt es ausführliche Lithologiebeschreibungen, auf die auch in dieser Arbeit verwiesen sei. Über die Genese des „Bergeller Massivs“ macht er folgende Aussagen:

„Die Schwierigkeit liegt darin, dass sich das Massiv nicht in vollem Umfang wie eine gewaltsam intrudierte Masse – etwa wie ein Batholit – verhält, und dass bislang für beide Hauptgesteinsvarietäten des Massivs dieselben, wenn auch zeitlich versetzten, genetischen Vorgänge gefordert wurden.“

Es gibt Beobachtungen, die für eine magmatische Intrusion sprechen, z. B. das magmatische Fließen im Granodiorit, und solche, die den Prozess der Metasomatose nahe legen, nämlich die Volumenzunahme im westlichen Ausläufer, verursacht durch magmatische Lösungen, die die vorhandenen Gesteine imprägniert haben.

Die Frage des Ursprungs des Materials kann auch MOTICKA (1970) nicht beantworten, er schliesst eine in-situ-Anatexis jedoch kategorisch aus und nimmt einen „während der tertiären Orogenese gebildeten, anatektisch oder gar palingenen Magmaherd“ an und sieht in der südlichen Steilzone eine das Aufsteigen begünstigende Anisotropie (vgl. dazu das Modell von BERGER ET AL. 1996).

H.R. WENK (1973, 1974, 1986, 1992, WENK & CORNELIUS 1977, WENK ET AL. 1974) publiziert in seiner Serie zu „Geological Observations in the Bergell Alps“ eine regionale Übersicht.

Der dritte Teil (WENK 1973) handelt von den neuen strukturellen Beobachtungen, die die Idee erhärten, dass die Bergeller Intrusion während einer frühen alpinen Gebirgsbildung Platz nahm und nicht als postalpines Massiv betrachtet werden kann. Das Konzept sieht vor, dass der Pluton während der Abkühlung nordostwärts überschoben wurde, quasi als deckenähnliches Gebilde. Das erzeugte

Foliationen entlang des Intrusionskontaktes, stark orientierte Plagioklase innerhalb des Plutons und führte zur Elongation von Xenolithen.

H.R. WENK kartiert zusammen mit S.B. CORNELIUS (WENK & CORNELIUS 1977) auch das Blatt „Sciora“ des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000 (WENK & CORNELIUS 1977) und gibt in den Erläuterungen zur Karte (WENK 1986, 1992) einen guten Überblick über alle kartierten Einheiten

In der Publikation „Metamorphic Mineral Assemblages in Pelitic Rocks of the Bergell Alps“ (WENK ET AL. 1974) werden hauptsächlich regionale Indexminerale wie die drei Alumosilikat-Polymorphe sowie Cordierit, Staurolit und Chloritoid besprochen. Den Gruf-Komplex zählen diese Autoren zur Sillimanit-Zone, gemeinsam mit dem grössten Teil der Bergeller Intrusion.

WENK ET AL. (1974) schlagen ein Modell für die regionale metamorphe Entwicklung vor: Die metamorphe Entwicklung startete in der oberen Kreide mit der Aufschmelzung und Granitisierung alter Gesteine. Von der Deckenbildung aktiviert nimmt ein Teil dieses Material als heutiger Bergeller Granit in hohem tektonischen Stockwerk Platz und produziert eine Aureole, die eine ältere HT-HP-Metamorphose überprägt. Die Platznahme des Gruf-Komplex aus grosser Tiefe (ca. 25 km) war eines der grösseren tektonischen Ereignisse. Beim raschen Aufstieg wird dieser mittlerweile rigide Block nach Osten verkippt. Diese Verkipfung ist verantwortlich für die starke Erosion und die unterschiedlichen P-T-Bedingungen an den beiden Talseiten des Val Mera (vgl. Fig. 2.5), wobei die Drücke im Gruf-Komplex signifikant höher waren als im Westen des Val Mera. Nach dem Ende der tektonischen Bewegung ging die Metamorphose jedoch noch weiter. Hinweise dafür sind „annealing“-Strukturen sowie die komplette Rekristallisation weiter im Westen, das man zur Lepontischen Metamorphose zählt. Die „Alpine Metamorphose“ in den Bergeller Alpen ist also eine Folge von in Raum und Zeit unterscheidbaren Ereignissen.

G. DROOP & K. BUCHER-NURMINEN (1983) verfassen eine Arbeit, in der erstmals Mikrosondendaten der „Sapphirine-Bearing-Granulites“ publiziert werden. Neben Analysedaten aller vorhandenen Minerale (vgl. Kap. 5.3.1) beschreiben sie metamorphe Texturen im Dünnschliff. Aufgrund der beobachteten Paragenesen unterscheiden sie sechs Stadien: *Staurolit-Stadium* (Einschlüsse in Granat, prograd), *Pyrop-Stadium* (schnelles Wachstum von Pyrop, prograd), *Prismatisches Sapphirin-Stadium* (grosse, prismatische Sapphirine, Metamorphosepeak), *Cordierit-Stadium* (Säume um Sapphirin und Granat, retrograd oder „Austrocknung“), *Symplektit-Stadium* (zwei Arten von Symplektiten, retrograd) und *Retrograde Hydratation* (Muskowit und Quarz auf Kosten von Sillimanit, Kalifeldspat und Wasser). Aus diesen Stadien zeichnen sie einen P-T-Pfad mit dem Metamorphosepeak bei 10 kbar und 800° C (vgl. Kap. 5.4).

K. BUCHER-NURMINEN & G. DROOP (1983) untersuchen die Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise (Metapelite) im Gruf-Komplex und berechnen anhand von sechs verschiedenen Geothermobarometern einen P-T-Bereich von 3-4 kbar und 600-650° C. Aufgrund textueller Beobachtungen und Zonierungen in Granat und Orthopyroxen folgern sie jedoch, dass diese Gesteine noch weit höheren Drücken und Temperaturen ausgesetzt gewesen sein müssen. Sie schlagen deshalb vor, den Metapeliten die gleiche Peak-Metamorphose zuzuordnen wie den Sapphirin-Granuliten, nämlich 10 kbar und 800° C (DROOP & BUCHER-NURMINEN 1983). Das bedeutet, dass der Gruf-Komplex als Ganzes einem einheitlichen P-

T-Pfad unterzuordnen ist (BUCHER-NURMINEN & DROOP 1983, fig. 16).

K. DIETHELM (1989) untersucht in seiner Dissertation die basischen Einschlüsse und Hornblendegabbro-Hornblendit-Vorkommen der Bergeller Intrusion. Sie treten in zwei tektonischen Stellungen auf: Zum einen als Einschlüsse im Tonalit, zum anderen am Kontakt des Tonalits zum Rahmengestein. Aufgrund der Analyse von seltenen Erden konnte DIETHELM (1989) zeigen, dass es sich bei diesen Gesteinen um kalkalkalische Frühdifferentiate eines basischen Ausgangsmagmas handeln muss. Geothermobarometrie impliziert eine Kristallisationstiefe der Hornblendite und Hornblendegabbros von 20-25 km und eine Minimaltemperatur von 970° C.

A. BERGER ET AL. (1996) publizieren eine strukturgeologische Arbeit über Aufstieg und Platznahme des Bergeller Plutons. Diese Frage ist insofern von Bedeutung, als man normalerweise davon ausgeht, dass die Platznahme eines Plutons mit Extensions- oder Strik-Slip-Bewegungen assoziiert ist. Doch in einem hauptsächlich N-S verkürzenden Regime wie es in der letzten Phase der alpinen Gebirgsbildung vorhanden ist, muss die Platznahme eines Plutons anders erklärt werden.

Die Wurzelzone der Austroalpinen Decken, die Südliche Steilzone (Southern Steep Belt), vereinfachte als präexistente Anisotropie den Aufstieg des Magmas. Die Platznahme verursacht regionale Deformation im Umgebungsgestein, die sich in postkollisionaler Deckenrückfaltung äussert und mit Transpression und orogenparalleler Extension einhergeht. Vertikale Extrusion entlang des *feeder dike* innerhalb der Südlichen Steilzone geht über in synmagmatisches Fliessen. Eine erste Faltungsphase an der Baseis des Plutons findet gleich anschliessend und synmagmatisch statt. Nach der Solidifikation findet weiterhin Rückfaltung und Rücküberschiebung entlang der Insubrischen Linie und eine vertikale Extrusion entlang der Gruf-Linie statt (Fig. 2.4). Diese späte Kompression führt zur schnellen Exhumation des Plutons und zu dessen Verkippung. Aufstieg und Platznahme waren also integraler Bestandteil der regionalen Deformation in der Kruste (BERGER ET AL. 1996, fig. 16).

C. DAVIDSON ET AL. (1996) beleuchten die Fragen zum regionalen geologischen Setting während der Intrusion des Bergeller Plutons, die Deformationsbedingungen (partial aufgeschmolzen oder solid-state), deren Deformationsstrukturen und den Zusammenhang der Deformation des Plutons und seines Umgebungsgesteins.

Wegen Evidenzen für magmatische, submagmatische und solid-state Deformation im Tonalit, Granodiorit und dem Umgebungsgestein im westlichen Kontakt der Bergeller Intrusion kommen sie zum Schluss, dass die finale Platznahme und die Kristallisation des Plutons während regionaler Deformation sowohl im Pluton als auch im Umgebungsgestein stattfand. Nach der Platznahme, aber noch vor der kompletten Kristallisation, fand eine Verkürzung in N-S- und eine Extension in E-W-Richtung statt. Das verursachte synmagmatische Falten mit steil stehenden E-W streichenden Faltenachsebenen im Pluton sowie eine ostfallende Streckungslineation im Umgebungsgestein. Diese Lineation liegt parallel zur magmatischen Lineation der Minerale im Pluton und zu den regionalen Faltenachsen.

S. SCHMID ET AL. (1996) publizieren einen Erläuterungstext zur geologisch-tektonischen Karte 1:50'000, die aus verschiedenen schon bestehenden Kartierungen neu kompiliert wurde (BERGER 1996). Diese Arbeit gibt einen Überblick über das Gebiet der Bergeller Alpen und über die kartierbaren Lithologien und tektonischen Einheiten. Gleichzeitig wird der damalige Stand der Forschung mit allen wichtigen

Referenzen zusammengefasst. Sie diene den Autoren der vorliegenden Arbeit als Einführung in ihr Arbeitsgebiet.

Ein Kapitel dieser Arbeit behandelt die Kontroverse der Platznahme und des Magmenursprungs des Bergeller Plutons. Dabei sind zwei Fragen zentral:

- a) *Ist die Bergeller Intrusion eine klassische post-tektonische Intrusion (STAUB 1958), oder fand die Platznahme als konkordante Decke innerhalb des penninischen Deckenstapels statt (WENK 1973)?*

Am Ostrand der Bergeller Intrusion ist ein kretazisches Orogen aufgeschlossen, das durch westgerichtete Faltung und Überschiebungen charakterisiert wird und welches im Tertiär erneut einer Verformung unterlag. Da der Bergeller Pluton dieses Orogen im Malenco-Forno-Lizun-Komplex intrudiert, muss er auch die tertiäre Basis des orogenen Deckels (inklusive der ostalpinen Decken) durchschlagen haben, die über den stark deformierten Penninischen Decken liegt (vgl. Fig. 2.?). Also muss, wie Eingangs erwähnt, die Intrusion später als die tertiäre, nordgerichtete Deckenstapelung stattfinden.

Der Aufstieg des Bergeller Plutons wurde während der Kollision mit dem Briançonnais am Ende des Eozäns durch die Ablösung des europäischen Lithosphärenmantels ausgelöst (VON BLANCKENBURG & DAVIES 1995). Der weitere Aufstieg erfolgte dann parallel der schon existierenden Südlichen Steilzone nördlich der Insubrischen Linie und begann vor etwa 35 Ma. Danach (33-28 Ma) folgte die syntektonische Platznahme in einem transpressivem Regime mit N-S gerichteter Einengung und W-E gerichteter Extension (BERGER ET AL. 1996).

Ab 28 Ma setzte eine schnelle Hebung ein, wodurch frühe Erosion und der anschließende Transport von Bergeller Geröll in die tertiären Sedimente der Südalpen möglich wurde. Die Hebung dauerte bis kurz nach der Intrusion des Novate-Granits (HURFORD 1986). Die differentielle Hebung der Bergeller Intrusion und ihrer angrenzenden Einheiten gegenüber anderer Gebiete der Alpen wird im Norden durch die Gruf-Linie und die Engadiner-Linie sowie im Süden durch die Insubrische Linie ermöglicht. Dadurch entstand der steile metamorphe Gradient, den man an der Westgrenze des Lepontischen Doms nicht findet.

- b) *Stammt das Magma aus der Kruste, dem Mantel oder ist es in-situ aufgeschmolzen? Wie sind die Zusammenhänge in Raum und Zeit zwischen der Lepontischen Metamorphose und der Intrusion?*

Um den Ursprung des Magmas zu erklären, führte DIETHELM (1989) petrologische und geochemische Untersuchungen durch und fand mit Hilfe stabiler Isotope, dass die Magmen der Bergeller Intrusion ursprünglich aus dem Lithosphärenmantel kamen. Die Theorie der in-situ-Aufschmelzung von DRESCHER-KADEN (1936) ist mit der heutigen Datenlage nicht mehr haltbar.

Zum Zusammenhang mit der Lepontischen Metamorphose ist zu sagen, dass die tertiäre regionale Metamorphose (35-40 Ma) mindestens zum Teil vor der Platznahme des Bergells stattfand. Die Migmatisierung im Gruf-Komplex ist syn- bis post- Bergeller Intrusion (BERGER ET AL. 1996), auch durch den advektiven Wärmeinput durch die intrusion während der Dekompression. Es gibt also keinen Zusammenhang zwischen Lepontischen Metamorphose und der Bergeller intrusion, die kartierten Isograden sind ebenso heterochron und ohne Zusammenhang mit einem diskreten Event (siehe auch ENGI ET AL. 2004).

A. LIATI & D. GEBAUER (2003) untersuchten Zirkone aus den Sapphiringesteinen von Bresciadega. Aufgrund von SHRIMP-Daten weisen sie dem Gruf-Komplex zwei Alter zu, ein magmatisches im Kern der Zirkone von 270 ± 4.0 Ma und einem metamorphen am Rand von 32.7 ± 0.5 Ma (vgl. auch Kap. 5.4.2). Das magmatische Alter stimmt mit dem Alter aus verschiedenen Teilen des Adula-Cima Lunga Deckensystems überein (Alpe Arami, Cima di Cagnone).

Daraus folgern sie, dass die Sapphiringesteine Restite darstellten, die während des alpinen partiellen Aufschmelzens aus penninischen Granitoiden entstanden sind. Demnach gehört der Gruf-Komplex ebenfalls zum Adula-Cima Lunga Deckensystem, und ist damit Teil des europäischen Kontinentalrandes.

„Damit glaube ich nun das Wichtigste über das Bergell mitgeteilt zu haben. Zügellos, wild und ohne jedes Gesetz wie seine granitene Berge erschien zunächst der Gebirgsbau des Bergells, aber in wunderbare Harmonie löst er sich nun auf, und wohl nirgends in den Alpen finden wir einen zweiten Ort von solch packender Schönheit eines Eruptivkontaktes quer durch ein ganzes Deckenland hindurch wie eben hier im Bergellermassiv.“ (STAUB 1918)

2.6 Verwendete Karten

Für die Kartierung wurde das Blatt „Sciora“, 1:25'000 der Schweizerischen Landestopographie benutzt, das zu diesem Zweck auf den Massstab 1:10'000 vergrößert wurde.

Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten topographischen Kartenausschnitte sind Screen-shots aus der digitalen Landeskarte 1:50'000 („swissmap 50“). Die Farbinformationen wurden in Graustufen umgewandelt.

Das Atlasblatt „Sciora“ 1:25'000 des Geologischen Atlas der Schweiz“ (WENK & CORNELIUS 1977) war die Grundlage der ersten Feldbegehung ebenso wie die „Geological-tectonic map of the Bergell pluton“ 1:50'000 (BERGER 1996). Die meisten Lithologie-Bezeichnungen wurden für diese Arbeit mit denen von WENK (WENK 1992, WENK & CORNELIUS 1977) abgestimmt und wo Differenzen bestanden, wurde auf die Bezeichnungen auf dem Atlasblatt „Sciora“ (WENK & CORNELIUS 1977) hingewiesen.

2.7 Verwendete Abkürzungen

Mineralnamen

Ap	Apatit
Bio	Biotit
Brc	Brucit
Cc	Kalzit
Chlr	Chlorit
Cord	Cordierit
Dol	Dolomit
Grt	Granat
Kfsp	Kalifeldspat
Ky	Kyanit
Mon	Monazit
Mus	Muskowit
Opx	Orthopyroxen
Phl	Phlogopit
Plag	Plagioklas
Sapp	Sapphirin
Sill	Sillimanit
Spin	Spinell

Strukturen

FA	Faltenachse
FAE	Faltenachsebene
E.L.	Engadiner-Linie
I.L.	Insubrische Linie

Weitere

DS	Dünnschliff
HS	Handstück
EDS	Energiedispersive Spektroskopie
WDS	Wellenlängendispersive Spektroskopie
EMS	Elektronen-Mikrosonde (JEOL JXA-8600 Superprobe)
EDM	Elementverteilungskarte (Element Distribution Map)
SEI	Sekundärelektron
P	Druck
T	Temperatur
HP	Hochdruck (High-pressure)
HT	Hoch-Temperatur
kbar	Kilobar (10 kbar = 1 Gpa)
Gpa	Gigapascal
Ma	Millionen Jahre

3. Einführung in die kartierten Lithologien

Im vorliegenden Kapitel wird der Leser Informationen zum Verständnis der beiliegenden geologischen Karte finden. Es werden die verschiedenen auf der Karte unterteilten Lithologien so beschrieben, wie sie der kartierende Geologe im Feld beobachten kann. Weiterführende Untersuchungsergebnisse zu Strukturen, Petrologie und Metamorphose werden in den Kapiteln 4 und 5 vorgestellt.

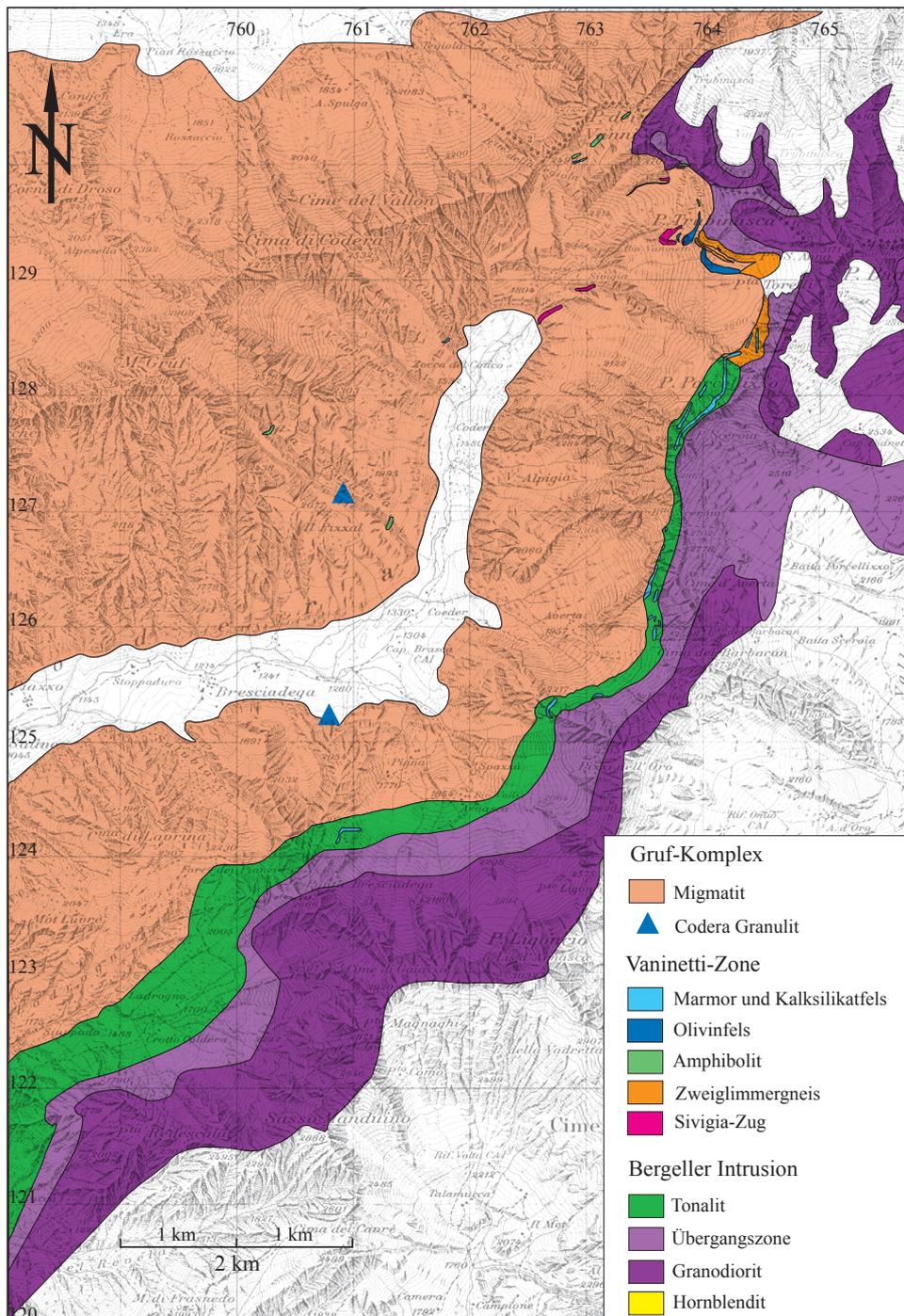


Fig. 3.1 Vereinfachte geologische Karte des Arbeitsgebietes. Erklärungen siehe Text.

3.1 Verteilung der kartierten Einheiten

Im Kartiergebiet können folgende Einheiten unterschieden werden (Fig. 3.1): Gruf-Komplex (Kap. 3.2), Vaninetti-Zone (Kap. 3.3) und Bergeller Intrusion (Kap. 3.4). Diese Unterteilung steht im Gegensatz zu der aus der Literatur (DRESCHER & STORZ, 1926; DRESCHER-KADEN, 1936; MOTICKA, 1970; SCHMID ET AL., 1996; STAUB, 1918; TROMMSDORFF & NIEVERGELT, 1983; WENK, 1970; WENK, 1973B) bekannten Zweiteilung in Bergeller Intrusion und Gruf-Komplex, bei der alle nicht rein magmatischen Gesteine dem Gruf-Komplex zugeordnet wurden.

Die in dieser Arbeit verwendete Dreiteilung zählt nur die migmatitischen Gneise (Kap. 3.2.1) zum Gruf-Komplex. Der Gruf-Komplex beherrscht flächenmässig das Arbeitsgebiet und grenzt im Norden und Osten an seinen Rahmen. Er wird zur Hauptsache aus migmatitischen Gneisen aufgebaut. Oberhalb Bresciadega findet sich ein Granulit-Vorkommen im südwestlichen Arbeitsgebiet (Schweizer Koordinaten: 761.100 / 125.350), das von DROOP & BUCHER-NURMINEN (1983) ausführlich beschrieben wurde und das im Kapitel 5 (Petrologie und Metamorphose) ausführlich besprochen wird. Ein zweites Vorkommen wurde in der vorliegenden Arbeit im Val Piana (760.850 / 127.150) neu entdeckt, allerdings ebenfalls im Hangschutt. Dieses Vorkommen war jedoch im Gruf-Migmatit eingeschlossen, was die klare Aussage erlaubt, dass die Sapphirin-Granulite zum Gruf-Komplex zu zählen sind. RUZICKA (1997) fand ein kleines Vorkommen an der Westflanke der Bochetta della Tegiola (Fig. 3.1) anstehend, das jedoch so stark verwittert war, dass petrologische Untersuchungen unmöglich waren. Es darf deshalb angenommen werden, dass diese Gesteine die metamorphe Geschichte zumindest grösstenteils gemeinsam mit dem Gruf-Komplex durchliefen (vgl. Kap. 5.5).

Als Grenze zwischen dem Gruf-Komplex und der Bergeller Intrusion zieht sich ein schmales Band NE-SW durch das Arbeitsgebiet. Meist weist es eine Mächtigkeit von 1 m bis 20 m auf, kann jedoch auch ganz verschwinden. Oft handelt es sich lediglich um Boudins im Bergeller Tonalit, die isoklinal verfaltet und eingeschuppt sind. Die Zugehörigkeit dieser Boudins ist unklar. Da in der Umgebung des Bivacco Vaninetti (Fig. 3.1) diese Grenzzone als durchgehendes Band kartierbar ist, wird sie in dieser Arbeit Vaninetti-Zone genannt (Kap. 3.3). Die Vaninetti-Zone setzt sich zusammen aus Marmor- und Kalksilikatfels, basischen und ultrabasischen Gesteinen, Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneisen und dem Sivigia-Zug. Diese Kontaktzone könnte mit der Misoixer-Zone oder mit der Zone von Bellinzona-Dascio korreliert werden (vgl. Kap. 4.2).

Die Lithologien der Bergeller Intrusion bilden die östliche Grenze des Arbeitsgebietes und werden unterschieden in Tonalit, Übergangszone, Granodiorit und Hornblendit (Fig. 3.1). Die östliche Grenze des Granodiorits auf der Karte ist keine Lithologie-Grenze, sondern der Berggrat, der das Val Codera im Südosten begrenzt. Die östliche Fortsetzung der Bergeller Intrusion findet sich auf dem geologischen Atlasblatt „Sciora“ (WENK & CORNELIUS, 1977) sowie auf der „Geological-tectonic map of the Bergell pluton“ (BERGER, 1996).

Im Arbeitsgebiet herrscht ein durchschnittliches Axialgefälle von ca. 25° nach Nordosten. Das erlaubt beim Betrachten des Kartenbildes die Sicht eines verzerrten Profils (vgl. Fig. 2.6). Der Gruf-Komplex bildet das tektonisch tiefste Stockwerk, darauf liegt die Vaninetti-Zone und die Bergeller Intrusion stellt die tektonisch höchste Einheit dar.

Die typische Abfolge der drei Einheiten ist auf Fig. 3.2 dargestellt: Der Bergeller Pluton liegt auf dem Gruf-Komplex auf, getrennt durch ein 1 m bis 25 m breites Band Vaninetti-Zone, das tektonisch stark

verfaltet und verschuppt ist.

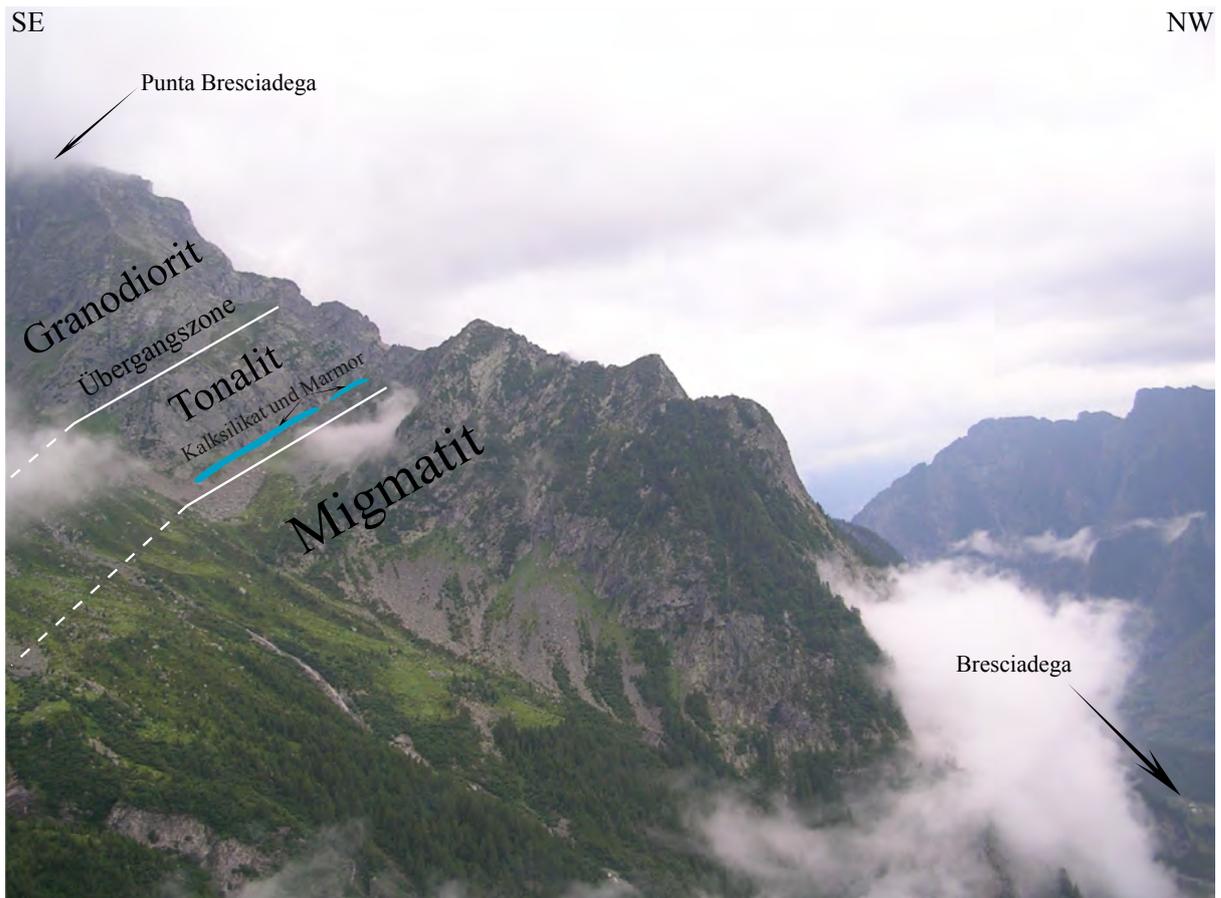


Fig. 3.2
Übergang von Bergeller Intrusion zu Gruf-Komplex, Blick vom Bivacco Valli nach SW. Am rechten unteren Bildrand sind die ersten Häuser von Bresciadega erkennbar.

3.2 Gruf-Komplex

Der Gruf-Komplex ist in zwei Lithologien aufgeteilt, in die Migmatite und die Granulite. Die Migmatite machen rund 99 % des Gruf-Komplexes aus und zeigen eine starke Variabilität in ihrer Ausbildung. So können Aufschmelzungs- und Verformungsgrad je nach räumlicher Lage stark variieren. Für die Kartierung wurden alle Migmatite in einer einzigen Lithologie zusammengefasst und mit Signaturen zusätzlich unterschieden (Signaturen nur auf der Karte 1:10'000 im Anhang).

3.2.1 Migmatite

„A rock, found in medium-grade to high-grade metamorphic areas, that is pervasively inhomogeneous on a macroscopic scale, one part being pale-coloured and consistently of quartzofeldspathic or feldspathic composition“ (ASHWORTH, 1985).

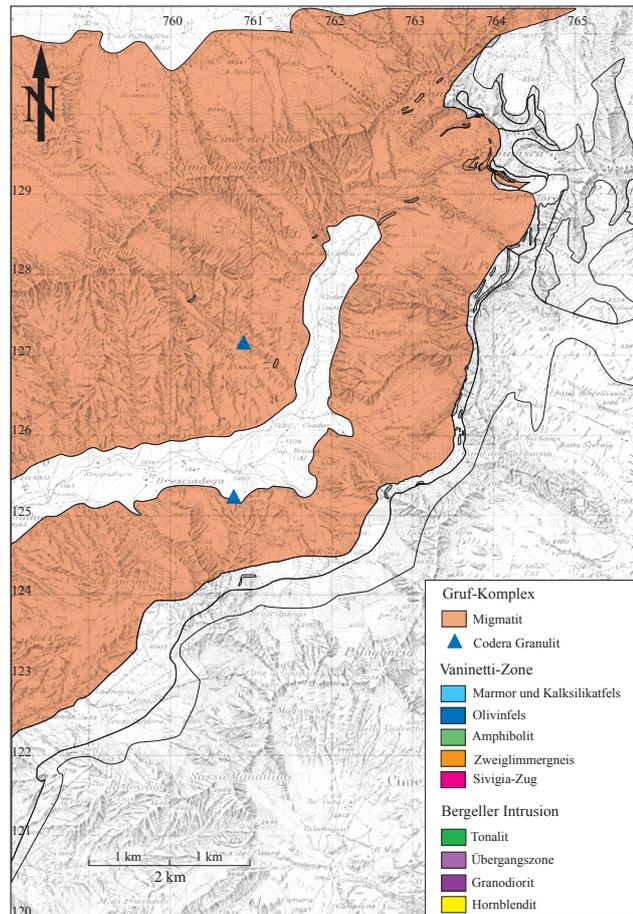


Fig. 3.3 Die Lage des Gruf-Komplexes im Arbeitsgebiet. Alle anderen Einheiten sind durch ihre lithologischen Grenzen dargestellt.

In der vorliegenden Arbeit wird die Nomenklatur von J.R. ASHWORTH (1985, Kap. 1.1) verwendet. Im allgemeinen bestehen Migmatite aus einem dunklen und einem hellen Anteil. Den hellen Teil nennt man Leukosom, den dunklen Teil Melanosom (Fig. 3.4). Leukosom und Melanosom bilden zusammen das sogenannte Neosom, also den ‚neugebildeten Teil‘, während das Ursprungsgestein, aus dem das Neosom entstanden ist, Paläosom oder Protolith genannt wird. Da das Paläosom farblich meist zwischen Leukosom und Melanosom liegt, trifft man teilweise auch die Bezeichnung Mesosom an, jedoch wird damit nicht nur die Farbe beschrieben, sondern man impliziert damit, dass es sich nicht um Neosom handle.

Ein weiterer wichtiger Begriff ist Restit. Damit wird nicht wie oft angenommen das Paläosom bezeichnet, sondern Bereiche des Migmatits, aus dem bei der Migmatisierung ein grosser Teil an mobil gewordenem Material abgeführt wurde. Restit ist also ein erweitertes Synonym für Melanosom, wenn nur beschrieben werden soll, dass ein Gesteinkörper an mobil gewordenem Material verarmt ist, speziell bei der Beschreibung von migmatitischen Psammiten, da diese oft keine dunklen Anteile aufweisen.



Fig. 3.4

Brekziöser Migmatit aus dem Hangschutt im Val Pi-ana. In der Bildmitte ist ein zerbrochener Block aus Melanosom sichtbar.



Fig. 3.5

Schollenmigmatit. Das Bild zeigt einen verfalteten melanosomen Teil in leukosomer Matrix. Hammerkopf ca. 13 cm.

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Die Migmatite machen etwa 99 % des gesamten Gruf-Komplexes aus. Sie haben eine stark inhomogene Ausbildung und können daher im Feld in verschiedene Typen aufgeteilt werden. Diese lassen sich allerdings räumlich innerhalb des Kartiergebietes nicht zuordnen. Zum einen, weil sie entweder nur als Blockschutt auftreten oder im Aufschluss so stark verwittert sind, dass eine Zuordnung nicht mehr möglich ist. Gut erhaltene Aufschlüsse treten meist nur in sehr steilen und deshalb kaum zugänglichen Felswänden auf.

Die unterscheidbaren Migmatittypen sind brekziöse und boudinierte Migmatite (Fig. 3.4), Schollen- und Schlierenmigmatite (Fig. 3.5), gebänderte Migmatite (Fig. 3.6) und gneisige Migmatite (Fig. 3.7).

Im Handstück erkennt man Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und Biotit, vereinzelt tritt Hellglimmer auf. Die verschiedenen Migmatittypen lassen sich anhand des unterschiedlichen Aufschmelzungsgrades und ihrer verschieden stark ausgebildeten Foliation unterscheiden. Grundsätzlich gilt für alle Migmatittypen: Je höher der Aufschmelzungsgrad, desto grösser ist der zusammenhängende Anteil des Leukosoms.

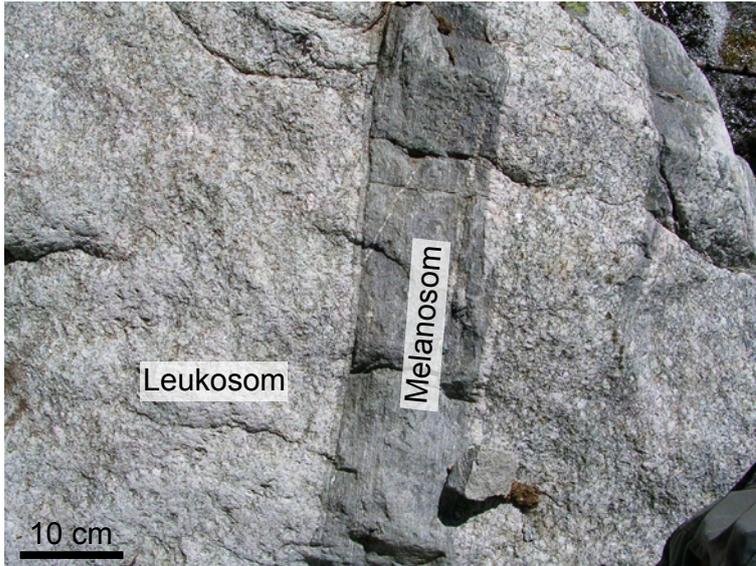


Fig. 3.6

Gebänderter Migmatit. Die melanosome Lage (Bildmitte) hat eine Mächtigkeit von 10 bis 15 cm. Die dünnen, hellen Lagen innerhalb des Melanosoms zeigen die Foliation. Sie liegt lagenparallel.



Fig. 3.7

Gneisiger Migmatit mit Feldspatäugen. Auffällig ist die stark ausgeprägte Foliation. Typische Ausbildung der Migmatite in der Nähe des Kontaktes zur Bergeller Intrusion. Feuerzeug misst 8 cm.

Mikroskopisch

Hauptgemengteile sind Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Cordierit und Biotit. Die prozentuale Verteilung der Hauptminerale variiert über einen weiten Bereich. Der Anteil an Plagioklas und Kalifeldspat liegt bei ca. 15 bis 40 %, derjenige von Quarz und Cordierit bei 10 bis 20 % und Biotit ist mit ca. 5 % vertreten. Cordierit ist mikroskopisch nur schwer von Quarz und Feldspat unterscheidbar, weshalb sein Volumenanteil mit einer gewissen Unsicherheit behaftet ist. Als Nebengemengteil kommt meist nur Hellglimmer vor, selten auch Granat und Hornblende. Akzessorisch vertreten sind Titanit, Apatit, Zoisit, Monazit, Chlorit, Epidot, Erz und Rutil.

Das Gefüge aller Migmatit-Typen ist holokristallin und mittel- bis grobkörnig (0.5-3 mm), wobei das Melanosom stets feinkörniger ist als das Leukosom. Die Textur des Leukosoms ist überwiegend granoblastisch, diejenige des Melanosoms meist lepidoblastisch (vgl. Kap. 4.1).

3.2.2 Sapphiringestein von Bresciadega (Codera Granulit)

Das Sapphiringestein von Bresciadega wird erstmals von CORNELIUS (1916) beschrieben. Erst spätere Autoren (ACKERMANN & SEIFERT, 1969; BARKER, 1964; BUCHER -NURMINEN & DROOP, 1983; CORNELIUS & DITTLER, 1929; DROOP & BUCHER-NURMINEN, 1984; LIATI & GEBAUER, 2003) machten petrographische und geochemische Untersuchungen. Bis jetzt war dieses Gestein nur in einer Schutthalde ca. 650 m südwestlich der Capanna Luigi Brasca gefunden worden (Fig. 3.3). Einzig RUZICKA (1997) hat das Gestein anstehend in stark retrograd überprägtem Zustand an der Bocchetta della Tegiola entdeckt. Im Rahmen der Felduntersuchungen der vorliegenden Arbeit war es nicht möglich, das Sapphiringestein anstehend zu finden, jedoch wurde eine neue Fundstelle im Val Piana entdeckt (vgl. Kap. 5.2). Die am besten erhaltenen Fundstücke stammen aus dem Hangschutt bei Bresciadega.

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Das Gestein hat ein dunkles Erscheinungsbild und hebt sich nur schwer von den Migmatiten im Hangschutt ab. Lediglich das Auftreten roter Granatporphyroblasten mit einer Korngröße bis 3 cm



Fig. 3.8

Sapphirin-Gestein mit grossen Granaten, Sapphirin und Cordierit. Orthopyroxenen und Biotit bilden die Matrix.

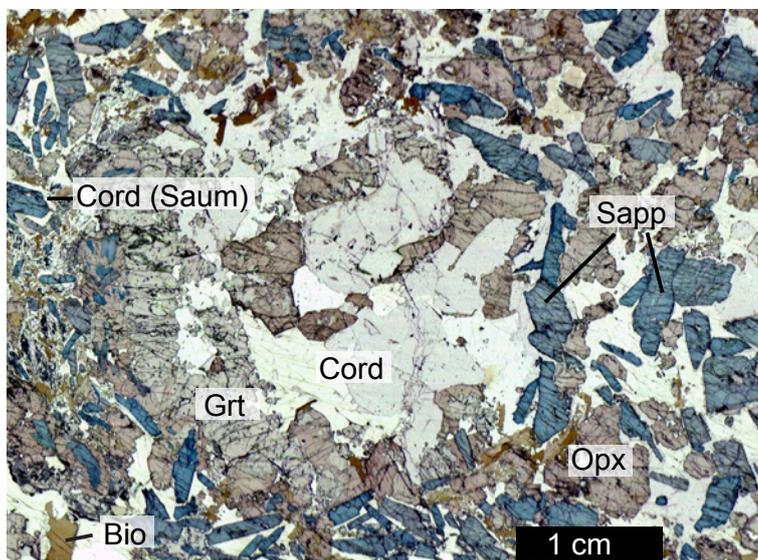


Fig. 3.9

Dünnschlifffoto (Durchlicht) des Sapphiringesteins aus Fig. 3.8 in einfach polarisiertem Licht. Orthopyroxenen und Granat stechen aufgrund des hohen Reliefs, Sapphirin wegen der stark blauen Eigenfarbe hervor. Ein häufiges Phänomen sind Reaktionstexturen (z.B. Säume von Cordierit um Sapphirin oder Symplektite (vgl. Kap. 5.2))

unterscheidet es sich von den Migmatiten. Bei näherer Betrachtung sieht man tiefblaue Sapphirinstängel, mit einer variablen Grösse von 1 mm bis 1 cm. Des Weiteren lassen sich Biotit und helle Partien von Cordierit und Feldspat erkennen (Fig. 3.8).

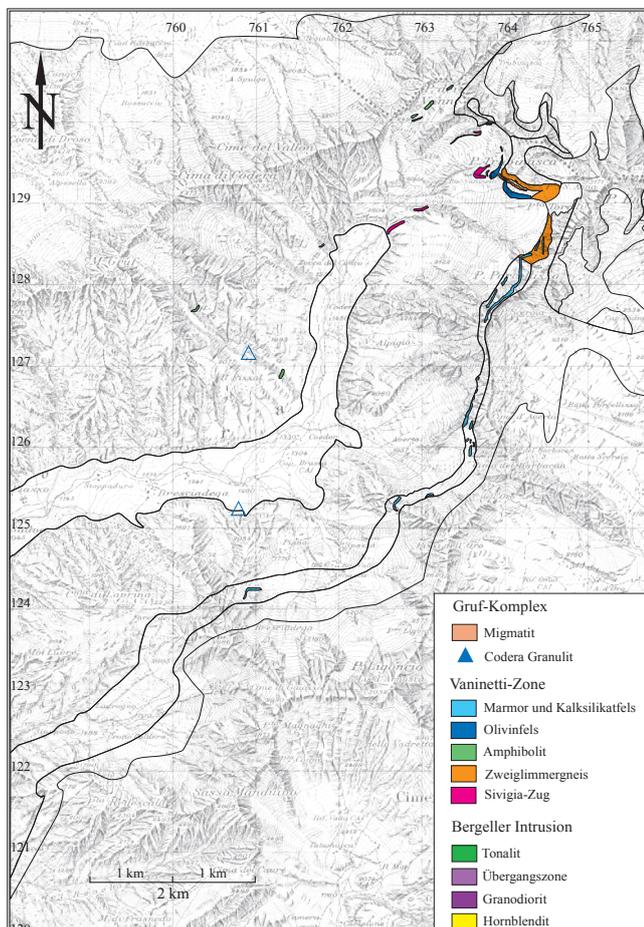
Mikroskopisch

Im Mikroskop lassen sich 13 verschiedene Minerale erkennen, von denen in Fig. 3.9 die wichtigsten markiert sind. Die restlichen treten nur akzessorisch auf. Die dunklen Anteile bestehen hauptsächlich aus Granat, Orthopyroxen, Biotit, Sapphirin und Spinell, die hellen aus Cordierit, Kalifeldspat, Plagioklas und etwas Quarz.

Eine genaue mikroskopische Beschreibung findet sich im Kapitel 5.2.

3.3 Vaninetti-Zone

Die Vaninetti-Zone befindet sich als Kontaktzone zwischen dem Gruf-Komplex und der Bergeller Intrusion (Fig. 3.1). Sie streicht parallel zum Tonalit und ist als komplette Einheit nur beim Bivacco Vaninetti zu kartieren. Die Vaninetti-Zone setzt sich zusammen aus Marmor- und Kalksilikatfels, basischen und ultrabasischen Gesteinen, Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneisen und dem Sivigia-Zug.



*Fig. 3.10
Die Lage der Vaninetti-Zone
im Arbeitsgebiet. Alle anderen
Einheiten sind durch ihre
lithologischen Grenzen
dargestellt.*

3.3.1 Marmor und Kalksilikatfels

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Die Marmore und Kalksilikatfelse befinden sich meist als Bänder im Meterbereich oder Boudins direkt am Kontakt zur Bergeller Intrusion innerhalb des Tonalits (Fig. 3.10). Da sie entlang eines grossen Teiles des Kontaktes aufgeschlossen sind, dienen sie als eine Art Leithorizont. Weit weniger häufig liegen sie einige Meter vom Kontakt entfernt im Tonalit. Die Marmore sind isoklinal verfaultet und z.T. so stark deformiert, dass die Falten entlang der Scharniere nochmals geschert wurden. Die Kalksilikatfelse wittern als mm- bis cm-mächtige braune Lagen aus den Marmoren heraus (Fig. 3.11) und sind deshalb leicht zu erkennen.



Fig. 3.11

Marmor mit Kalksilikatfelslagen. Das Foto stammt vom Kontakt zum Tonalit oberhalb des Bivacco Valli. Die Kalksilikatfelslagen sind als dünne, dunkelbraun anwitternde Lagen im Marmor erkennbar.

Hammerstiel misst 50 cm.

Die Marmore und Kalksilikate sind nicht von einander getrennt zu betrachten, sie sind vielmehr häufig auf sehr kleinem Raum miteinander vergesellschaftet. Mesoskopisch kann man jedoch verschiedene Typen zusammenfassen:

1. Grobkörniger (bis 2mm), fast reiner Dolomit-Marmor, grau bis braun anwitternd. Er ist zuckerkörnig und bricht den typischen Marmorbruch.
2. Feinkörniger Marmor mit viel Granat. Die Granate sind rundlich bis polygonal und zart rosa gefärbt. Oft sind grüne Kalksilikat-Schlieren ausgebildet. Diese sind deutlich feinkörniger als der Marmor, von Auge sind keine einzelnen Minerale zu erkennen.
3. Feinkörniger Dolomit-Marmor mit bräunlichen und bläulichen Bruciten.

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

1. In diesen Handstücken findet man im Dünnschliff ausser Dolomit und Kalzit noch Phlogopit und vereinzelt Titanit und Spinell (Fig. 3.12).
2. Mikroskopisch sind die Kalksilikat-Schlieren hauptsächlich aus Granat, Quarz, Diopsid, Enstatit, grüner Hornblende und Aktinolit aufgebaut. Die hypidiomorphen bis idiomorphen Körner zeigen ein equigranulares, polygonales Gefüge (Fig. 3.13). Eine deutliche Foliation wird durch eingeregelt Diopside gebildet.



Fig. 3.12

Detailaufnahme eines fast reinen, grobkörnigen Dolomitmarmors.

Bildbreite entspricht 10 cm.



Fig. 3.13

Die Aufnahme zeigt einen Dolomitmarmor mit grünen Kalksilikatfelslagen und rötlich-braunen Granaten.

Bildbreite entspricht 10 cm.

- Die im Handstück deutlich verschiedenen Farben lassen sich im Dünnschliff nicht wiedererkennen (Fig. 3.14). Der Brucit wächst pseudomorph nach Periklas nach der retrograden Reaktion Dolomit zerfällt zu Kalzit, Periklas und Kohlendioxid ($\text{CaMg}(\text{CaO}_3)_2 = \text{CaCO}_3 + \text{MgO} + \text{CO}_2$), anschliessend reagiert der Periklas mit Wasser zu Brucit ($\text{MgO} + \text{H}_2\text{O} = \text{Mg}(\text{OH})_2$). Bei dieser Reaktion findet eine grosse Volumenzunahme statt. Um diese zu kompensieren, wird der Brucit in feinfaserigen konzentrischen Bändern angeordnet und vollständig verzwillingt. Das ergibt die „Wollknäuelstruktur“ im Dünnschliff (mündliche Mitteilung R. ABART, Fig. 3.15).

Eine vertiefte Betrachtung dieser Gesteine findet der Leser in der Arbeit von MOTICKA (1970).



Fig. 3.14

Kalzitmarmor mit Brucit-Kügelchen (schwarz). Diese Brucit führenden Kalzitmarme bilden eine seltene Varietät der verbreiteten Dolomitmarme.

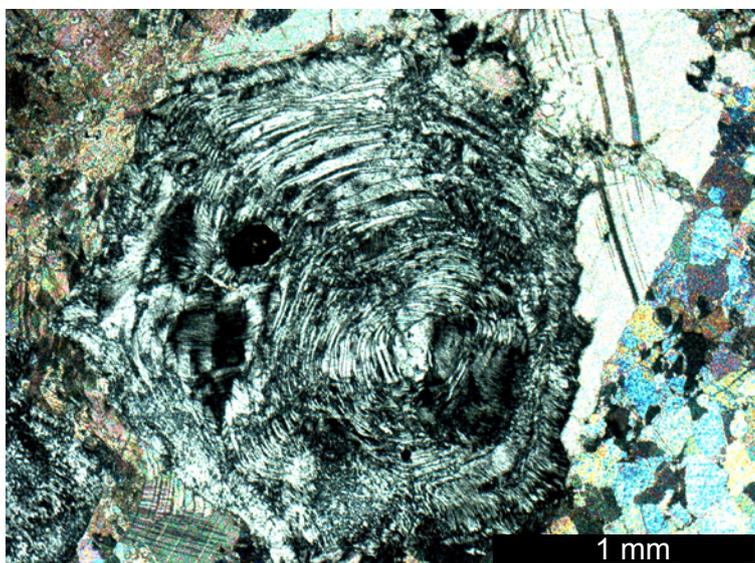


Fig. 3.15

Das Dünnschliffphoto (Durchlicht, gekreuzte Polarisatoren) des oben abgebildeten Kalzitmarmors zeigt die Wollknäuelstruktur des Brucits. Die grosse Volumenzunahme bei der Bildungsreaktion von Brucit aus Periklas und Wasser verursacht ein Raumproblem, das mit intensiver Verzwilligung gelöst wird (R.Abart, mündliche Mitteilung).

3.3.2 Basische und ultrabasische Gesteine

Als basische und ultrabasische Gesteine werden die Lithologien angesprochen, die hauptsächlich in Linsen oder Enklaven im Meterbereich auftreten. Das grösste Vorkommen findet sich beim Bivacco Vaninetti (Fig. 3.1). Diese Gesteine sind meist stark vertakt und metasomatisch alteriert.

Olivinfels

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Olivingesteine findet man an verschiedenen Orten im Kartiergebiet, allerdings immer nur vereinzelt als Gesteinskörper im 10er- bis 100er-Meterbereich. Das grösste Vorkommen liegt direkt beim Bivacco Vaninetti. Es handelt sich dabei um hellgrau bis hellblau anwitternde Gesteine, sehr feinkörnig mit einer seifigen, vertakteten Oberfläche (Fig. 3.16). Von Auge sind keine Minerale erkennbar. Die Olivinfelse bilden oft eine „Höckerstruktur“ im Meterbereich, die von hellen Adern umgeben ist. Diese

Ausbildungsform erinnert an Pillows.

Die Herkunft dieser Olivinfelse zu bestimmen ist schwierig. Das verstreute Auftreten sowie die fehlenden strukturellen Beziehungen zum Nebengestein machen eine Aussage heikel.

Mikroskopisch

Der grösste Anteil der Olivinfelse ist stark vertalkt. Olivin und Orthopyroxen treten gemeinsam auf und sind aufgrund fehlender Spaltbarkeiten in den Orthopyroxenen mikroskopisch kaum unterscheidbar; mit der Elektronen-Mikrosonde findet man Forsterit und Diopsid. Die Korngrössen sind in der Regel kleiner als 1 mm. Beide haben 2V-Winkel von über 80°. Hydrothermale Umwandlungen zu Antigorit und/oder Talk ist bei Olivin und Orthopyroxen sichtbar. Talk ist reichlich vorhanden. Er ist feinblättrig und meist ca. 1 mm gross. Erze sind akzessorisch vorhanden, es handelt sich um Magnetit.



Fig. 3.16
Der braun anwitternde Olivinfels wird retrograd von Hellglimmer überwachsen

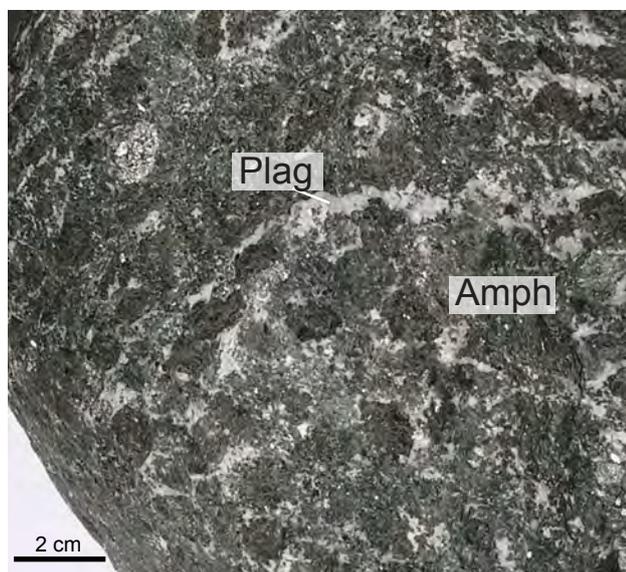


Fig. 3.17
Amphibolit. Grosse grüne Hornblenden, die von einem Netz aus Feldspat und etwas Quarz umgeben sind.

Amphibolite

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Die Amphibolite finden sich entweder als Einschlüsse in den Migmatiten oder entlang des Kontaktes zur Bergeller Intrusion (Fig. 3.10). In den Migmatiten treten sie nur lokal auf, v.a. im Val Piana und im Val Conco.

Die Amphibolite sind ein massiges, grünes, schweres Gestein, das grün-braun anwittert (Fig. 3.17). Aufgrund der Spaltbarkeit erkennt man grüne Amphibole, die den Hauptbestandteil ausmachen. Weiter sieht man Feldspat und vereinzelt Biotit. Untergeordnet treten fast schwarze grobkörnigere Amphibole auf.

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

Grüne Hornblende macht 60% des Modalbestandes aus. Sie sind pleochroitisch von farblos zu hellgrün und zeigen deutliche Spaltbarkeiten im 120°-Winkel. Die Körner sind subhedral bis anhedral und machen ein serates Gefüge. Eine leichte Schieferung orientiert die Hornblenden parallel zur langen Achse. Die Korngrösse liegt etwa bei 0.5 mm. An gewissen Stellen häufen sich jedoch grosse Hornblenden, die dann bis zu 2 cm gross werden können. Sie sind an Schwächestellen vollständig chloritisiert. Biotit fließt um die Hornblenden herum. Pinnitisierte Plagioklase machen 30 % der Proben aus. Sie wachsen mit anhedraler Kornform meist zwischen Hornblenden. Wo sie zerfallen wächst Biotit. In lediglich einer Probe (Fig. 3.18) ist als Rissfüllung Calcit vertreten. Das kann als Hinweis angesehen werden, dass diese Amphibolite tatsächlich mit den Marmoren und Kalksilikatfelsen in Kontakt gestanden haben und somit zur Vaninetti-Zone gezählt werden dürfen.

In den grobkörnigeren, dunklen Amphiboliten findet man fast ausschliesslich Hornblenden, der Plagioklas ist nur vereinzelt vorhanden. Es treten jedoch hypidiomorphe Körner von Diopsid auf. Akzessorisch sind Titanit und in späten Rissfüllungen Quarz vorhanden.

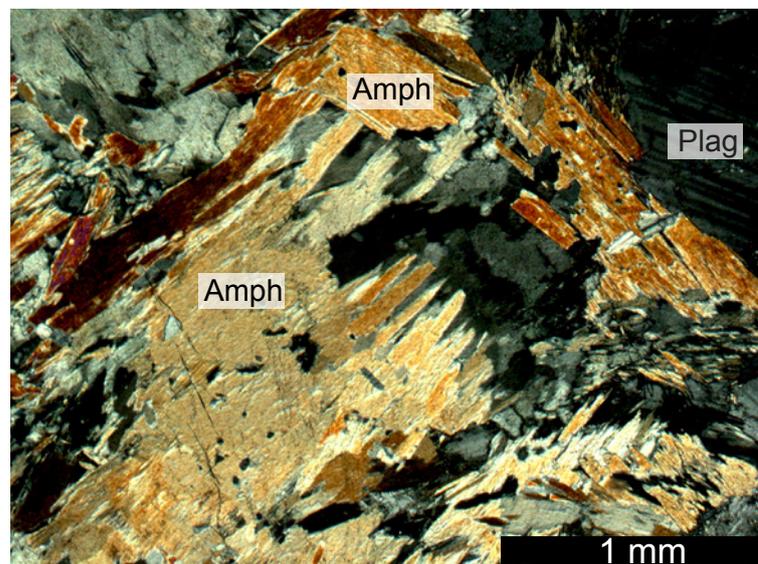


Fig. 3.18
Dünnschliffaufnahme (Durchlicht, gekreuzte Polarisatoren) aus Fig. 3.17.

3.3.3 Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Diese Gneise finden sich an nur wenigen Stellen des Arbeitsgebietes. So vor allem im Val Conco, in der Valle Canina und nahe des Kontaktes zur Bergeller Intrusion im Bereich zwischen dem Bivacco Vaninetti und der Bocchetta della Tegiola, also im äussersten Nordosten (Fig. 3.10). Die Gneise als durchgehende Einheit zu kartieren ist nur schwer möglich, da sie innerhalb der Migmatite nicht zu unterscheiden sind.

Die bräunlich verwitternden Gneise sind durch Granatlagen gekennzeichnet (Fig. 3.19). Die Granate erreichen eine Grösse von 1 mm bis 1 cm. Zusätzliche Gemengteile sind Quarz, Plagioklas, Sillimanit, Biotit und Hellglimmer. Sillimanit ist nicht in allen Handstücken sichtbar.

Die Schieferung wird von Biotit, Hellglimmer und Sillimanit aufgebaut und bildet dunkle Lagen. In den hellen Lagen sieht man vor allem Quarz und Plagioklas (Fig. 3.19).

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

Diese Zweiglimmer-Gneise sind im Gegensatz zu den Migmatiten sehr quarzreich. Hauptgemengteile sind Quarz (40-50%), Plagioklas (20%), Biotit (15%), Hellglimmer (15%) und Cordierit (5%). Nebengemengteile sind Granat, Sillimanit, Kalifeldspat, akzessorisch treten Rutil, Spinell, Apatit und Zirkon auf.

Das Gefüge ist holokristallin und mittel- bis feinkörnig, die Textur vorwiegend lepidoblastisch bis fibroblastisch. Sowohl der Quarz, wie auch Hellglimmer, Biotit, Sillimanit, Granat und Cordierit sind sehr inhomogen im Gestein verteilt. Quarz bildet zusammen mit Plagioklas und Cordierit die hellen Lagen. Die dunkleren Lagen, welche die Schieferung am deutlichsten zeigen, bestehen aus Hellglimmer, Biotit, Sillimanit und Granat (Fig. 3.20).



Fig. 3.19

Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis. Es werden granatreiche Lagen ausgebildet, in denen die flaserige Schieferung durch Sillimanit und Biotit aufgebaut wird.

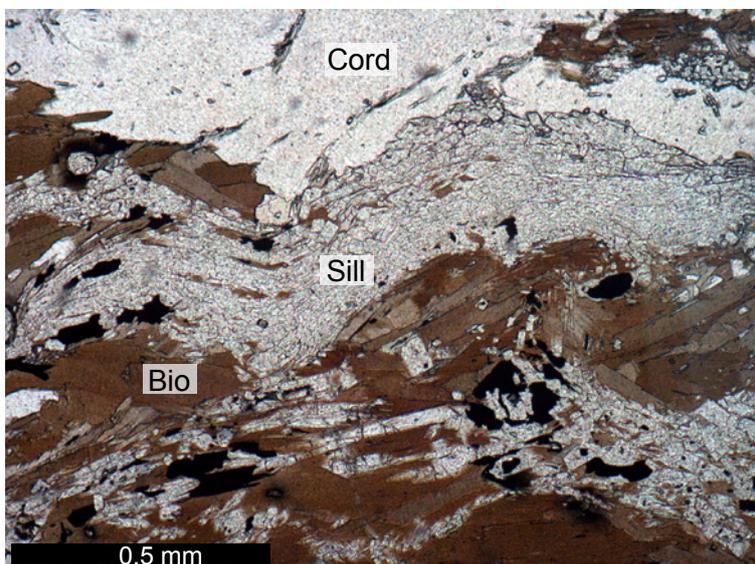


Fig. 3.20

Dünnschliffaufnahme (Durchlicht, einfach polarisiertes Licht) des Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneises. Deutlich zu sehen ist die durch Sillimanit und Biotit ausgebildete flaserige Schieferung.

Der Sillimanit ist im Val Conco und in der Valle Canina sehr häufig, fehlt aber meistens in den Proben weiter nordöstlich in der Region um die Btta. della Tegiola und das Bivacco Vaninetti.

3.3.4 Sivigia-Zug

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Auf der geologischen Karte 1:25'000 „Sciara“ (WENK, 1973A) ist eine Einheit mit ungeklärter Zuordnung kartiert, die Wenk (1992) Sivigia-Zug nennt. Sie ist hauptsächlich auf der Alpe Sivigia in einem Bachbett aufgeschlossen und zieht konkordant zum Streichen der Foliation bis ins Val Codera hinunter (Fig. 3.10), ist aber nicht durchgehend aufgeschlossen. Ihre tektonische Stellung ist nicht eindeutig geklärt, ebensowenig ihre Genese. In dieser Kartierung wurde der Sivigia-Zug neben der Lokalität auf Alpe Sivigia auch an der Westflanke des Val Coderas im Val Piana und im Val Conco als Schutt gefunden. Das lässt darauf schliessen, dass der Sivigia-Zug ebenso wie der Rest der Vaninetti-Zone zusammen mit dem Gruf-Komplex gefaltet wird (vgl. Kap. 4.2).

Der Hauptanteil des Sivigia-Zugs ist ein dunkelgrün bis dunkelgrau anwitternder, schlecht folierter



Fig. 3.21

Kontaktzone im Sivigia-Gneis zum Labradorit-Gneis. Der Hammer (60cm) markiert den Übergang von Augengneis (Bildhintergrund) zu Sivigia-Gneis mit Komponenten (Fig. 3.22).



Fig. 3.22

Sivigia-Gneis mit grossen ultramafischen Komponenten. Die ultramafischen Komponenten im Sivigia-Zug sind an ihrer Oberfläche oft mehrere Zentimeter dick vertalkt. (Hammer misst 60cm)

Gneis mit grossen Feldspatäugen (Fig. 3.21). Diese sind idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet, häufig zerbrochen und machen ca. 30 % des Volumens aus. Die Bruchflächen sind stellenweise mit Chlorit oder Biotit überzogen. Biotit kommt in Form büschelartiger Aggregate sowie als Hauptbestandteil der Matrix zwischen einzelnen Feldspäten vor. Des weiteren sind grosse, feinkörnige Komponenten zu erkennen, die ebenfalls ca. 30 % ausmachen. Diese bestehen aus so feinkörnigen mafischen Mineralen, dass sie makroskopisch nicht bestimmbar sind. (Fig. 3.22)

Der Augengneis grenzt die Bereiche mit grossen mafischen Komponenten gegen den Migmatit respektive Tonalit ab, ummantelt also den Bereich mit den mafischen Komponenten.

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

Im Dünnschliff (Fig. 3.23) sind die Minerale nicht einheitlich verteilt. Es gibt Ansammlungen von pinnitisierten Plagioklasen (Labradorit), Chlorit, Muskowit, Biotit, fibrolistischem Sillimanit, Cordierit, Spinell und Erzen.

Die in Fig. 3.21 sichtbaren mafischen Komponenten bestehen vorwiegend aus pinnitisiertem Plagioklas und Kalifeldspäten, daneben Sillimanit, Amphibol sowie Klino- und Orthopyroxen. Klinozoisit, Rutil, Spinell, Zirkon und Titanit sind akzessorisch vorhanden.

Die grossen pinnitisierten Plagioklase sind zerbrochen und Chlorit füllt die freien Räume. Einige Plagioklase haben Einschlüsse von grünem Spinell.

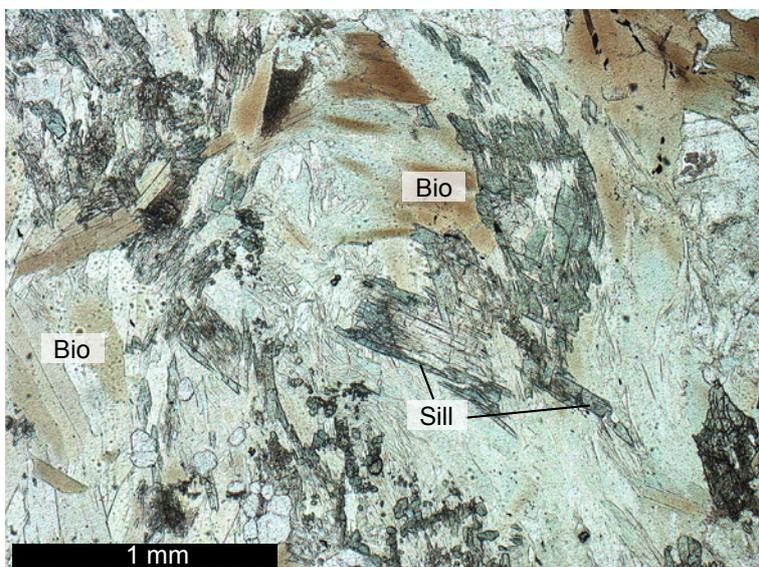


Fig. 3.23

Dünnschliff einer ultramafischen Komponente aus Fig. 3.21 im Durchlicht (einfach polarisiertes Licht).

Biotit ist als sowohl als braunes als auch als grünliches Mineral zu erkennen.

3.4 Bergeller Intrusion

Als Bergeller Intrusion werden hier die kalkalkalinen Anteile des Bergeller Putons bezeichnet, soweit sie im Val Codera aufgeschlossen sind. Sie bilden die östliche Begrenzung des Arbeitsgebietes und streichen SW-NE durch das Kartenblatt (Fig 3.24). Man beachte, dass das östlichste Ende des Granodiorits keine lithologische Grenze sondern den Bergrat darstellt, der das Arbeitsgebiet gegen Osten hin begrenzt.

Es werden folgende drei Lithologien unterschieden: Tonalit, Granodiorit sowie eine Übergangszone, die

zwischen Tonalit und Granodiorit liegt. Diese Namensgebung wurde aus dem geologischen Kartenblatt „Sciora“ übernommen (WENK, 1973A).

Eine Besonderheit dieser Intrusion ist ihr Kontakt zu den Umgebungsgesteinen. Der Granodiorit, der den grössten Teil der Intrusion bildet, wird vom Tonalit auf allen Seiten umgeben, im Westen weitaus geringmächtiger als im Osten. Hier findet man in den Rahmngesteinen eine breite und teilweise deutlich ausgebildete kontaktmetamorphe Abfolge. Auf der Westseite jedoch fehlt diese Kontaktmetamorphose. Hier wird die Bergeller Intrusion wie eine Decke auf den darunterliegenden Gruf-Komplex geschoben.

3.4.1 Tonalit

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Die äussere Ummantelung der Bergeller Intrusion wird durch Tonalit gebildet und vormals als „tonalitische Randfazies“ (MOTICKA 1970) oder auch „primäre basische Randfazies“ (STAUB 1918) bezeichnet. Der Tonalit ist grösstenteils als Grenze zwischen den Gesteinen der Bergeller Intrusion und denjenigen des Gruf-Komplexes vorhanden und bildet einen scharfen Kontakt zu den Migmatiten. Der Kontakt zur Übergangszone hingegen ist meist fliessend.

Der Tonalit wittert kaum an, und wo er nicht überwachsen wird, ist er leicht an seiner schwarzweissen Farbe zu erkennen (Fig. 3.25). Man sieht gut eingeregelte schwarze Amphibole im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich und ähnlich grosse Plagioklase. Diese zwei Minerale sind der Hauptbestandteil des Gesteins. Die Matrix bilden Quarz und Biotit.

Ein weiteres Merkmal des Tonalits sind die häufig eingeschuppten und eingefalteten Marmore und Kalksilikate aus der Vaninetti-Zone, zu denen der Kontakt scharf verläuft (Fig. 3.26).

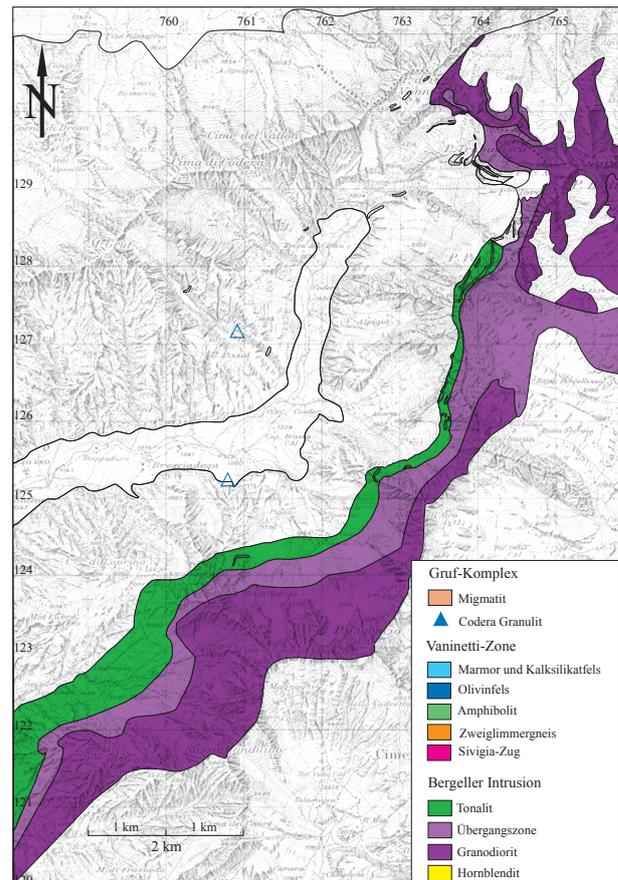


Fig. 3.24 Lage der Bergeller Intrusion im Arbeitsgebiet. Alle anderen Einheiten sind durch ihre lithologischen Grenzen dargestellt.

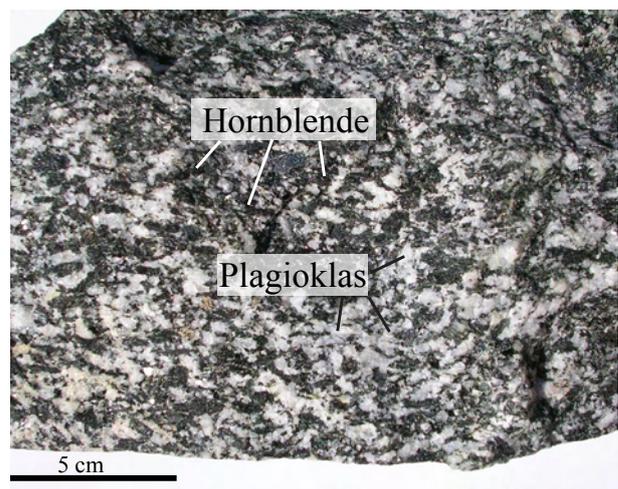


Fig. 3.25 Handstückfoto des Tonalits. Die auffällige schwarzweisse Maserung wird durch Hornblendens (schwarz) und Plagioklas (weiss) ausgebildet.



Fig. 3.26

Scharfverlaufender Kontakt zwischen Kalksilikatfels und Tonalit, direkt unterhalb Bochetta Sceroia. Man beachte die ausgeprägte Einregelung der Hornblenden parallel zur Foliation (im Bild senkrecht verlaufend).



Fig. 3.27

In der Übergangszone treten häufig Bereiche mit grossen Feldspatklasen auf. Diese Bereiche häufen sich mit abnehmender Distanz zum Granodiorit.

Hammerkopf misst 13 cm.

Mikroskopisch

Im Dünnschliff zeigen die Tonalite ein inequi-granales polygonales Gefüge aus hauptsächlich Plagioklas und Amphibol. Der Modalbestand setzt sich wie folgt zusammen: 50% Plagioklas, 20% Hornblende, 15% Biotit und 10% Quarz. Akzessorisch sind Titanit, Epidot, Klinozoisit, Zirkon, Chlorit und Erz vorhanden.

Es hat eine schwach ausgeprägte Schieferung ausgebildet, die parallel zur Kontaktfläche zwischen Bergeller Intrusion und Gruf-Komplex verläuft. Diese Schieferung wird durch die Einregelung der Amphibole und Plagioklase gebildet.

3.4.2 Übergangszone (Transition-zone)

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Die Übergangszone bildet eine nicht exakt kartierbare Einheit zwischen Tonalit und Granodiorit (Fig. 3.24). Sowohl der Kontakt zum Tonalit, als auch der Übergang zum Granodiorit sind fließend. Die

lithologischen Varietäten über den gesamten Bereich von Tonalit bis Granodiorit sind erkennbar. Mesoskopisch ist das Gestein deutlich heller als der Tonalit und auch heller als der Granodiorit (Fig. 3.27). Die Gesteine der Übergangszone besitzen eine granitische bis gneisige Textur. Mesoskopisch erkennbare Minerale sind Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit.

Wie schon erwähnt treten verschiedene Varietäten dieser Gesteine auf, je nachdem an welchem Kontakt man sich gerade befindet und wie mächtig die Übergangszone ausgebildet ist. Einerseits sieht man am Kontakt zum Tonalit oft Bereiche mit vielen Hornblenden, andererseits am Kontakt zum Granodiorit oft die grossen Kalifeldspatklasten. Es gibt auch Bereiche, in denen die Übergangszone auf wenige Meter Mächtigkeit schrumpft und Tonalit und Granodiorit beinahe nahtlos ineinander über gehen.

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

Das Gestein ist mittel- bis feinkörnig, die Textur leicht gneisig bis granitisch. Hauptgemengteile sind Plagioklas (50%), Quarz (20%), Kalifeldspat (15%) und Biotit (10%). Plagioklas bildet xenomorphe bis hypidimorphe Körner mit einer durchschnittlichen Grösse von 1–2 mm aus. Die Quarzkörner sind sehr viel kleiner, xenomorph und löschen undulös aus. Man findet Quarz auch als Einschlüsse in den Plagioklasen und als Rissfüllungen. Der K-Feldspat variiert in seiner Grösse stark, je nach Nähe zum Granodiorit. Die dunklen Gemengteile der Matrix werden vor allem durch Biotit aufgebaut. Er ist schlecht eingeregelt und man kann häufig keine klare Foliation erkennen. Die Nebengemengteile des Gesteins werden aus Hornblenden (vor allem nahe des Tonalits), Epidot, Apatit, Titanit und Zirkon gebildet.

3.4.3 Granodiorit (Bergeller Granit)

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Der Hauptteil des Bergellermassivs wird oft auch Bergeller Granit genannt. In unserem Kartiergebiet liegt der Granodiorit im äussersten Westen und betrifft unsere Arbeit fast gar nicht.

Meist ist der Granodiorit ein eher gneisiges, mesokrates Gestein mit bis zu 8 cm grossen, rosa schimmernden K-Feldspatklasten, die auffällig herauswittern und ihm eine „warzenähnliche“ Struktur verleihen. Gut sichtbar ist auch die Paralleltextrur, welche durch die Einregelung der K-Feldspäte gebildet wird. An einigen Stellen sind sie derart angereichert, dass das Gestein fast monomineralisch wird. Oft sieht man dort auch Karlsbaderzwillinge auf den frischen Bruchflächen der K-Feldspäte.

In der eher grobkörnigen Matrix sieht man sofort Quarz, Plagioklas und Biotit. Sehr selten sind auch Hornblenden sichtbar. Der Biotit bildet eine schwach ausgeprägte Foliation, indem er um die K-Feldspäte herumfliesst. Der Plagioklas ist auf den ersten Blick nicht sehr auffällig, bei genauerem Betrachten sieht man aber, dass ein Grossteil des Gesteins daraus aufgebaut ist. Er ist im Vergleich zum K-Feldspat feinkörniger und gräulich anwitternd, wie das Gestein als Ganzes. Quarz sieht man auf den ersten Blick wegen seiner geringen Korngrösse nicht gut, ist jedoch in kleineren Anteilen vorhanden.

3.4.4 Hornblendit

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Der Hornblendit ist ein schwarzes Gestein, in dem braun-schwarze Amphibole im Zentimeterbereich in einer grau-schwarzen Matrix schwimmen (Fig. 3.28). Im Handstück erkennt man grosse grüne Hornblendens und Plagioklase mit ausgeprägten polysynthetischen Zwillingen, manchmal vereinzelt Quarz (Fig. 3.29).

Dieses Gestein findet sich nur am Kontakt zur Bergeller Intrusion (wo sie DIETHELM (1990) als Hornblendite und Hornbledegabbros bezeichnet) und im unteren Val Conco. Sein Ursprung ist unklar, DIETHELM zählt sie wegen der chemischen Signatur zur Bergeller Intrusion.



Fig. 3.28

Aufschluss von Hornblendit beim Bivacco Vaninetti. Man beachte die brekziöse Struktur des Hornblendits.

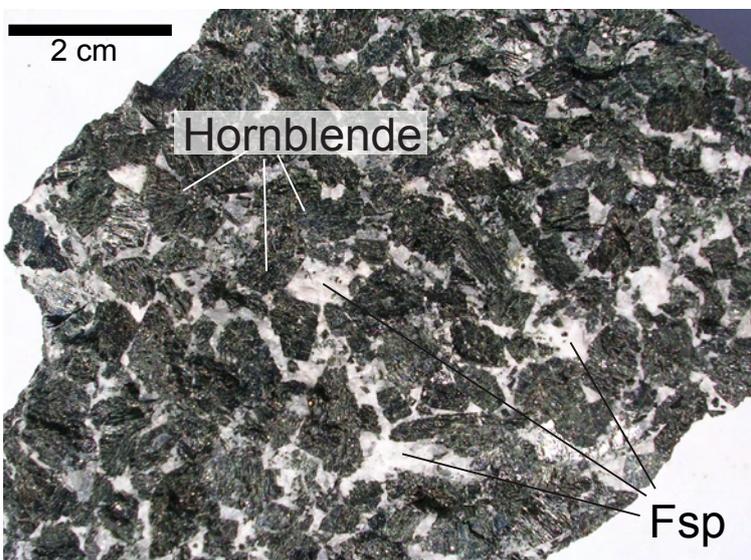


Fig. 3.29

Handstückfoto des Hornblendits. Die teilweise mehrere Zentimeter grossen Hornblendens sind von einem feinen Netz von Feldspäten umgeben.

4. Deformation und Strukturen

Dieses Kapitel zeigt die Auswertungen der Feldbeobachtungen und ihre Interpretation. Dabei wird eine strukturgeologische Karte sowie ein geologisches Profil erstellt, in dem versucht wird, möglichst viele Daten darzustellen und so ein strukturelles Modell des gesamten Gruf-Komplexes und den ihn umgebenden Einheiten zu konstruieren.

Der am häufigsten auftretende Gesteinstyp im Gruf-Komplex sind die Migmatite, welche hier noch genauer beschrieben werden, wie sie bei der Feldarbeit angetroffen wurden.

4.1 Migmatittypen und ihr Auftreten im Gruf-Komplex

Die Unterscheidung der verschiedenen Migmatittypen und ihre Einordnung innerhalb des Gruf-Komplexes ist nicht vollständig möglich. Einerseits sind die Übergänge vom einen Typ zum nächsten fließend, andererseits sind die verschiedenen Typen oft miteinander kombiniert. So kann man z. B. eine melanosome Migmatitscholle erkennen, die in einer Matrix aus Schlierenmigmatit liegt (Fig. 3.4). Oder man findet eine Scholle aus feingebändertem Migmatit in einer Matrix aus völlig strukturlosem Migmatit. Weiter kann man den meisten Ausbildungsformen keine bevorzugte strukturelle- oder tektonische Stellung zuteilen, da das Auftreten zumal völlig wahllos scheint oder aber die Aufschlussverhältnisse sind zu schlecht, als dass man einen bestimmten Migmatittyp über längere Abschnitte verfolgen könnte. Im folgenden wird trotzdem versucht mit einer Karte, in der die Migmatite in drei Bereiche gegliedert werden, eine gewisse Ordnung in die Migmatitstrukturen zu bringen (Fig. 4.1). Die Karte bietet aber lediglich eine grobe Übersicht der häufigsten Auftreten der verschiedenen Migmatittypen. Die Karte gliedert den Gruf-Komplex in die folgenden drei Zonen:

Migmatitzone 1: Das ist eine Zone entlang des tektonischen Kontaktes zwischen Gruf-Komplex und Bergeller Intrusion und beschreibt die Anteile, welche der grössten tektonischen Beanspruchung unterlegen waren und somit klare Strukturen aufweisen. Dazu gehören ebenfalls die Bereiche um die Engadiner Linie.

Migmatitzone 2: Die zweite Zone nimmt den grössten Teil des Gruf-Komplexes ein und stellt die Bereiche dar, in der die Migmatite eine nicht sehr gut ausgeprägte, aber über grosse Bereiche konsistente Foliation aufweisen.

Migmatitzone 3: Diese Zone umfasst die Gebiete, die im zentralsten Teil des Gruf-Antiklinoriums liegen. Hier zeigen die Migmatite nur sehr selten eine klare, konsistente Foliation.

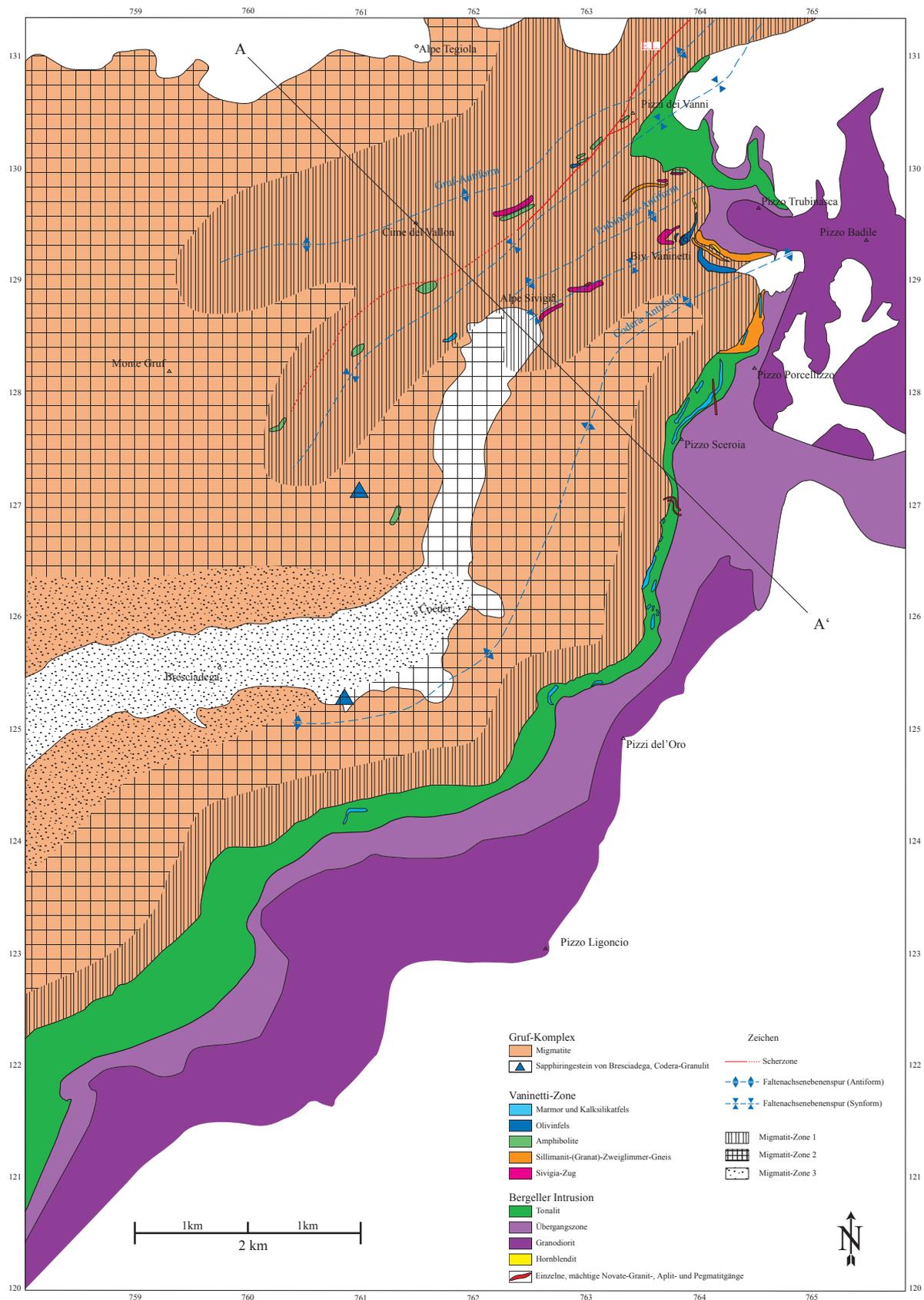


Fig. 4.1 Die Karte zeigt die Verteilung der einzelnen Migmatitzonen im Arbeitsgebiet. Erläuterungen im Text.

4.1.1 Brekziöse und boudinierte Migmatite (Migmatitzone 1)

Die brekziösen Migmatite sind selten anstehend gefunden worden. Bei den meisten Fundstellen handelt es sich um Blockschutt des Val Piana, Val Conco und Valle Canina. Anstehend treten brekzierte Formen der Migmatite fast ausschliesslich entlang des Kontaktes zum Tonalit auf (Fig. 4.1).

Zwei besonders gute Aufschlüsse (Figs. 4.2, 4.3) befinden sich an der östlichen Begrenzung des Valle dell’Averta. Die Foliation in den mafischen Blöcke in Fig. 4.2 und Fig. 4.3 verläuft meist konkordant zur Foliation im Tonalit und den umgebenden Migmatiten. In Fig. 4.3 ist erkennbar, wie die Blöcke aus

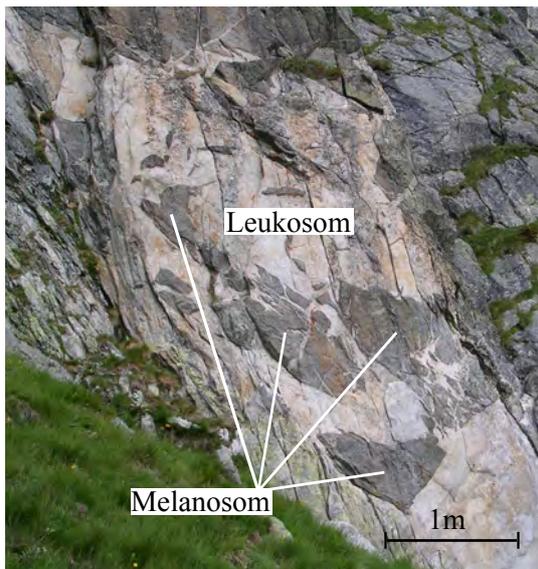


Fig. 4.2
Im Bild sind über einen Meter grosse mafische Blöcke zu sehen, welche in einer leukosomen, pegmatitisch wirkenden Matrix ‚schwimmen‘, ca. 30 Meter unterhalb des Kontaktes zum Tonalit, in der Valle Averta.



Fig. 4.3
In der Bilddiagonale sind brekzierte Melanosom-Blöcke in einer foliierten, leukosomen Matrix zu sehen. Die Schieferung ist mit der weissen Linie nachgezeichnet. Bildbreite beträgt ca. 80 cm

Melanosom auseinander gerissen werden und teilweise gut ausgebildete Boudinstrukturen aufweisen. Im Melanosom ist anhand der sehr feinen, hellen Lagen die ursprüngliche Hauptschieferung besser erkennbar, als in den oft unfoliiert wirkenden leukosomen Anteilen. Diese Foliation wird oft auch verfalltet (vgl. Kap. 4.3).

4.1.2 Schollen- und Schlierenmigmatite (Migmatitzone 3)

Die Schollenmigmatite (Fig 4.4) findet man ebenfalls nur selten anstehend. Ähnlich wie bei den brekziösen Typen sieht es oft so aus, als würden die dm-grossen Schollen in einer meist unstrukturierten Matrix schwimmen. Hier konservieren die melanosomen Schollen oft die Foliation, während die leukosome Matrix auf Grund der Teilaufschmelzung während der Migmatisierung entweder strukturlos erscheint, oder aber ihre Foliation nicht mit der der melanosomen Schollen übereinstimmt. Die Schollen sind oft stark rotiert. So bilden sie ein Muster aus Falten und Formen in allen erdenklichen Richtungen auf engstem Raum.



Fig. 4.4
Foto zeigt einen Schollen- bis Schlierenmigmatit im Val Piana. Auffallend sind die skurrilen Falten der mafischen Schollen. Der Hammer misst 60 cm.

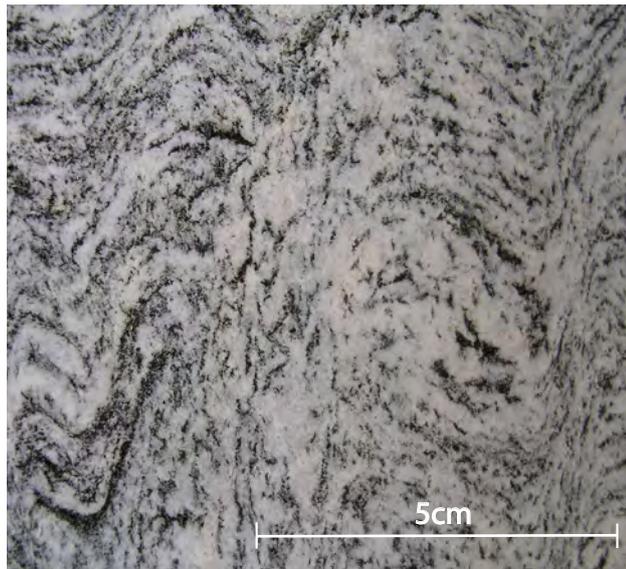


Fig. 4.5
Das Bild zeigt einen schlierigen Migmatit mit der typischen Fältelung im Zentimeterbereich. D2 wird durch D3 verfaltet. Die Aufnahme stammt aus dem Val Piana.

Wenn die Schollen weniger mächtig sind, im mm- bis cm-Bereich, redet man von einem Schlierenmigmatit (Fig. 4.5). Dieser bildet oft eine auffällige Fältelung, die jedoch immer wieder durch kleine Scherzonen abgeschnitten wird und nicht weiter verfolgbar ist. Meistens findet man Schlieren- und Schollenmigmatite in denselben Aufschlüssen.

Es ist nicht möglich, daraus brauchbare Messresultate zu erhalten. Ebenfalls sehr schwierig ist es, eine räumliche Zuordnung dieses Migmatittyps zu machen, am ehesten gehört er in die Migmatitzone 3.

4.1.3 Gebänderte Migmatite (Migmatitzone 2)

Die gebänderten Migmatite sind häufig anzutreffen und bilden den Hauptanteil der Migmatitzone 2 (Fig. 4.1). Sie variieren in ihrer Erscheinungsform stark. Die Art der Bänderung wird durch das Melanosom definiert. Die Mächtigkeit der melanosomen Anteile reicht vom mm-Bereich bis in den dm-Bereich hinein (Fig. 4.6) und stellt die Hauptschieferung D2 dar (vgl. Kap. 4.3.1)

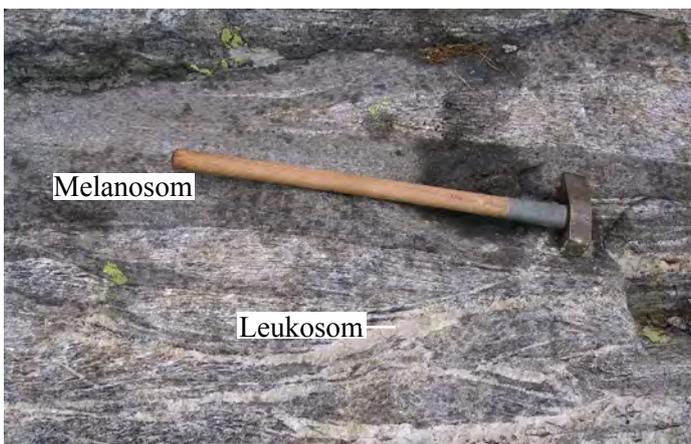


Fig. 4.6
Aufnahme von gebändertem Migmatit, mit sehr unterschiedlich mächtigen Lagen vom Millimeter- bis Dezimeterbereich. Hammer misst 60 cm.

Auffällig ist, dass sich das Mengenverhältnis von Leukosom zu Melanosom oft mit zunehmender Mächtigkeit der melanosomen Bänder verändert. Bei fein gebändertem Migmatit liegt stets ein ausgewogenes Verhältnis zwischen Leukosom und Melanosom vor. Sobald aber Melanosom-Lagen mit Mächtigkeiten im dm- bis m-Bereich auftreten, wird der leukosome Anteil entweder verschwindend klein, oder die mafischen Bänder sind nur sehr vereinzelt in einer dominant leukosomen Matrix enthalten (Fig. 3.5). Eine ausgewogene Verteilung ist dann kaum mehr anzutreffen.

4.1.4 Gneisige Migmatite (Migmatitzone 1)

Zwischen den gebänderten und den gneisigen Migmatiten (Fig. 4.7) gibt es einen kontinuierlichen Übergang. Je mehr man sich der Bergeller Intrusion nähert, desto ausgeprägter wird die gneisige, teilweise fast mylonitische Struktur der Migmatite.

Diese Migmatite weisen eine kontaktparallele, gut ausgeprägte Foliation D3a auf (vgl. Kap. 4.3). Häufig sind Feldspataugen zu erkennen, die in Lagen angeordnet sind. Am südlichen Schenkel der Codera-Antiform findet man immer wieder brekzierte und boudinierte Melanosom-Blöcke in den gneisigen Partien, weiter östlich und nördlich verschwinden diese Formen.

In der Gegend um die Pizzi dei Vanni sind mylonitische Formen anstehend gefunden worden (Fig. 4.8). Auch südwestlich des Bivacco Vaninetti, auf ca. 2200 m.ü.M., in den nördlichen Seitentälern des Val Codera und entlang des Grates zwischen Monte Gruf und der Btta. della Tegiola treten solche Mylonite auf. Die Mylonite sind dunkel und wirken teilweise fast glasig mit weissen, wie an einer Perlenschnur aufgereiten Feldspataugen, die häufig als Sigmaklasten ausgebildet sind. Die Sigmaklasten zeigen einen



Fig. 4.7
Gut folierter Migmatit mit Feldspataugen, nahe des Tonalitkontaktes unterhalb der Btta. Sceroia. Die weiße Linie zeigt die Schieferung.
Blickrichtung SW, die untere Bildkante misst 1 m.



Fig. 4.8
In der Bildmitte ist schwarzer, fast glasig wirkender, mylonitischer Migmatit zu sehen. Links und rechts davon nimmt die Verformung schnell ab. Mylonitzone bei den Pizzi dei Vanni. Blickrichtung Nordosten.

sinistralen Schersinn. Die Foliation D3b der Mylonite ist parallel zur Hauptfoliation D2 der nicht gneisigen Migmatite (vgl. Kap. 4.3).

4.1.5 Migmatisierungsphasen

Wegen ihrer Zusammensetzung wird davon ausgegangen, dass die heute als Migmatite vorliegenden Gesteine ursprünglich Orthogneise waren. Die Migmatisierung scheint ein einmaliges Ereignis gewesen zu sein, welches zeitlich mit der Ausbildung der Hauptschieferung in den Migmatiten zusammenfällt (D2). Durch die Migmatisierung und die gleichzeitige Ausbildung der Hauptschieferung entstehen in den Migmatiten je nach Aufschmelzungsgrad verschieden stark ausgebildete Bänderungen und Foliationen. Im gesamten Gruf-Komplex sind keine Anzeichen für eine mehrphasige Migmatisierung gefunden worden.

4.2. Vaninetti-Zone

4.2.1 Feldbeobachtungen

Da der gesamte Gruf-Komplex intern aus einer homogenen Masse von Migmatiten besteht, ist es sehr schwierig, darin irgendwelche eindeutigen Strukturen zu finden (vgl. Kap. 4.1.) . Deshalb ist der Kontakt zur Bergeller Intrusion für die Kartierung besonders wichtig.

Verfolgt man die Kontaktzone zwischen den Migmatiten und der Intrusion auf der Südseite des Kartiergebietes (Fig. 3.2), so bewegt man sich fast ausschliesslich im Tonalit. Es fällt jedoch auf, dass



Fig. 4.9
Dünne Lage aus Marmor (bräunlich) und Kalksilikatfels (grünlich) in gut foliertem Migmatit beim Bivacco Vaninetti. Gut zu sehen ist der scharfe Kontakt. Der Hammerkopf misst 10 cm.

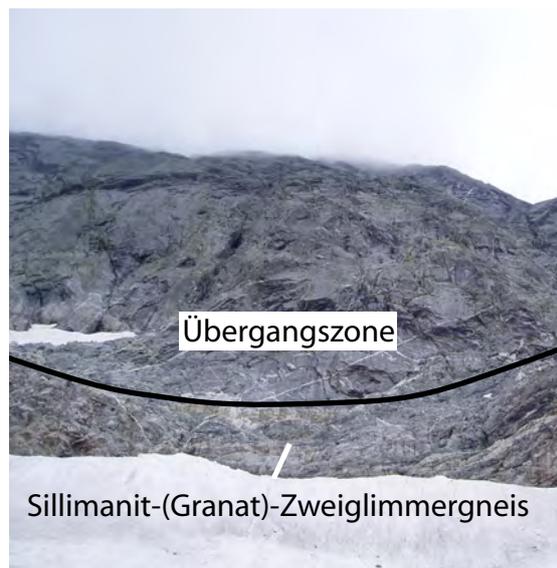


Fig. 4.10
Die Aufnahme zeigt den direkten Kontakt (schwarze Linie) von Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmergneis zur Übergangszone der Bergeller Intrusion südlich des Bivacco Vaninetti, Blickrichtung Süden.

sowohl im Tonalit, im Migmatit eingeschuppt, als auch zwischen Migmatit und Tonalit immer wieder Marmor und Kalksilikatfels auftreten. Sie bilden einen sehr scharfen, konkordanten Kontakt (Fig. 4.9) zu ihrem jeweiligen Nebengestein, was für die Vaninetti-Zone als ganze Einheit gilt. Nur sehr selten treten Teile der Vaninetti-Zone auch als Linsen im internen Bereich des Gruf-Komplexes auf, weit entfernt des Kontaktes.

Ganz im Nordosten des Kartiergebietes (Fig. 3.10), in der Region des Bivacco Vaninetti, findet man schliesslich eine sehr viel besser ausgeprägte Kontaktzone (DIETHELM, 1989), daher auch der Name Vaninetti-Zone. Hier liegt das gesamte Spektrum der Vaninetti-Zone anstehend vor, konnte aber ebenfalls nicht als durchgehende Lithologie kartiert werden.

Eine Besonderheit stellt der Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmergneis am Aufschluss beim Pizzo Porcellizzo dar (Fig 4.10). Dort findet man ihn im direkten Kontakt zu der Übergangszone der Bergeller Intrusion. Er scheint die Rolle des Tonalits zu übernehmen, der hier auf etwa 300 Metern fehlt. Die Grenze des Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmergneises zum Tonalit konnte anstehend nicht gefunden werden.

4.2.2 Tektonische Stellung der Vaninetti-Zone

Um die Zugehörigkeit der Vaninetti-Zone eindeutig zu klären, müsste man detaillierte struktureologische, petrologische und petrographische Untersuchungen der Gebiete nordöstlich und östlich des Bivacco Vaninettis machen. Es ist aber auf Grund der Art und Weise, wie die Vaninetti-Zone mit dem Gruf-Komplex verschuppt ist anzunehmen, dass sie eine gemeinsame tektonische und metamorphe Geschichte haben.

Dieselbe Art der Verschuppung wie sie im Gruf-Komplex zu sehen ist, kennt man auch von der Adula-Decke (PARTZSCH ET AL., 1994). Dort finden sich entlang des Kontaktes zur Misoxer-Zone sowohl Teile der Adula-Decke in der Misoxer-Zone, wie auch Misoxer-Zone in der Adula.

Eine grosse Ähnlichkeit mit der Vaninetti-Zone weist auch die Zone von Bellinzona-Dascio auf (FUMASOLI, 1974; HEITZMANN, 1975; MOTICKA, 1970). Sie besteht westlich des Val Mera hauptsächlich aus feinkörnigen, biotit- und sillimanitreichen Gneisen und Schiefen. Weiter östlich findet man vermehrt migmatitische Gneise, die schwer von den Migmatiten des Gruf-Komplexes zu unterscheiden sind. Desweiteren findet man immer wieder dünne Amphibolit-Bänder, sowie ultramafische und mafische Gesteine. Ebenfalls oft vorhanden sind Marmor und Kalksilikatfels.

Die Misoxer-Zone und die Zone von Bellinzona-Dascio liegen tektonisch über der Adula-Decke und unter der Tambo-Decke. Wenn man die Chiavenna-Ophiolite als durch die Rückfaltung der penninischen Decken verkehrt liegende Einheit des Valaisan-Ozeans betrachtet (SCHMUTZ, 1976), kann man die Misoxer-Zone im Norden über die Chiavenna-Ophiolite und die Vaninetti-Zone mit der Zone von Bellinzona-Dascio verbinden. Diese Einheiten kann man zusammen als nordpenninische Suture-Zone bezeichnen (SCHMID ET AL., 1996B).

4.3 Deformationsphasen

Dieses Kapitel soll einerseits die strukturelle Entwicklung des Gruf-Komplexes während der alpinen Orogenese erklären. Andererseits wird in Kap. 4.4 eine genaue Beschreibung der drei gefundenden Antiform-Strukturen und der Engadiner-Linie gegeben und mittels eines geologischen Profils ein strukturelles Modell der heutigen Form des Gruf-Komplexes gezeigt.

Im Arbeitsgebiet wurden vier unterscheidbare Deformationsphasen gefunden. Über allfällige Deformationsphasen in geologisch älterer Zeit sind keine Aussagen möglich, da die alpine Metamorphose alle früheren Ereignisse überprägt.

4.3.1 Deformationsphasen D1 - D4 im Gruf-Komplex

- **D1:** In einer ersten Deformationsphase D1 wird der Gruf-Komplex mit Sedimentgesteinen und Ophioliten verschuppt. Diese verschuppten Einheiten bilden heute die Vaninetti-Zone. Die Verschuppung der Vaninetti-Zone mit dem Gruf-Komplex fand bei beginnender Subduktion des Gruf-Komplexes in südlicher Richtung statt, als die penninischen Decken unter das Vorlandprisma geschoben wurden. Der Gruf-Komplex lag damals als Kristallin-Einheit mit granitischer Zusammensetzung vor.

Im Arbeitsgebiet lässt sich der frühe Zeitpunkt der Verschuppung durch die absolut konkordante Lage der Vaninetti-Zone sowohl im Gruf-Komplex, als auch entlang des Kontaktes zur Bergeller Intrusion erkennen. Eine Schieferung, welche zu D1 gehört, ist nicht anstehend gefunden worden. Die anschließende Migmatisierung der Gesteine hat alle Hinweise darauf ausgelöscht.

- **D2:** Die zweite Deformationsphase umfasst die Migmatisierung sowie die Ausbildung der Hauptschieferung und Bänderung im Gruf-Komplex und der Vaninetti-Zone. In einem N-S-gerichteten, kompressiven Regime wird der Gruf-Komplex weiter subduziert.

Die Migmatisierung ist das Ergebnis einer starken Aufheizung, die mit einer tiefen Versenkung einher geht. Dies legt wiederum die Vermutung nahe, dass der Gruf-Komplex den südlichsten Teil des Adula-Deckensystems darstellt (SCHMID ET AL., 1996B).

Während der Migmatisierung wird die Hauptschieferung D2 gebildet. Durch das anhaltend N-S-gerichtete Kompressionregime bildet sich eine steilstehende, E-W-streichende Schieferung aus. Diese Schieferung ist in den Migmatiten für die typisch migmatitische Bänderung bis Schieferung verantwortlich. Man sieht die ursprüngliche Hauptschieferung in Aufschlüssen des Val Piana, des Val Conco und der Valle Canina in Aufschlüssen von fein gebänderten Migmatiten. Dort werden im Bereich des Umbiegens der verschiedenen Syn- und Antiformen von D3b die feinen Lagen von D2, während D3b als kleine Parasitärfaalten verfaultet (Fig. 4.5). Ausserdem findet man an vielen Orten, vor allem sehr häufig in Blockschutt, verfaultete Blöcke von Melanosom mit einer internen, mitverfaulteten Schieferung, welche die alte Hauptschieferung D2 darstellt (Fig. 3.5). In den nicht sichtbar verfaulteten Migmatiten ist die Hauptschieferung sehr schwer von der D3b-Schieferung zu unterscheiden, da diese oft genau gleich orientiert ist und die Hauptschieferung überprägt.

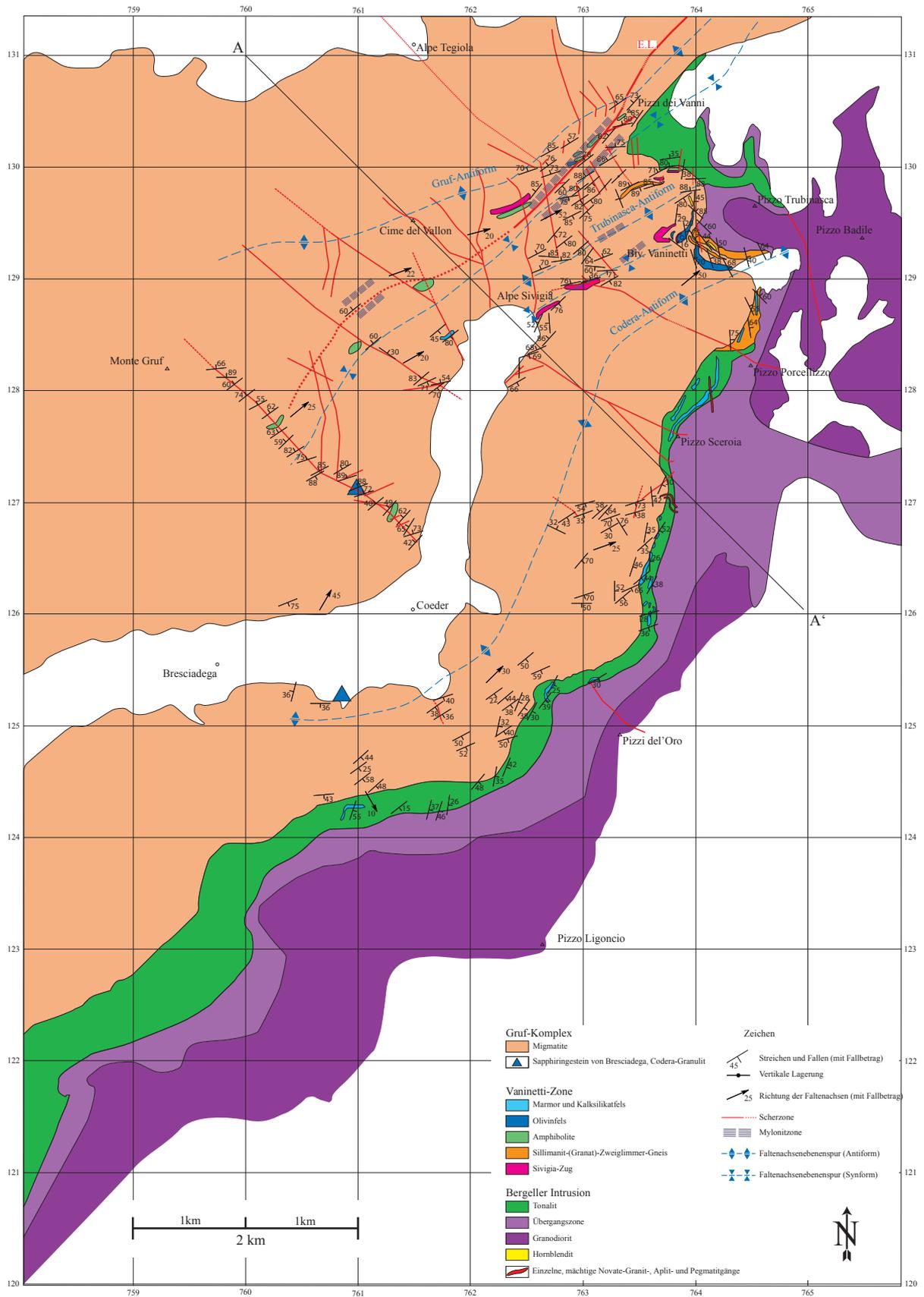


Fig. 4.11
 Strukturgeologische Karte des Arbeitsgebietes. Die eingezeichnete Profilsur A-A' bezieht sich auf den Profilschnitt in Fig. 4.19.

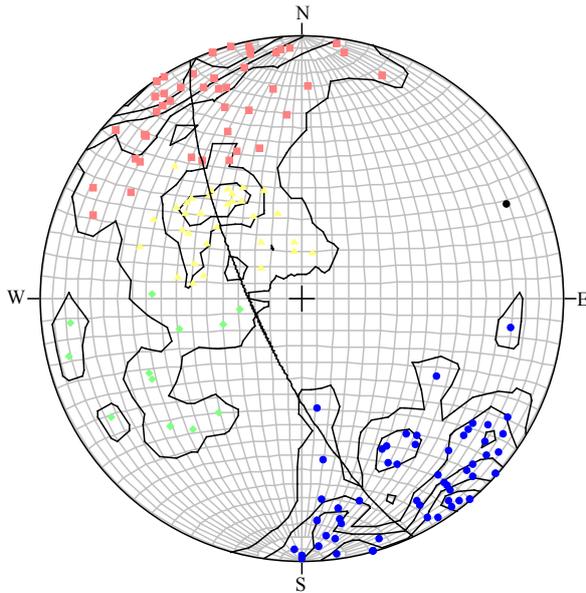


Fig. 4.12
Stereographische Projektion aller Schieferungsflächen D2 und D3 als Flächenpole. Rote und blaue Punkte zeigen die steil stehenden Schenkel der D3-Falten. Gelbe Punkte zeigen den flachliegenderen Schenkel der Codera-Antiform, die grünen Punkte das Umbiegen der Falten im Bereich des Bivacco Vaninetti. Der schwarze Grosskreis ist ein best-fit durch alle Flächenpole. Dessen Polpunkt zeigt die konstruierte Faltenachse (065/12). Diese ist etwas flacher als die gemessenen (053/27).
Flächentreues, Lambert'sches Netz, Projektion auf untere Halbkugel.



Fig. 4.13
S-Parasitärzfalte der Codera-Antiform. Die rote Linie zeigt die verfaltete D2-Schieferung. Standort ist südlich Piana alto, Blickrichtung Süden.

- **D3** stellt die am deutlichsten sichtbare Faltungsphase im Arbeitsgebiet. Sie ist Folge der N-S-Einengung im gesamten Arbeitsgebiet und kann in zwei Abschnitte unterteilt werden: **D3a** und **D3b**.

D3a bezeichnet die Platznahme der Bergeller Intrusion entlang der Vaninetti-Zone. Die gute synmagmatische Einregelung der Hornblenden des Tonalits zeigt eindeutig, dass in der Bergeller Intrusion noch vor Erreichen des Tonalit-Solidus Verformung stattfand (ROSENBERG 1996). Diese synmagmatische Verformung beschreibt die erste Phase der Platznahme und des Aufstiegs der Bergeller Intrusion entlang des Gruf-Komplex-Südrandes.

Die N-S-Einengung bleibt auch während **D3b** bestehen. Sowohl Bergeller Intrusion wie auch Gruf-Komplex werden entlang der Insubrischen Linie gehoben und rückgefaltet. Die Insubrische Linie stellt zu dieser Zeit eine dextrale, E-W-streichende, steilstehende Blattverschiebung dar, an welcher der Nord-Block gehoben wird. Durch diese Hebung, Rückfaltung und E-W-Extension wird die andauernde Einengung kompensiert.

Es entsteht in dieser Zeit eine D2-parallele Schieferung. Im Gruf-Komplex äussert sich die Faltung von D3b in der Ausbildung der Gruf-, der Trubinasca- und der Codera-Antiformen (Fig 4.11). Weiter südlich des Arbeitsgebietes bildet sich die Cressim-Antiform aus (DAVIDSON ET AL., 1996; SCHMID ET AL., 1996A). Ebenfalls während D3b entwickeln sich die Mylonitzonen im Bereich der Pizzi dei Vanni und westlich des Bivacco Vaninetti. Auch auf der Nordseite des Grates zwischen Monte Gruf und der Btta. della Tegiola sind Mylonitzonen aufgeschlossen (WENK & CORNELIUS, 1977). Am Südrand des Arbeitsgebietes, also am südlichen Schenkel der Codera-Antiform,



Fig. 4.14
 Im Bild ist der isoklinal verfaltete Faltenkern der Codera-Antiform zu sehen. Rot eingezeichnet sind die FAE und das Umbiegen der Schieferung. Standort ist das unterste Val Pisella, Blickrichtung Nordosten. Die Felswand misst ca. 30 m.

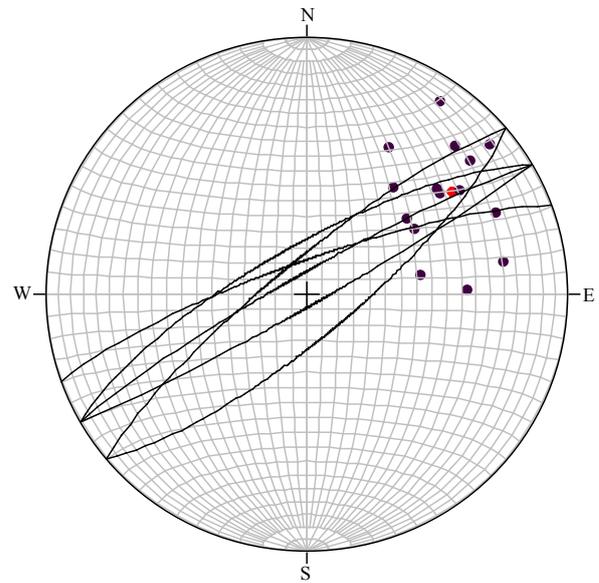


Fig. 4.15
 Stereographische Projektion der FAE und FA der D3-Falten. Grosskreise stellen FAE, die Punkte FA dar. Der rote Punkt ist der Mittelwert aller gemessenen FA (053/27).
 Flächentreues, Lambert'sches Netz, Projektion auf untere Halbkugel.

werden die Migmatite und die Gesteine der Vaninetti-Zone stark vergneist und zum Teil fast mylonitisiert (Fig. 4.7).

Die D3b-Schieferung überprägt an den meisten Orten die Hauptschieferung D2 und weist dieselbe Orientierung auf. Die Schieferungsflächen von D3 streichen ungefähr NE-SW und fallen meistens zwischen 60° Richtung Südosten bzw. Nordwesten ein (Fig. 4.12). Während D3b wird eine schwach ausgeprägte Faltenachsenebenschieferung ausgebildet, die sich in Intersektionslinearen auf den verfalteten D2-Schieferungsflächen zeigt.

Im Feld findet man mit einer Ausnahme nur Parasitärstrukturen (Fig. 4.13) der D3b-Grossfalten. An einem einzigen Aufschluss im Valle Pisella wurde der isoklinal verfaltete Kern der Codera-Antiform als Grossfalte entdeckt (Fig. 4.14). Die Faltenachsen der Grossfalten, wie auch der Parasitärstrukturen, fallen mit ca. 30° nach Nordosten ein (Fig. 4.15). Die Faltenachsenebenen stehen ziemlich genau senkrecht. In den nördlichen Seitentälern des Val Codera findet man kleine Parasitärfaalten in den dünn gebänderten Migmatiten (Fig. 3.6). In den Kalksilikaten und Marmoren der Vaninetti-Zone sind die Parasitärfaalten als isoklinale dm- bis m-grosse Falten mit runden Faltscharnieren gekennzeichnet. Teilweise werden die Faltscharnieren auch zerschert.

Die Zerschierung, extreme Längung und Ausdünnung der Gesteine entlang des Intrusionskontaktes ist ein Zeichen dafür, dass die Bergeller Intrusion mehr und mehr ihren Intrusions-Charakter verliert.

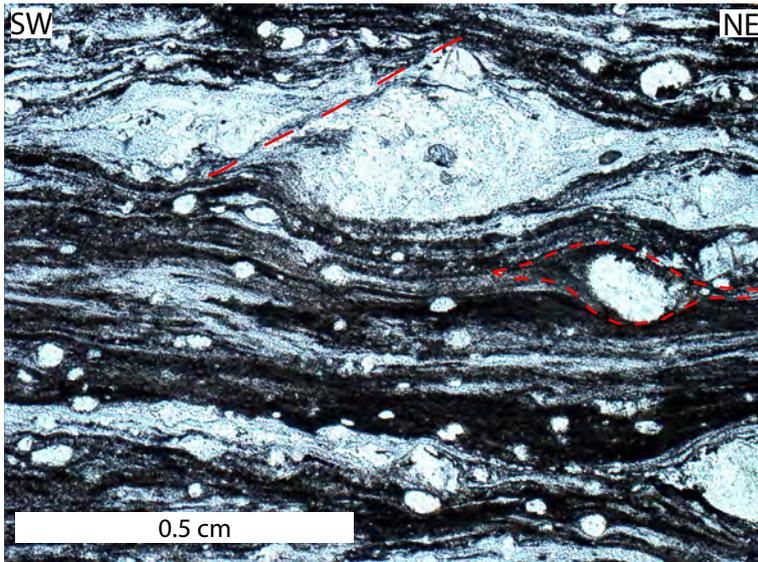


Fig. 4.16

Dünnschliffaufnahme eines Myloniten bei den Pizzi dei Vanni. In der Bildmitte oben sieht man ein Scherband, welches zwei Feldspat-Augen versetzt. In Bildmitte rechts ist ein Sigmaklast zu sehen. Beide zeigen sinistralen Schersinn an. Dünnschliff ist SW-NE orientiert.

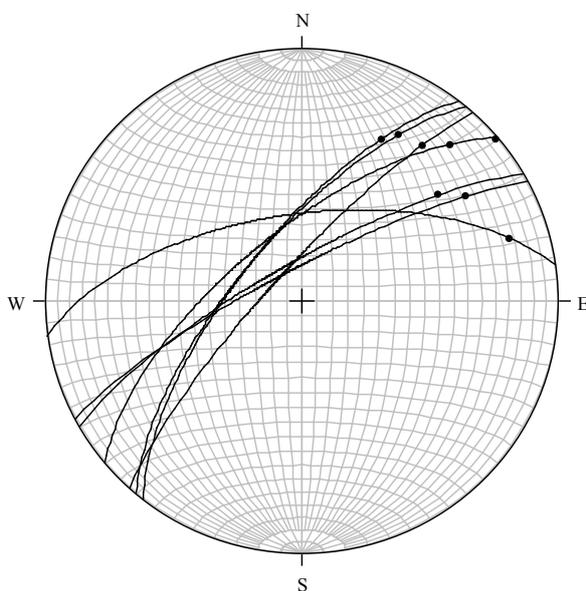


Fig. 4.17

Stereographische Projektion der Scherzonenflächen der D3-Mylonite. Die Punkte stellen die darauf gemessenen Lineare dar.

Flächentreues, Lambert'sches Netz, Projektion auf untere Halbkugel.

Während sie in D2 noch eine klassische Intrusion darstellte, muss man sich die finale Platznahme über dem Gruf-Komplex als Deckenüberschiebung vorstellen. Das kann nur erklärt werden, wenn die Temperaturbedingungen in der Bergeller Intrusion schon den Tonalit-Solidus erreicht haben, dabei aber die Hebung und Rückfaltung noch nicht abgeschlossen war. So kann in den kontaktnahen Migmatiten und besonders in den Gesteinen der Vaninetti-Zone diese typische, extrem starke Foliation ausgebildet werden. Entfernt man sich vom Intrusionskontakt, kann man die Abnahme der Intensität der Foliation auf einer Distanz von ungefähr 100 m sehr gut mitverfolgen.

Die Mylonitzonen bei den Pizzi dei Vanni werden syn- bis post Faltung gebildet (D3b). Im Bereich der Pizzi dei Vanni sieht man, dass die Mylonitzonen teilweise noch schwach von der Faltung verbogen werden. Da die Faltenachsebenen aber ungefähr dieselbe Orientierung aufweisen wie die Mylonitzonen, werden diese von der Faltung nicht wesentlich beeinflusst. Die Mylonite zeigen einen sinistralen Bewegungssinn an, der an Scherbändern und Sigmaklasten im Dünnschliff gut erkennbar ist (Fig. 4.16). Auf den steilstehenden Scherzonenflächen der Mylonite sieht man vereinzelt lineare, die leicht nach Nordosten bis Ostnordosten einfallen (Fig. 4.17).

Die Aktivität der Mylonitzonen überdauert die Faltung, da sie die Gruf-Antiform im Nordosten

wie auch den Kontakt Zwischen Chiavenna-Ophiolit und Gruf-Komplex im Norden zerschneiden (RUZICKA, 1997). Die Bewegungen der Mylonitzonen verspröden und gehen damit direkt in D4 über. Die Mylonite bei den Pizzi dei Vanni stellen somit ein Frühstadium der Engadiner-Linie dar.

- **D4** stellt immer noch ein N-S-gerichtetes, kompressives Regime dar. Die daraus resultierende vertikale Hebung vollzieht sich weiterhin an der Insubrischen Linie, welche nun aber zunehmend spröde wird, sowie an der Engadiner-Linie am Nordrand des Gruf-Komplexes. An der Insubrischen Linie ist die Hebungskomponente schwächer geworden, die Blattverschiebung dominiert jetzt die Bewegung. Das Arbeitsgebiet ist während D4 durch Spröddeformation gekennzeichnet. Es findet keine Faltung mehr statt.

Im Gruf-Komplex findet man hauptsächlich zwei verschiedene Bruchsysteme (Fig. 4.11):

Das sicherlich bedeutendere ist das NE-SW-streichende Bruchsystem, welches die Engadiner-Linie repräsentiert (vgl. RUZICKA,

1997). Diese spröden Scherzonen sind in der Region um die Pizzi dei Vanni sehr markant ausgebildet. Sie folgen den Mylonitzonen von D3b und überprägen diese spröde. Teilweise sind die Scherzonen fast kataklastisch ausgebildet (Fig. 4.18). Je weiter man sich von den Pizzi dei Vanni in Richtung Südwesten entfernt, desto mehr duktile Anteile treten auf. Wenig westlich der Btta. della Tegiola verlieren sich die spröden Anteile in den Myloniten. In den weiter südwestlich gelegenen Seitentälern des Val Codera sind keine rein spröden Scherzonen der Engadiner-Linie mehr vorhanden.

Die Engadiner-Linie bildet um die Pizzi dei Vanni ein ca. 100 m breites Netz von Scherzonen aus mehreren Ästen. Da sich die Bewegung in mehreren engen Scherzonen lokalisiert, trifft man hier zwischen den spröden Bruchzonen immer wieder auf geschonte Bereiche mit Myloniten von D3b. Die Bewegungsrichtung der spröden Scherzonen konnte auf Grund von Strömungen auf den Bruchflächen eruiert werden. Diese Lineare zeigen ein leichtes Einfallen gegen Osten bis Nordosten an, also genau dieselbe Bewegungsrichtung wie die Mylonite. Die sinistrale Kinematik der Engadiner-Linie konnte im Feld nur auf Grund von einigen Faserharnischen auf Bruchflächen festgestellt werden. Diese Faserharnische stellen aber nicht den späten spröden Anteil der Engadiner-Linie dar, sondern das Stadium der Grünschieferfazies. Bei den Pizzi dei Vanni sieht man also den Übergang von den D3b-Mylonitzonen bis zur komplett spröden Engadiner-Linie. Im Val Bondasca wurden



Fig. 4.18

Die Aufnahme zeigt eine spröde Scherzone der Engadiner-Linie. Standort der Aufnahme ist bei den Pizzi dei Vanni, Blickrichtung Nordosten. Die Bildunterkante misst 2 m. Koordinaten: 763500/131000 Die weiße Linie zeigt die steilstehende Verwerfungsfläche, rechts daneben ist kakiritisches Gesteinsmehl zu erkennen.

vereinzelt auch Riedel-Brüche entdeckt, welche ebenfalls einen sinistralen Schersinn anzeigen (RUZICKA, 1997).

An den weiter südlich gelegenen, kleineren Mylonitzonen von D3b, wurde keine entsprechende spröde Überprägung gefunden.

Begibt man sich weiter westlich, gerät man wegen des ostfallenden Deckenstapels und der gegen Westen abfallenden Topographie schnell in tektonisch tiefer liegende Bereiche des Gruf-Komplexes. Daher ist es nicht verwunderlich, dass die spröden Anteile der Engadiner-Linie gegen Westen hin verschwinden. Wahrscheinlich folgt sie dort als duktile Scherzone den gneisigen bis mylonitischen Strukturen der Valle Canina und des Val Conco. Die dort vereinzelt gefundenen Lineare auf den D3b-Schieferungsflächen zeigen dieselbe Bewegungsrichtung wie die Sprödstrukturen bei den Pizzi dei Vanni.

Das zweite Bruchsystem steht ungefähr senkrecht zu dem der Engadiner-Linie. Auch diese Bruchzonen stehen sehr steil. Es wird kein wesentlicher horizontaler oder vertikaler Versatz entlang der Brüche sichtbar. Sie treten morphologisch sehr gut in Erscheinung, indem sie die unzähligen Rinnen, Runsen und kleinen Seitentäler zum Val Codera bilden. Aufschlüsse, in denen das zweite Bruchsystem die Engadiner-Linie versetzt oder deutlich zerschneidet, wurden im Arbeitsgebiet keine gefunden. Sie sind in ihrem Erscheinen sicher weniger markant, als die Engadiner-Linie und bilden wahrscheinlich die spätesten Bewegungen im Gruf-Komplex. Weiter östlich des Arbeitsgebietes sind Aufschlüsse bekannt, in denen ähnliche NW-SE-streichende Brüche die Engadiner-Linie leicht versetzen (RUZICKA, 1997).

Zum Schluss sei hier noch auf die sogenannte Gruf-Linie hingewiesen (Fig. 2.4). Diese Störung könnte theoretisch für die Abschiebung der Chiavenna-Ophiolite am Nordrand des Gruf-Komplexes während D4 verantwortlich sein, jedoch wurden keine Evidenzen dafür gefunden, dass sie die Fortsetzung der spröden Engadiner-Linie darstellt (RUZICKA, 1997).

4.4 Strukturelles Modell des Gruf-Komplexes

Da die Faltenstrukturen im Gruf-Komplex in Detailprofilen nur schwer ersichtlich sind, wurden die gesamten Messungen der Kartierung in einen einzigen Profilschnitt projiziert (Fig. 4.19). Die Projektion wird als relativ genau angenommen, da sowohl das Einfallen der Faltenachsen als auch die Orientierung der Faltenachsebenen über das gesamte Gebiet hinweg ziemlich konstant ist. Die grossräumige Faltenstruktur wird durch diese kleinen Abweichungen nicht verfälscht.

Zur Konstruktion des geologischen Profils wurde ein Einfallen der Faltenachsen von 27° Richtung Nordosten angenommen. Dies entspricht dem Mittelwert aller Messdaten (053/27) im Arbeitsgebiet. Zur Ermittlung dieses Wertes wurden auch Messdaten von RUZICKA (1997) und WENK (1977) verwendet.

Das dadurch entstandene Profil stellt ein mögliches Modell des Gruf-Komplexes im oberen Val Codera dar und zeigt alle wichtigen Strukturen.

4.4.1 Codera-Antiform

Die Codera-Antiform schliesst nördlich an die Cressim-Antiform an. Die Synform dazwischen ist wegen

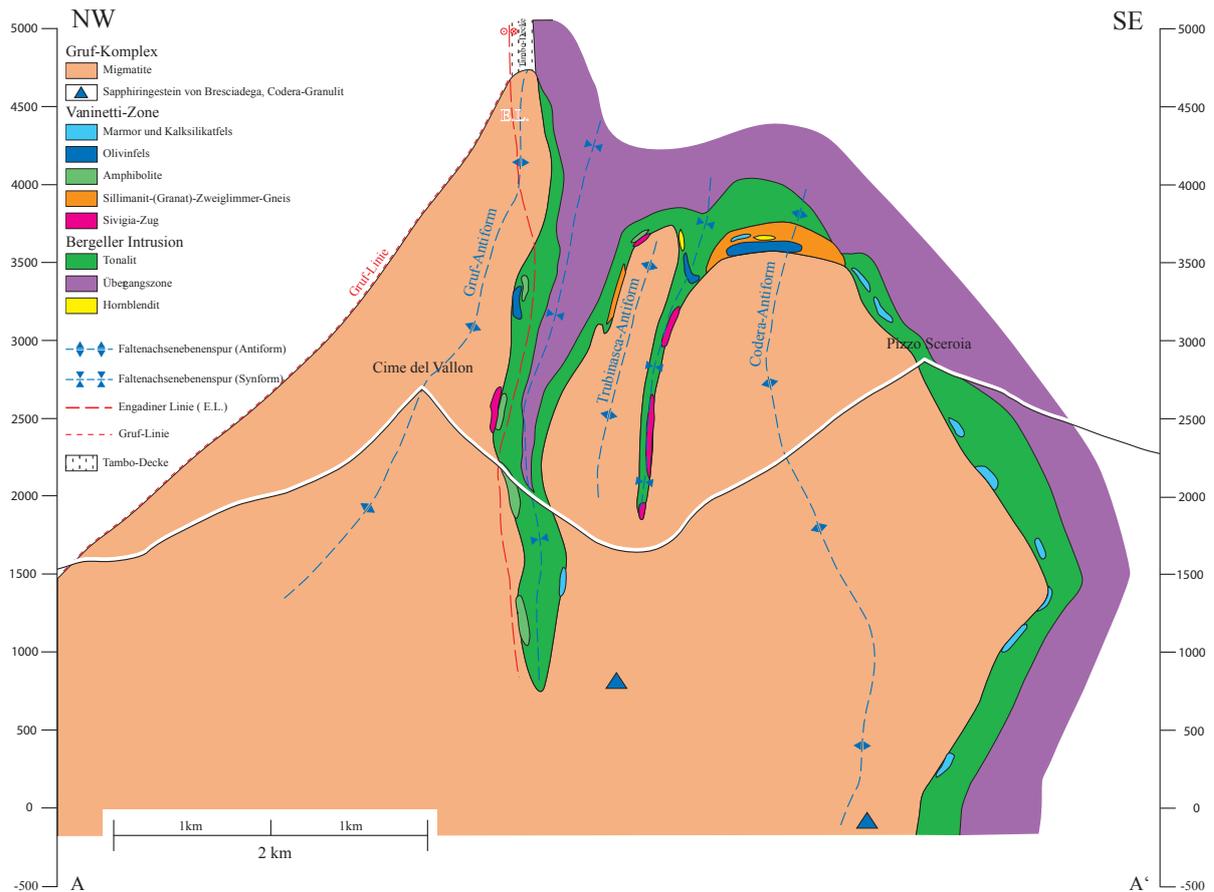


Fig. 4.19
 Geologisches Profil durch das Arbeitsgebiet. Die Profilsur ist in Fig. 4.11 eingezeichnet. Das Profil wurde unter Einbezug aller vorhandenen Messdaten konstruiert. Für die Projektion wurde ein mittleres Einfallen der FA von 27° nach NE (053/27) angenommen (vgl. Fig. 4.15).

der Intrusion des Novate-Granits nicht mehr sichtbar. Die Codera-Antiform bildet eine relativ offene Antiform mit einer steilstehenden Faltenachsebene. Da die Faltenachsebene bei Bresciadega, nahe der Talsohle des Val Codera aufgeschlossen ist, wird diese Antiform Codera-Antiform genannt. Der südliche Schenkel ist auf einer Länge von ca. 10 km aufgeschlossen und durch die gut ausgebildete Kontaktzone zur Bergeller Intrusion einfach zu erkennen. Er liegt flacher als die anderen Faltenschenkel im Arbeitsgebiet und es sind einige gut ausgebildete Parasitäraltan erkennbar. Das Faltenscharnier ist ca. 700 m südöstlich des Bivacco Vaninetti sichtbar, in einer schlecht ausgebildeten M-Parasitäraltan an der Grenze zwischen Olivinfels und Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmergneis. Ausserdem ist ein Umbiegen der Foliation im Bereich der Gletschermulde südöstlich des Bivacco Vaninetti erkennbar. Oberhalb Bresciadega ist das Umbiegen in Form einer ca. 40 m hohen, senkrecht stehenden, isoklinalen Falte in den Migmatiten leichter erkennbar (Fig. 4.14). Der nördliche Schenkel ist weit schwieriger zu erkennen, da dieser in eine isoklinale Synform überleitet, in die der Tonalit nur schwach eingefaltet ist. Sie bildet die engste Synform im Arbeitsgebiet und stellt die Verbindung zwischen der Codera-Antiform und der Trubinasca-Antiform her. Diese Synform ist im Feld nur daran erkennbar, dass die Schieferungen rund ums Bivacco Vaninetti schwach in Richtung der Synform verbogen werden. Ansonsten steht die Foliation hier äusserst steil. Einziger lithologischer

Hinweis auf die Synform ist der schuppenhaft aufgeschlossene Sivigia-Zug, der die Kontaktzone zum Tonalit anzeigt.

4.4.2 Trubinasca-Antiform

Die Trubinasca-Antiform (Figs. 4.10, 4.19) ist sicher die unauffälligste der drei beschriebenen Antiformen im Gruf-Komplex. Ihre beiden Schenkel stehen praktisch senkrecht. Das Umbiegen verläuft im Bereich zwischen dem Bivacco Vaninetti im Süden und dem Passo Trubinasca im Norden, entlang den nördlichen Ausläufern Pizzo Trubinasca, woher auch der Name stammt.

Die strukturgeologischen Evidenzen für diese Antiform sind schwach ausgeprägt. Man kann wie in Kap. 4.4.1 schon erwähnt, im Bereich des Bivacco Vaninetti eine Versteilung sowie ein leichtes Umbiegen der Foliation in Richtung des Faltscharniers erkennen. Ab dort steht die Schieferung senkrecht.

Es wurde lediglich eine Parasitärfaute im nördlichen Schenkel gefunden, die auf eine Synform weiter nordwestlich hindeutet. Lithologisch kann die Antiform daran erkannt werden, dass einerseits direkt beim Passo Trubinasca wiederum Schuppen vom Sivigia-Zug aufgeschlossen sind. Andererseits ist westlich anschliessend auf einer Länge von ca. 300 m Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmergneis anstehend, was wiederum ein deutlicher Hinweis auf die unmittelbare Nähe des Kontaktes zur Bergeller Intrusion ist.

4.4.3 Gruf-Antiform

Die den Gruf-Komplex beherrschende Antiform ist sicher die Gruf-Antiform. Sie bildet die nördliche Begrenzung des Gruf-Komplexes und wurde erstmals durch RUZICKA (1997) detailliert beschrieben, woher auch der Namen stammt.

Die Verbindung zwischen Trubinasca-Antiform und Gruf-Antiform bildet eine gut ausgeprägte, isoklinale Synform mit senkrecht stehender Faltenachsebene. Auf dem grossen Felsrücken südöstlich der Pizzi dei Vanni, kann im Tonalit das Umbiegen der Synform exakt eingegrenzt werden (RUZICKA, 1997). In den Migmatiten ist kein klares Umbiegen zu erkennen. Z-Parasitärfaulen an der grossen Felsrippe südöstlich der Btta. della Tegiola zeigen jedoch eine Synform weiter südwestlich an. Im Val Conco und Val Piana ist das Umbiegen der Synform durch sehr kleine M-Parasitärfaulen angedeutet. Des Weiteren findet man in den untersten Bereichen der Valle Canina und des Val Conco immer wieder Schuttblöcke von Tonalit. Anstehend konnte der Tonalit auf Grund des zu unwegsamen Geländes nicht kartiert werden, muss jedoch aufgrund der Schuttblöcke als dünne Lage dem N-Rand des obersten Val Codera entlang ziehen.

Die Gruf-Antiform selbst zeigt sich als isoklinale Antiform, die im Osten bis weit über das Val Bondasca hinaus verfolgt werden kann. Ihr Südschenkel steht absolut senkrecht, während im Nordschenkel die Schieferung mit durchschnittlich ca. 45° gegen Nordwesten einfällt (WENK & CORNELIUS, 1977).

Die Faltenachsebene der Gruf-Antiform steht im nordöstlichsten Teil noch nahezu senkrecht, verflacht dann aber gegen Südwesten hin leicht und fällt dort mit ca. 60° gegen Nordwesten ein, wobei die Faltenachsebene leicht gewellt wird. Der Südschenkel kann wiederum direkt südöstlich und östlich

der Pizzi dei Vanni durch die Grenze zwischen den Migmatiten und dem Tonalit festgelegt werden. In der Mulde unterhalb der Btta. della Tegiola wird dieselbe Grenze durch verschiedene Vorkommen von Gesteinen der Vaninetti-Zone verdeutlicht.

Die Faltenachsebene verläuft entlang des Grates zwischen der Btta. della Tegiola und den Pizzi dei Vanni (vgl. RUZICKA, 1997). Weiter westlich folgt sie wahrscheinlich den von WENK (1977) kartierten Mylonitzonen nördlich dieses Grates in Richtung Monte Gruf.

4.4.4 Engadiner-Linie

Die Engadiner-Linie bildet um die Pizzi dei Vanni ein gut hundert Meter breites Netz von Scherzonen aus mehreren Ästen. Damit ist sie sicher die auffälligste Störung im Arbeitsgebiet (vgl. Kap. 4.3.1).

Die Engadiner-Linie kann vom Gruf-Komplex, ihrem südlichen Ende, über ca. 100 km bis in die Gegend von Landeck verfolgt werden. Die Engadiner-Linie stellt weder eine reine Blattverschiebung, noch eine reine Über- oder Abschiebung dar. Ihre sinistrale Blattverschiebungskomponente behält sie über die ganze Distanz bei. Um ihre komplizierte Kinematik zu verstehen, muss sie über ihre gesamte Länge betrachtet werden.

Von ihrem östlichen Ende folgt sie zuerst dem Südrand des Engadiner Fensters, wo sie als Abschiebung ihren Teil zur Bildung des Engadiner Fensters beiträgt. Danach quert sie durch die ostalpinen Decken, dem Unter- und Oberengadin folgend (FROITZHEIM ET AL., 1994), bevor sie schliesslich am Südrand des Bergells in den Gruf-Komplex schneidet (RUZICKA, 1997).

Durch ein Rotationsmodell (SCHMID & FROITZHEIM, 1993), bei dem der S-Block gegen den N-Block verkippt wird, kann erklärt werden, weshalb im östlichen Teil der S-Block, bzw. im westlichen Teil der N-Block gehoben wird. Der neutrale Punkt dieser Rotation befindet sich zwischen St. Moritz und Samedan. Weiter östlich bei Maloja ist ein vertikaler Versatz, mit einer Hebung des S-Blocks von ca. 3 km festgestellt worden. Diese Hebung passt zu der dort westfallenden Lineation entlang der Engadiner Linie.

Mit der im Arbeitsgebiet gefundenen, sinistralen Kinematik mit flach gegen Nordosten fallenden Linearen, kann aber keine Hebung des S-Blocks konstruiert werden. Wenn überhaupt Hebung stattfinden würde, dann im N-Block. Dies lässt einerseits den Schluss zu, dass die differenzielle Hebung des Gruf-Komplexes im Bereich des oberen Val Codera während D4 zu einem grossen Teil nicht durch die Engadiner-Linie erzielt werden kann, andererseits wirft es die Frage auf, wie die flach gegen Nordosten einfallenden Lineare mit den Beobachtungen bei Maloja in Einklang gebracht werden können.

Um die Hebung des Gruf-Komplexes trotzdem nachvollziehen zu können, müssen zwei weitere Aspekte in Betracht gezogen werden: Erstens liegt der Gruf-Komplex durch den ostfallenden Deckenstapel tektonisch tiefer als weiter östlich gelegene Einheiten, wodurch die Sprödbewegungen später einsetzen. Damit kann an duktilen Scherzonen innerhalb des Gruf-Komplexes, vor allem im Bereich der Gruf-Antiform und der südlich anschliessenden Synform, ein Teil der Hebung erfolgen. Der grössten Teil der Hebung findet aber wahrscheinlich an der Gruf-Linie bereits während D3 statt, sodass es möglich ist, an der Engadiner-Linie im Gruf-Komplex während D4 eine vorwiegend sinistrale Blattverschiebung aktiv sein zu lassen.

Wenn weiter das Modell einer flexurartigen Verbiegung (Fig. 4.20) der nördlich der Engadiner-Linie gelegenen Einheiten bei Casaccia, gegen Ende von D3b, berücksichtigt wird, lässt sich die leicht ostfallende Lineation an den Bruchflächen der Engadiner-Linie erklären (RUZICKA, 1997; SCHMID ET AL., 1996B). Wenn die Position der Pizzi dei Vanni in Fig. 4.20 ungefähr beim südwestlichen Ende der Flexur angenommen wird, können sowohl die westfallenden Lineare bei Maloja, der damit zusammenhängende Vertikalversatz, sowie die leicht NE-fallende Lineation der Engadiner-Linie im Gruf-Komplex miteinander korreliert werden.

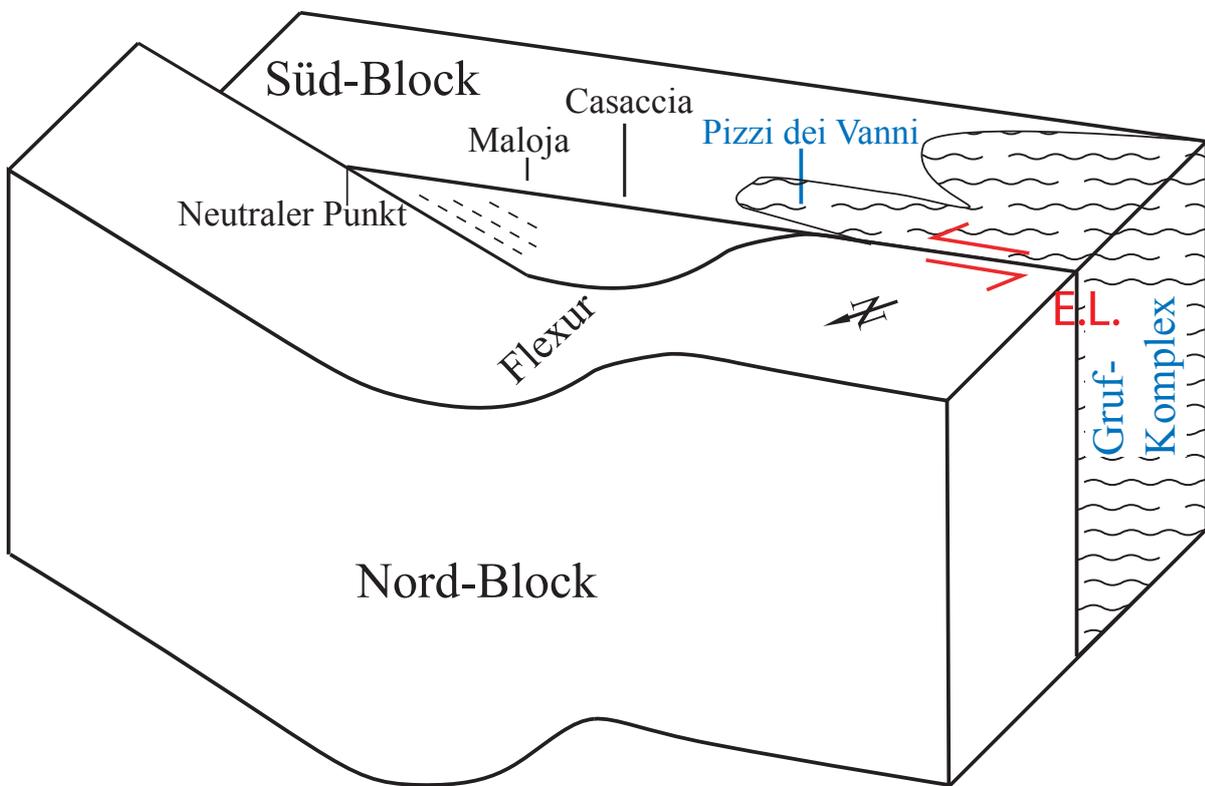


Fig. 4.20
 Schematisches Blockdiagramm, verändert nach Ruzicka (1997). Die gestrichelten Linien symbolisieren die Lineation, wie sie bei Maloja auftritt. Erläuterungen im Text.

5. Petrologie und Metamorphose

5.1 Einleitung

Mit Hilfe petrologischer Methoden werden an den Sapphirin-Gesteinen von Bresciadega (Codera-Granulit) die Metamorphosebedingungen des Gruf-Komplexes untersucht. Wie in Kap. 3.1 bereits erwähnt, wurde der Codera-Granulit nur von RUZICKA (1997) an der Westflanke der Bochetta della Tegiola anstehend gefunden. Jedoch wurde das Gestein bereits 1916 im Hangschutt oberhalb Bresciadega entdeckt (CORNELIUS, 1916; CORNELIUS & DITTLER, 1929). BARKER (1964) und später DROOP & BUCHER-NURMINEN (1983) erstellen chemische- und Mikrosondenanalysen. Alle bekannten Vorkommen sind in Fig. 3.1 dargestellt.

Der Gruf-Komplex wird von vielen Autoren tektonisch mit dem Adula-Deckensystem korreliert (FREY & MAHLMANN, 1999; FROITZHEIM ET AL., 1996; HEINRICH, 1986; LIATI & GEBAUER, 2003; MEYRE ET AL., 1998; MEYRE & PUSCHNIG, 1993; NAGEL ET AL., 2002; SCHMID ET AL., 1996). Im Adula-Deckensystem finden sich Boudins, die eine eklogitfazielle Metamorphose belegen. Die vorliegende Arbeit sollte klären, ob auch im Gruf-Komplex Relikte dieser Hochdruckfazies zu finden sind. Das Auftreten reliktscher eklogitfazieller Paragenesen würde einen wichtigen Hinweis darauf liefern, dass der Gruf-Komplex tatsächlich einen Teil des Adula-Deckensystems darstellt.

Wie das verbreitete Auftreten von Migmatiten beweist, wurde der Gruf-Komplex einer starken thermi-

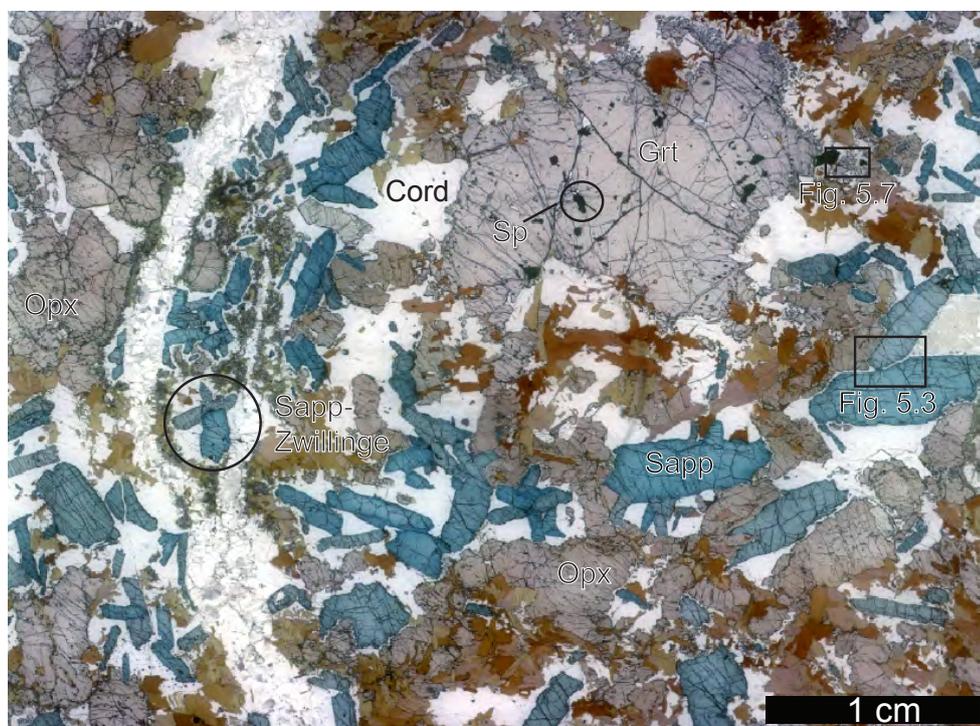


Fig. 5.1
Übersicht eines typischen Codera-Granulites. Die beobachteten Minerale sind angeschrieben, die Kästchen weisen auf weitere Abbildungen hin. Die Ader in der linken Bildhälfte wird als auskristallisierte Schmelze interpretiert.

schen Überprägung ausgesetzt. Auf der Suche nach Relikten einer Hochdruckmetamorphose wurden deshalb v.a. mafische und ultramafische Einschlüsse genauer untersucht, denn diese Gesteine haben einen höheren Schmelzpunkt als die leukokraten Gneise. Es sei gleich zu Beginn darauf hingewiesen, dass die Suche nach einer eklogitfaziellen Mineralparagenese erfolglos war. Trotzdem kann mit den gemachten Beobachtungen, Analysen und Modellierungen an den Sapphirin-Gesteinen auf eine Hochdruckmetamorphose geschlossen werden (vgl. Kap. 5.4). Modellrechnungen mit den Programmen THERIAK-DOMINO (DE CAPITANI, 1994; DE CAPITANI & BROWN, 1987) erlauben, ein Gleichgewichtsphasendiagramm für die Codera-Granulite zu erstellen und die beobachteten Mineralparagenesen im P-T-Raum darzustellen (vgl. Kap. 5.3-5.5).

Der folgende Abschnitt widmet sich der Petrologie der Sapphiringesteine von Bresciadega (Fig. 5.1). Als Arbeitsmethoden wurden hauptsächlich Lichtmikroskopie (vgl. Kap. 5.2.1 – 5.2.3) und Elektronenmikroskopie (Kap. 5.2.4) eingesetzt. Zusätzlich führten Fred Gaides (Universität Basel) Röntgenfluoreszenz- und Andreas Möller (Universität Potsdam) Kathodenlumineszenz-Analysen durch.

5.2 Sapphiringestein von Bresciadega (Codera-Granulit)

Der Ursprung dieser Granulite ist seit jeher unklar. Der Gesamtgesteinschemismus (Tab. 5.1) weist auf ein ursprünglich sedimentäres Gestein hin (BARKER, 1964; CORNELIUS & DITTLER, 1929). Untersuchungen von LIATI & GEBAUER (2003, sowie diese Arbeit, fig. 5.16) an Zirkonen deuten jedoch einen magmatischen Ursprung an. Da sämtliche Arbeiten Proben aus Hangschutt untersuchten, kann diese Frage nicht abschliessend beantwortet werden (vgl. Kap. 5.2.5).

5.2.1 Mikroskopische Untersuchungen

Sämtliche Minerale, die in den Codera-Granuliten auftreten, werden nachfolgend anhand mikroskopischer Beobachtungen beschrieben.

Sapphirin ist das auffallendste Mineral im Dünnschliff. Sapphirin ist ein Inselsilikat mit der Formel $(\text{Mg,Fe})_2 \text{Al}_4 [\text{O}_6 / \text{SiO}_4]$. Gebildet wird er durch metamorphe Umwandlung aluminium- und magnesiumreicher Gesteine bei hochgradiger Metamorphose und tritt meist zusammen mit Cordierit auf. Auffallend sind die tiefblaue Farbe und der deutliche Pleochroismus von farblos, blassgrau bis türkisblau. Die Lichtbrechung stimmt etwa mit Hypersthen (Orthopyroxen) überein, die Doppelbrechung ist schwer zu bestimmen, da die starke Eigenfarbe die Interferenzfarbe überlagert. Häufig entwickelt Sapphirin einen tafeligen Habitus und bildet Korngrößen von bis zu 1cm. Neben den idiomorphen Körnern findet man alle Stadien der Anlösung bis hin zu xenomorphen Körnern und symplektitischen Verwachsungen. Eine Spaltbarkeit ist selten zu erkennen. Gelegentlich ist in den prismatischen Sapphirinen eine Zonierung von helleren Kernen zu dunkleren Rändern sichtbar, die auch anhand von Elementverteilungsbildern (EDM) nachgewiesen werden können. Sind sie verzwilligt, so ist die Verwachsungsfläche scharf abgegrenzt (Fig. 5.1).

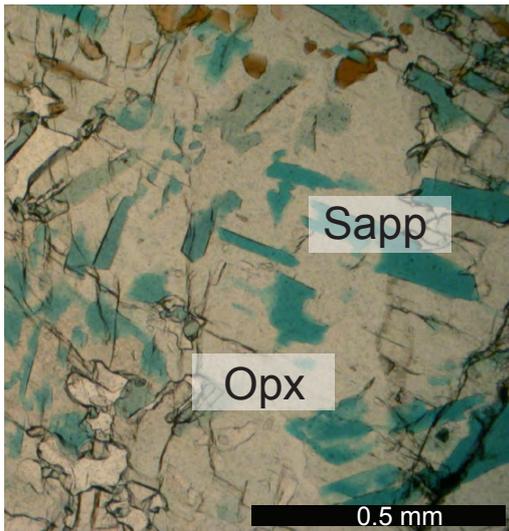


Fig. 5.2
 "Intergrow" von Sapphirin und Orthopyroxen. Die beiden waren einst gemeinsam stabil, jetzt überwächst Orthopyroxen Sapphirin.

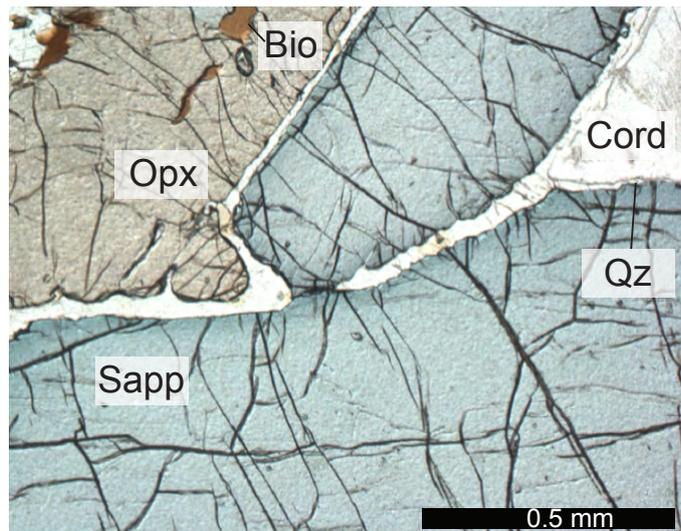


Fig. 5.3
 Verwachsungen von Sapphirin und Orthopyroxen, getrennt von einem Saum aus Cordierit und wenig Quarz.

Die Sapphirine sind fast ausschliesslich von Cordieritsäumen begrenzt, Verwachsungen mit Orthopyroxen sind ebenfalls sichtbar. An diesen Stellen wächst Orthopyroxen auf Kosten des Sapphirins (Fig. 5.2).

Die Verteilung im Gestein ist nicht regelmässig. Der Modalbestand von Sapphirin variiert in den untersuchten Dünnschliffen zwischen 5 und 30 %.

Als Einschlüsse sind flaschengrüner Spinell (Herzynit), Biotit, Monazit und Zirkon vorhanden.

Cordierit ist ein allgegenwärtiges Mineral. Es kommt als grosse optische Einkristalle, als Zwickelfüllung und als symplektitische Verwachsung um Granat vor. Charakteristisch sind die pleochroitischen Höfe um Monazit (Fig. 5.4) und die feine Bestäubung ähnlich einer Pinitisierung. Cordierit ist sehr leicht mit Feldspat oder Quarz zu verwechseln, zeigt jedoch grössere 2V-Winkel als Feldspat (ca. 75°).

Orthopyroxen ist sehr häufig. Meist sind die Körner zerbrochen, es sind kaum gut ausgebildete Kristallflächen zu erkennen und die deutliche Spaltbarkeit ist nur selten sichtbar. Es gibt textuell verschiedene Arten von Orthopyroxenen.

Die eine Art zeigt einen bräunlichen Pleochroismus von hellbraun bis hellgrau. Sie bildet grosse (bis 3 mm) subhedrale Körner aus und hat Einschlüsse von Biotit, Cordierit und fibrolitischem Sillimanit (Fig. 5.5). Man findet sie im Kontakt zu Granat, Sapphirin, Cordierit, Biotit und Feldspat, manchmal auch mit Quarz.

Die andere Ausbildung von Orthopyroxen ist zonenweise mit Sapphirin verwachsen. Es scheint, als ob die beiden gleichzeitig gewachsen seien und zu einem späteren Zeitpunkt Orthopyroxen weiter wächst und Sapphirin konsumiert. Dieser Beobachtung zufolge müssen verschiedene „Generationen“ von Orthopyroxen vorhanden sein. Modellierungen des vermuteten P-T-Pfades bestätigen diese Annahme (vgl. Kap. 5.5).

In den Symplektiten ist Orthopyroxen vergesellschaftet mit Cordierit oder Sapphirin. Diese Orthopyroxene werden hier als späte retrograde Bildung betrachtet.

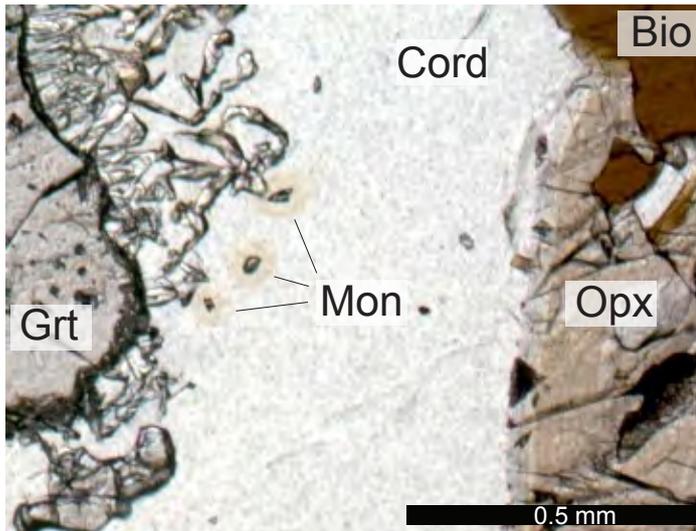


Fig. 5.4

Symplektit als Breakdown von Granat (linker oberer Quadrant). Man beachte die pleochroitischen Höfe um Monazit im Cordierit.

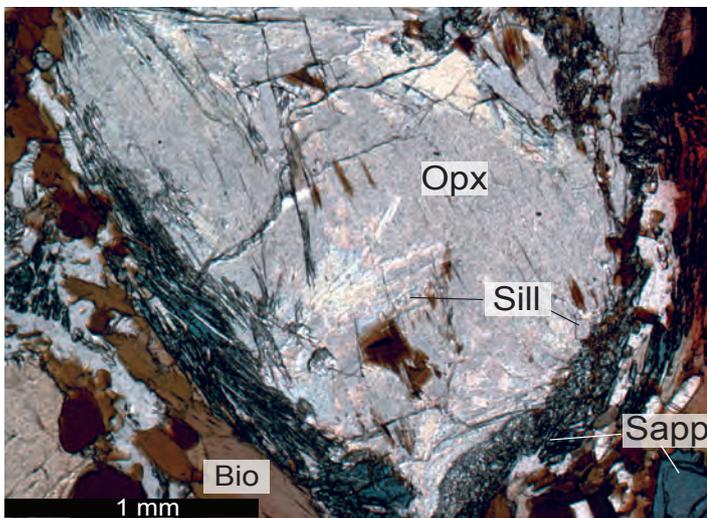


Fig. 5.5

Einschlüsse von Sillimanit in Orthopyroxen. Ausser der fibrolithischen Ausbildung sind auch rhomboidale Basalschnitte zu sehen.

Granat tritt häufig auf und bildet anhedrale Körner, die im Durchmesser von <1 mm bis ca. 25 mm variieren. Manchmal ist der innere Teil des Kornes stark zersetzt und mit vielen Einschlüssen durchsetzt (Spinell, Orthopyroxen, Biotit, Cordierit und Plagioklas). Der äussere Teil ist besser intakt und hat lediglich Saphirin-Einschlüsse. Diese Textur erinnert an Atoll-Granate. Die meisten Granate jedoch zeigen keine optische Differenzierung in Rand und Kern. Die grossen Granate sind meist kugelförmig gewachsen und weisen wellige Grenzflächen auf, in die andere Minerale (Cordierit, Orthopyroxen, Saphirin) eindringen. An den Granaträndern entstehen symplektitische Verwachsungen (Fig. 5.4).

Sillimanit tritt als kleine, idiomorphe prismatische Körner oder fibrolithisch auf. (Fig. 5.5) An idiomorphen Körnern kann man einen rhomboedalen basalen Querschnitt sehen. Meist sind die Sillimanite von Cordierit umgeben, auch als Einschlüsse in Granat oder Orthopyroxen ist ein Cordieritsaum häufig. Im Kontakt zu Saphirin fehlt jedoch dieser Cordieritsaum meist.

Biotit ist allgegenwärtig. Meistens bildet er hypidiomorphe Körner, die bis zu 2 mm gross werden können. Sie sind dunkelbraun und zeigen einen starken Pleochroismus von hellbraun nach dunkelbraun. Auch grüne Bioit-Varietäten können gefunden werden.

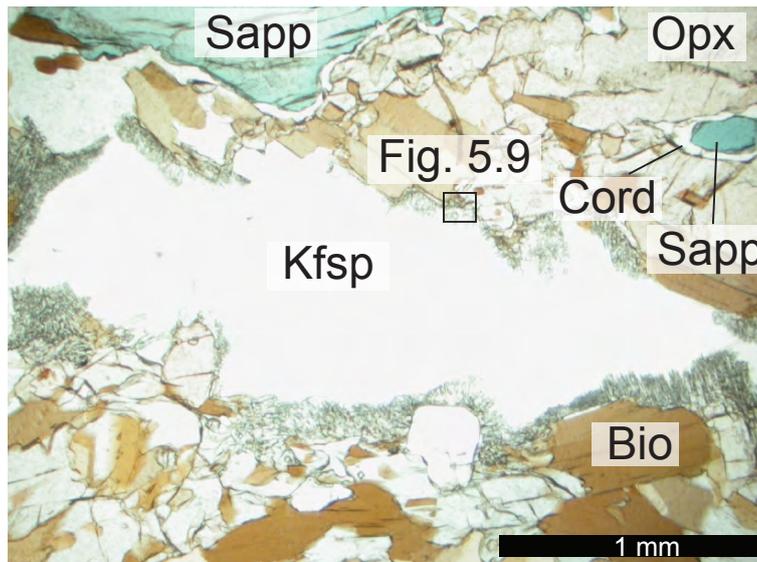


Fig. 5.6

Grosser Kalifeldspat. Randlich eine Symplektitische Verwachsung, die zur Bildung von Orthopyroxen und Cordierit führt. Oben rechts ein Sapphirin-Einschluss im Orthopyroxen mit typischem Cordierit-Saum.

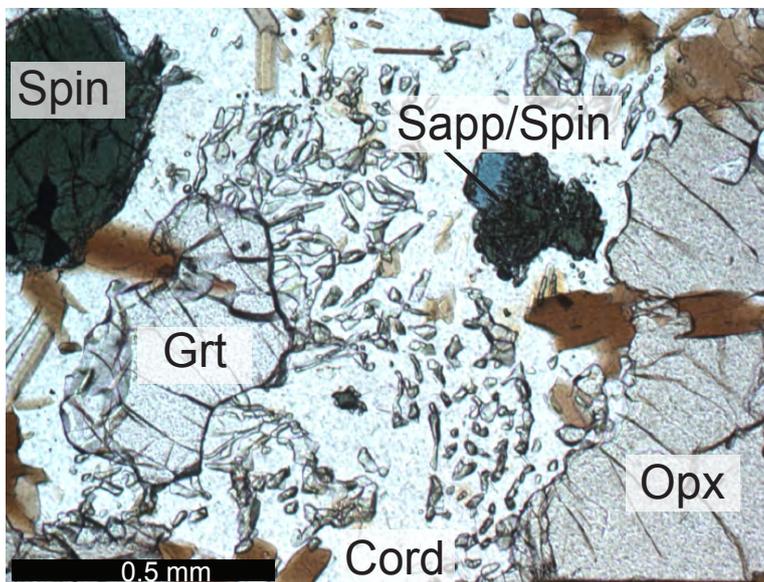


Fig. 5.7

Spinell und Sapphirin im Gleichgewicht, Granat wird zersetzt und bildet Symplektit mit Cordierit und Orthopyroxen.

Plagioklas tritt vereinzelt als Einschlüsse in Granat oder als neugebildete Körner auf. Beide Plagioklasformen sind nicht zoniert. Die polysynthetischen Zwillingslamellen sind gut ausgebildet. Die Plagioklase sind weitgehend frei von Einschlüssen. Sie stehen mit Biotit, Kalifeldspat, Orthopyroxen oder Quarz im Kontakt. Der Anorthit-Gehalt beträgt nach eigenen Messungen (EMS) ca. 0.8 (vgl. Tab. 5.1). Andere Autoren fanden im gleichen Gestein Anorthit-Gehalte von 0.4 - 0.8 (MOTICKA, 1970).

Kalifeldspat tritt entweder als 2- 3 mm grosse Einkristalle mit randlichen Symplektiten (Fig. 5.6) oder als kleine Einschlüsse in Granat auf. Durch die häufige perthitische Entmischung ist er gut zu erkennen. Verzwillingung ist selten. Der Orthoklas-Gehalt beträgt ca. 0.8, das ist in Übereinstimmung mit den obengenannten Autoren.

Quarz tritt generell selten in den Proben auf. Er bildet kleine Körner in der Matrix (200 μm) oder Einschlüsse in Granat. In den verschiedenen Symplektiten finden sich immer wieder kleine (ca. 20 μm) Quarzkörnchen (Fig. 5.9). Die Koexistenz von Sapphirin und Quarz im Gleichgewicht weist auf eine minimale Metamorphosetemperatur von ca. 1000° C hin (mündliche Mitteilung P. O'Brien).

Spinell ist ziemlich häufig als Einschluss im Granat. Meist haben sie einen Saum von Cordierit, der sie vom Granat abtrennt. Einige Spinelle sind eng mit Sapphirin verwachsen (Fig. 5.7).

Korund kommt als Einschluss in den prismatischen Sapphirinen und im Granat vor.

Osumilit ist ein Ringsilikat mit der Formel $(K,Na)(Fe^{2+},Mg)_2(Al,Fe^{3+})_3(Si,Al)_{12}O_{30}$. Er konnte in diesen Proben mikroskopisch nicht nachgewiesen werden. Aus mineralchemischen Betrachtung könnte es in diesen Gesteinen jedoch gut auftreten (GREW, 1982; SCHREYER & SEIFERT, 1967), und bei den Berechnungen der Gleichgewichtsparagenesen wurde es oft als stabile Phase bezeichnet. In einem Symplektit konnte man denn auch eine etwas andere Textur als in den üblichen Symplektiten erkennen. Elementverteilungsbilder dieses Symplektits (Fig. 5.9) zeigten, dass das Ergebnis der Symplektit-Bildungsreaktion Cordierit, Kalifeldspat und Quarz waren. Hierbei könnte es sich um den Zerfall von Osumilit handeln. Um eine sichere Aussage machen zu können, benötigte man jedoch gute Mikrosondendaten, die zum Zeitpunkt der Entdeckung nicht mehr möglich waren.

Zirkone treten häufig auf, sind meist < 0.3 mm gross und über den ganzen Schliff verteilt. Vereinzelt kann man sogar Einschlüsse in den Zirkonen erkennen. Diese Einschlüsse sind jedoch so klein, dass sie weder im Licht- noch im Elektronenmikroskop bestimmt werden konnten. Der Habitus der Zirkone ist meist hypidiomorph und nur selten prismatisch ausgebildet. Im Kathodenlumineszenzbild (Fig. 5.16) sind unterschiedliche Zonierungen sichtbar (vgl. Kap. 5.4).

Ilmenit, *Monazit*, *Apatit* und *Rutil* sind akzessorisch vorhanden. Vor allem Ilmenit trifft man häufig als Einschluss in Granat oder auch in Sapphirin. Er ist an der feinen, haarnadelartigen Struktur zu erkennen. Grosse amöboidale Ilmenite lassen sich ebenfalls finden. Monazit als Einschluss im Cordierit ist an den pleochroitischen Höfen zu erkennen (Fig. 5.4).

5.2.2 Stabile Paragenesen und Mineralreaktionen

Aus den oben beschriebenen mikroskopischen Untersuchungen lassen sich stabile Mineralparagenesen sowie Mineralreaktionen ableiten. Die stabilen Paragenesen sind weitaus schwieriger zu beobachten als die Reaktionen. Es fällt auf, dass an Stellen mit viel Biotit Sapphirin, Orthopyroxen und Cordierit nur spärlich vorhanden sind. Das weist auf die nicht sichtbare Reaktion (1.) hin. Alle Reaktionen belegen den retrograden Abschnitt der metamorphen Geschichte, aus dem prograden Teil sind keine Texturen erhalten geblieben.

Stabile Gleichgewichte

- A. Orthopyroxen und Sapphirin (Fig. 5.2)
- B. Orthopyroxen und fibrolitischer Sillimanit (Fig. 5.5)
- C. Spinell und Sapphirin (Fig. 5.7)
- D. Orthopyroxen und Cordierit

Biotit-, Granat- und Sapphirin-Zerfallsreaktionen:

1. Biotit > Sapphirin + Orthopyroxen + Cordierit (nicht direkt sichtbar)
2. Biotit > Sillimanit + Sapphirin + Cordierit
3. Biotit + Sillimanit > Sapphirin + Kalifeldspat (Fig. 5.13)
4. Granat > Orthopyroxen + Sapphirin + Quarz (Fig. 5.5)
5. Granat > Orthopyroxen + Cordierit (Fig. 5.7)
6. Granat > Orthopyroxen + Sapphirin + Sillimanit
7. Sapphirin > Cordierit + Anorthit

Sapphirin- und Cordierit-Neubildungsreaktionen:

8. Granat + Spinell + Cordierit > Sapphirin
9. Cordierit + Spinell > Sapphirin
10. Korund + Spinell > Sapphirin
11. Orthopyroxen + Sillimanit > Sapphirin + Cordierit
12. Sapphirin + Quarz > Cordierit

5.2.3 Mikrosonden-Untersuchungen

Für die Lokalitäten Bresciadega und Val Piana (Fig. 3.1) wurden die einzelnen Minerale mit einer JEOL JXA-8600 Superprobe Mikrosonde am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel auf ihre chemische Zusammensetzung untersucht. Der Mineralchemismus wurde anhand von Röntgenemissionspektren mit drei wellenlängendispersiven Spektrometern aufgenommen. Es wurde bei allen Elementen die $K\alpha$ -Linie gemessen. Dabei betrug die Beschleunigungsspannung 10 kV, die Stromstärke 10 nA. Die verwendeten Standards gehören zur Serie „Poly5“. Die Elementverteilungsbilder sind mittels energiedispersiver Rückstreuelektronen-Detektoren aufgenommen worden.

In Tab. 5.1 sind repräsentative Mikrosonden-Analysen der wichtigsten Minerale der Codera-Granulite zusammengestellt. Die Messungen stammen aus drei unterschiedlichen Proben der gleichen Lokalität. Die erhaltenen Resultate sind mit den Analysen von DITTLER (CORNELIUS & DITTLER, 1929), BARKER (1964) und DROOP (DROOP & BUCHER-NURMINEN, 1983) in guter Übereinstimmung.

Biotit (Analysen 1-5)

Sowohl Biotit-Einschlüsse (1-3) als auch Matrix-Biotite (4-5) weisen einen sehr ähnlichen Chemismus auf. Das Fe-Mg-Verhältnis beträgt ca. 1:3. Sie sind als Phlogopite zu bezeichnen.

Orthopyroxen (Analysen 6+7)

Der Pyroxen ist als Hypersthen mit einem Enstatit-Anteil von 0.58 – 0.6 zu bezeichnen. Einen ähnlichen Enstatit-Anteil erhält man auch auf dem modellierten P-T-Pfad (vg. Kap. 5.5). Das würde bedeuten, dass die beobachteten Orthopyroxene bei der Dekompression gewachsen sind.

Granat (Analysen 8-13)

Alle Granatmessungen stammen aus der Granatwachstumsphase, die den Rand in Fig. 5.12 bildet, also aus der Hochdruckphase. Der Granat hat einen Pyrop-Anteil von 0.5 – 0.65 und eine Almandin-Anteil von 0.38 – 0.42. Die modellierte Granatzusammensetzung liegt bei einem Pyrop-Anteil von ca. 0.7.

Sapphirin (Analysen 14-17)

Die Sapphirin-Analysen sind in sehr guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von BARKER (1964) sowie DROOP (1983). Einzig im Eisengehalt unterscheiden sich die Analysen im Bereich von 6 % bis 10 % Gewichtsanteil. Der Grund für diese Unterschiede ist unklar.

Feldspat (Analysen 18-23)

Plagioklas weist einen Anorthit-Gehalt von 0.75 – 0.85 auf. Diese Zusammensetzung passt in den Modellierungen zu Bedingungen unterhalb des Tonalit-Solidus bei ca. 650° C und 4-6 kbar. Kalifeldspat zeigt einen Orthoklas-Gehalt von 0.85 – 0.97, ist also fast reiner Orthoklas.

Cordierit (Analysen 24+25)

Die Cordierit-Zusammensetzung entspricht ziemlich genau derjenigen von DROOP (1983). Sowohl die Messungen aus spät gewachsenen Cordieriten in der Matrix (24) als auch die Koronen um Sapphirin (25) weisen den gleichen Chemismus auf.

Sillimanit (Analyse 26)

Die Sillimanit-Analyse ist recht ungenau. Das könnte daran liegen, dass Silizium nicht auf einem Alumosilikat standartisiert wurde. Weil Sillimanit nur aus Silizium und Aluminium (und in diesem Fall 0.68 % Eisen) besteht, fällt ein kleiner Fehler im Silizium stark ins Gewicht.

Tab. 5.1
 Repräsentative Mikrosondenanalysen der gesteinsbildenden Minerale aus dem Saphiringestein von Bresciadega

Gew.-% Ox.	Biotit					Orthopyroxen		Granat					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Probe Mineral	bio	bio	bio	bio	bio	en 0.59	en 0.6	grt	grt	grt	grt	grt	grt
SiO ₂	39.03	39.24	38.51	39.10	39.52	51.10	50.73	41.26	40.97	40.73	41.52	41.15	38.98
TiO ₂	1.88	1.89	2.61	2.17	5.12	0.23	0.16	0.00	0.04	0.09	0.00	0.04	0.06
Al ₂ O ₃	16.88	16.26	16.39	16.72	16.04	9.61	9.39	21.36	20.99	22.06	21.94	21.87	22.18
FeO	7.94	7.70	8.74	8.75	6.98	15.78	15.65	21.75	21.53	22.36	22.07	21.48	23.79
MnO	0.00	0.05	0.07	0.07	0.01	0.15	0.11	0.59	0.43	0.49	0.49	0.64	0.00
MgO	20.91	20.19	19.60	19.98	19.69	25.47	25.89	14.34	15.08	14.16	14.71	14.28	13.61
CaO	0.06	0.11	0.04	0.05	0.01	0.12	0.13	1.01	0.96	1.30	0.94	1.22	1.48
Na ₂ O	0.15	0.19	0.09	0.13	0.08	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00
K ₂ O	9.94	10.30	9.99	9.66	10.34	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	96.79	95.93	96.04	96.63	97.79	102.46	102.06	100.31	100.05	101.21	101.70	100.68	100.10
Anz. Kationen													
Si	2.81	2.85	2.82	2.84	2.85	1.79	1.78	6.14	6.09	6.01	6.08	6.09	5.83
Ti	0.10	0.10	0.14	0.12	0.28	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Al	1.43	1.39	1.41	1.43	1.36	0.40	0.39	3.74	3.68	3.84	3.79	3.82	3.91
Fe	0.48	0.47	0.53	0.53	0.42	0.46	0.46	2.70	2.67	2.76	2.72	2.66	2.98
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.05	0.06	0.06	0.08	0.00
Mg	2.24	2.19	2.14	2.16	2.12	1.33	1.36	3.18	3.34	3.11	3.21	3.15	3.04
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.15	0.21	0.15	0.19	0.24
Na	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.91	0.96	0.93	0.89	0.95	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	4.00	4.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00

Gew.-% Ox.	Sapphirin				Feldspat						Cordierit		Sill
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Probe Mineral	sapp	sapp	sapp	sapp	an 0.85	an 0.76	an 0.79	or 0.87	or 0.88	or 0.97	cord	cord	sill
SiO ₂	14.53	13.52	14.80	13.51	48.01	49.50	49.27	66.03	66.05	57.67	48.25	48.77	36.89
TiO ₂	0.19	0.04	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	57.50	60.79	58.26	59.18	32.22	31.40	31.39	17.81	18.05	14.20	33.45	33.44	60.00
FeO	10.10	6.13	8.20	9.98	0.64	0.54	0.27	0.16	0.12	4.79	4.78	4.98	0.68
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
MgO	16.76	19.54	17.70	18.19	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	15.62	11.95	12.25	0.06
CaO	0.00	0.05	0.08	0.00	17.14	16.21	16.34	0.22	0.27	0.11	0.03	0.01	0.02
Na ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.02	1.80	2.27	2.08	1.36	1.27	0.08	0.07	0.03	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.08	15.73	15.96	7.57	0.01	0.02	0.02
Total	99.13	100.07	99.05	100.95	100.00	99.99	99.45	101.40	101.72	100.12	98.55	99.50	97.72
Anz. Kationen													
Si	1.75	1.58	1.77	1.59	4.42	4.55	4.56	3.00	2.99	2.58	4.84	4.85	1.02
Ti	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	8.18	8.39	8.23	8.22	3.50	3.40	3.42	0.95	0.96	0.75	3.95	3.92	1.96
Fe	1.02	0.60	0.82	0.98	0.05	0.04	0.02	0.01	0.00	0.18	0.40	0.04	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	3.02	3.41	3.16	3.19	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	1.04	1.79	1.81	0.00
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	1.69	1.60	1.62	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.40	0.37	0.12	0.11	0.01	0.01	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.91	0.92	0.43	0.00	0.00	0.00
Total	14.00	14.00	14.00	14.00	10.00	10.00	10.00	5.00	5.00	5.00	11.00	11.00	3.00

Probennummern:	1, 2, 3, 4	5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 14, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 26	13, 15, 16, 17, 24, 25
Dünnschliff:	Br-03-53-1	Br-03-53-2	Br-03-55-4

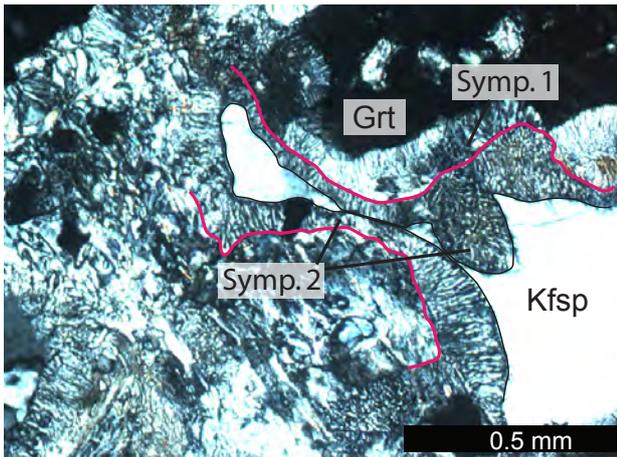


Fig. 5.8
Zwei versch. Symplektite zwischen Granat und Kalifeldspat. Der Granat wird abgebaut zu Orthopyroxen und Cordierit. Der zweite Symplektit entsteht bei der Reaktion mit dem Kalifeldspat.

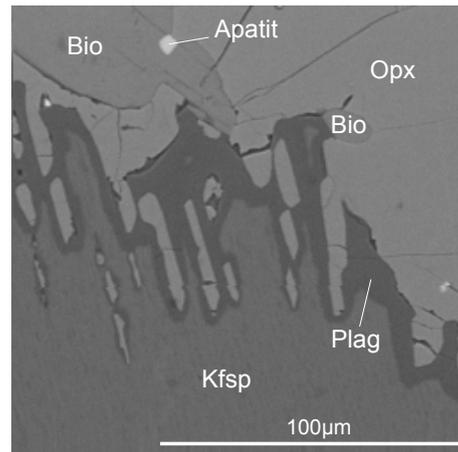


Fig. 5.9
Symplektitische Verwachsung von Kalifeldspat und Plagioklas als retrograde Umwandlung von Orthopyroxen. BSE-Bild ohne Nachbearbeitung

Symplektite

Als Symplektit (oder symplektitische Textur) wird jede Art sekundären Ineinanderwachsens von zwei Mineralien bezeichnet, wobei eines in Form wurmförmiger Einschlüsse im anderen enthalten ist. Myrmekit und Kelyphit sind besondere Arten von Symplektiten, letzterer bezeichnet eine symplektitische Umwandlung an Granaträndern.

Es treten verschiedene Arten von Symplektiten auf. Die häufigste Ausbildung ist an den Granaträndern als Zerfall von Granat zu Orthopyroxen und Cordierit zu sehen (Fig. 5.7).

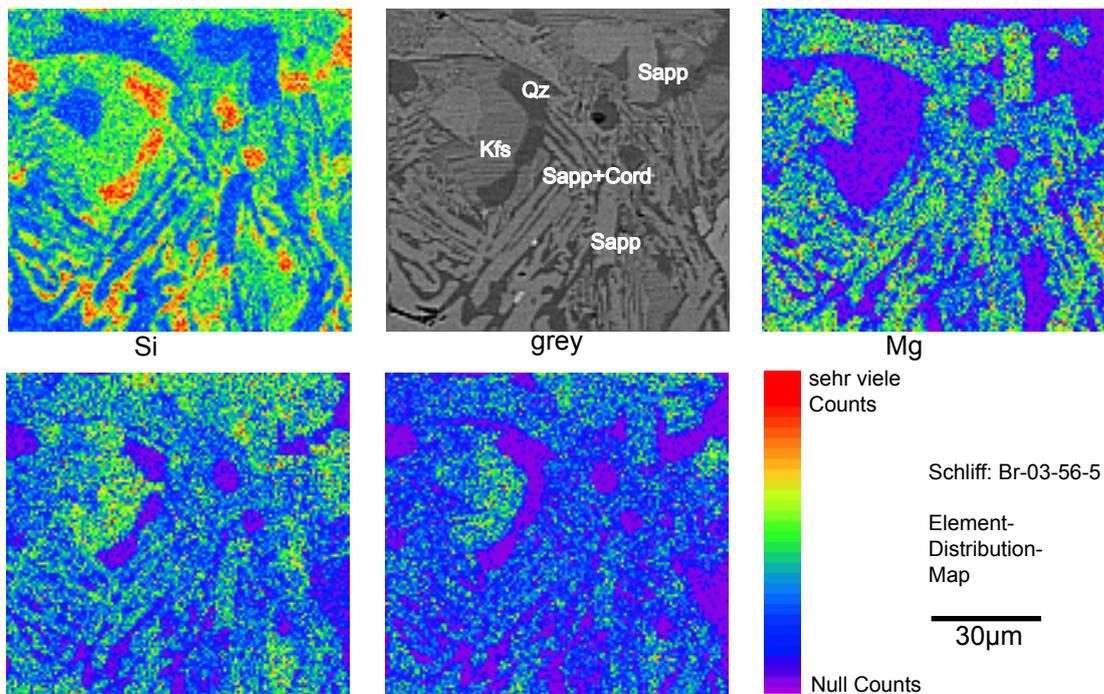


Fig. 5.10
Symplektit, der den Abbau von Osumilit zu Kalifeldspat, Sapphirin und Cordierit zeigen könnte. Erklärungen im Text. EDS-Elementverteilungsbilder, Falschfarben.

Eine besondere Form von Symplektit wurde nur einmal beobachtet. In den Elementverteilungsbildern (Fig. 5.10) zeigte sich, dass als Produkt Kalifeldspat, Sapphirin und Cordierit entstehen. Es könnte sich hierbei um den Zerfall von Osumilit handeln (GREW, 1982).

Granatprofile

Granate sind oft durch Zonierungen gekennzeichnet. Diese Zonierungen sind an wachstumsbedingte Änderungen im Mineralchemismus gekoppelt. Granatprofile können damit einen Hinweis auf die metamorphe Entwicklung eines Gesteins geben. Die analysierten Granate aus den Proben der Lokalität Bresciadega sind jedoch kaum zoniert. Das kann verschiedene Ursachen haben: Entweder war das chemische Milieu während des Wachstums konstant, oder die hohen Temperaturen von bis zu 950° C (s. Phasendiagramm, Fig. 5.17) während der späteren granulitfaziellen Überprägung haben dazu beigetragen, dass die Diffusionsrate erheblich erhöht wurde und die Granate reequilbrierten.

Einer der wenigen zonierten Granate ist in Fig. 5.11 abgebildet, darunter das gemessene und auf Endglieder normierte Profil (Fig. 5.12). Der Pyrop-Anteil ist randlich höher (0.65) als im Kern (0.5) und erreicht sein Minimum (0.48) an der Stelle, wo optisch der Granat aufgelöst zu werden scheint. Der Grossular-Anteil hingegen besitzt genau an dieser Grenze sein Maximum (0.2). Die Spessartin- und Almandin-Anteile bleiben auf der ganzen Profillinie konstant bei 0.05 und 0.25 respektive.

Der Kern des Granats weist keine Wachstumszonierung auf. Es muss davon ausgegangen werden, dass nach dem Wachstum eine Zeit der Reequilbrierung stattfand, nach welcher der heute noch intakte Rand entstehen konnte. Modellrechnungen haben gezeigt, dass es möglich ist, prograd ein Intervall von Nullwachstum inmitten zweier Wachstumsphasen zu produzieren. Allerdings tritt dieses Intervall nur bei Drücken von oberhalb 11 kbar auf.

Die in Fig. 5.11 zu beobachtenden Sapphirin-Einschlüsse im Rand des Granats können nicht prograd während des Granatwachstums entstanden sein, denn dieses ist vor dem Erreichen des Sapphirin-Stabilitätsfeldes beendet. Es fällt jedoch auf, dass der Kern reichlich Biotit-Einschlüsse aufweist, die im Rand nahezu komplett fehlen. Dafür treten randlich die Sapphirin-Einschlüsse auf. An einer Stelle ist zu beobachten, dass sowohl Biotit als auch Sapphirin gemeinsam eingeschlossen sind (Fig. 5.13). Zusätzlich ist ein Symplektit und eine dritte Phase zu erkennen, bei der es sich um Sillimanit handeln könnte. Entscheidend für diese Umwandlung von Biotit zu Sapphirin ist eine Phase, die genügend Aluminium liefern kann. Dafür in Frage kommen entweder die Allumosilikat-Polymorphe, Korund oder Spinell. Auf dem modellierten Pfad (vgl. Kap. 5.5) werden jedoch nur die Stabilitätsfelder von Kyanit und Korund durchquert. Das Auftreten von Sillimanit im Einschluss auf Fig. 5.13 lässt vermuten, dass Kyanit an der Reaktion beteiligt war und nachträglich zu Sillimanit umkristallisierte. Korund tritt als Einschluss im Sapphirin auf, was ebenfalls dieser Vermutung entspricht. Kalifeldspat ist nicht mit Sicherheit zu bestimmen, die Ausbildung des Symplektites in Fig. 5.13 weist jedoch grosse Ähnlichkeit mit der in den Kalifeldspat produzierenden auf. Diese Sapphirin-Einschlüsse können also retrograd aus Biotit umgewandelt entstanden sein. Es hat in diesem Einschluss eine Umwandlung nach einer der Reaktionen



stattgefunden.

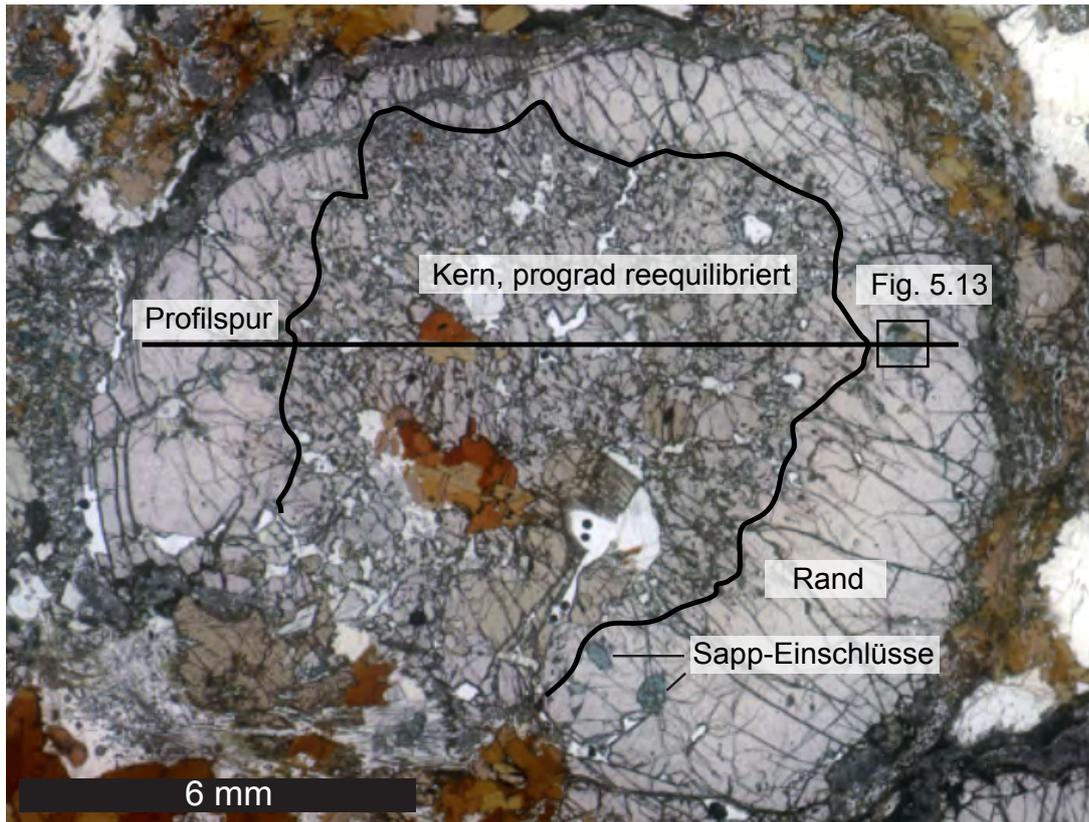


Fig. 5.11
 Granat, in dem eine Unterteilung in Kern und Rand sichtbar ist. Der äussere Rand weist eine deutlich andere Textur als der Kern auf. Diese Unterteilung wurde nur in einem Granat gesehen, die restlichen Granatkörner zeigen die Textur des Randes.

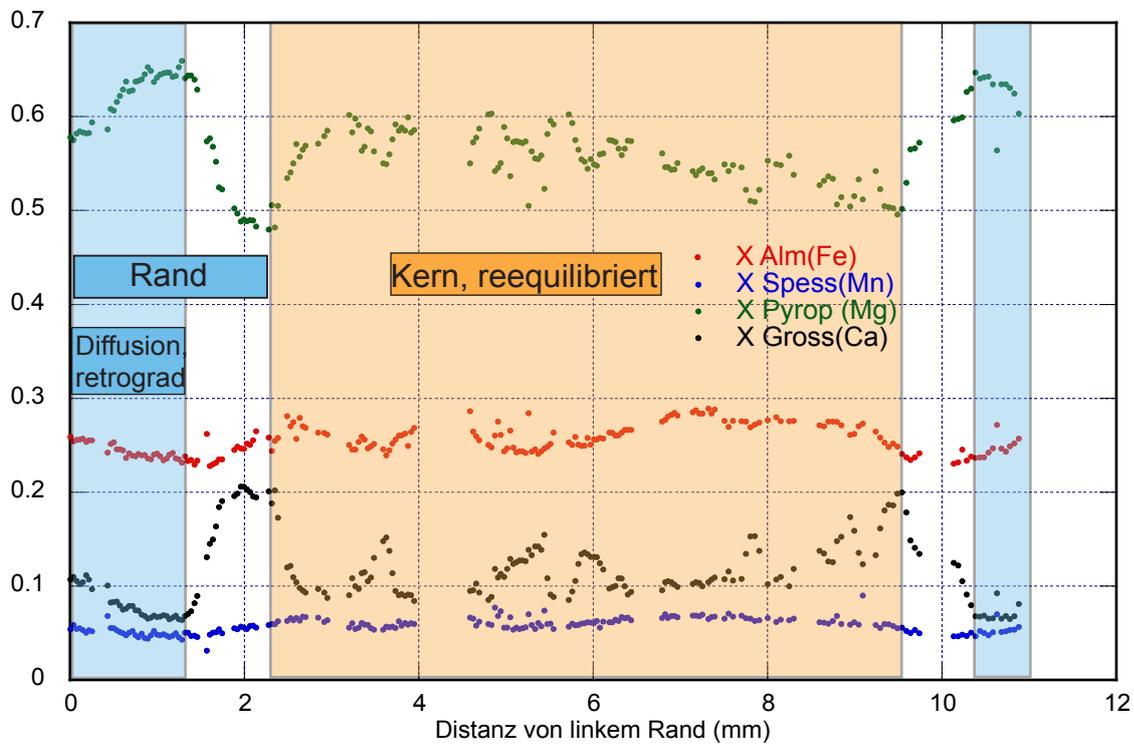


Fig. 5.12
 Profil des in Fig. 5.11 abgebildeten Granates. Die Profilspur ist direkt mit dem Diagramm zu vergleichen. Die Lücken im Diagramm sind Graniteinschlüsse, die aus der Berechnung entfernt wurden. Erklärungen im Text.

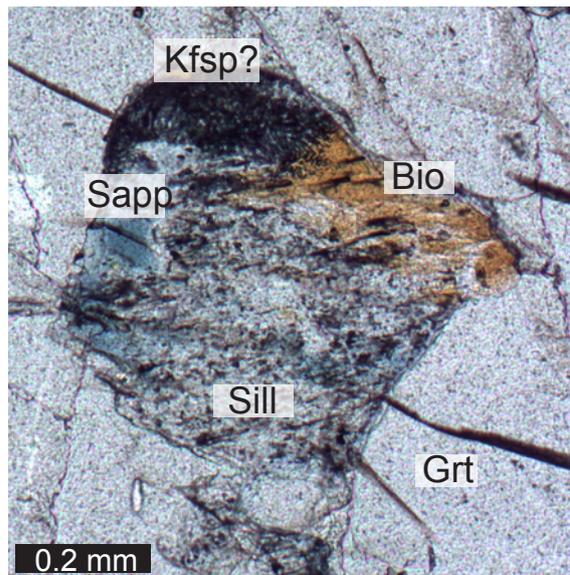


Fig. 5.13

Reaktion von Biotit und Sillimanit zu Sapphirin und Kalifeldspat.

Diese Reaktion erklärt die Sapphirineinschlüsse im Granatrand in Fig. 5.11. In den meisten Einschlüssen ist diese Reaktion vollständig abgelaufen. Der Granat ist an der Reaktion nicht beteiligt.

Der äussere Rand des Granates zeigt eine deutliche Abnahme von Magnesium und eine Zunahme von Kalzium und Eisen. Dieses Phänomen wird der Diffusion des Granates mit der Matrix während der retrograden Entwicklung zugerechnet. Mangan als das immobilste der vier Elemente zeigt diesen Diffusionseffekt nicht an.

5.2.4 Ursprung des Sapphirin-Gesteins

In der vorliegenden Arbeit werden die Sapphirin-Granulite zum Gruf-Komplex gezählt (vgl. Kap. 3.1). Wie dort schon erwähnt wurde, ist diese Zuordnung nicht abschliessend geklärt, da ausser dem von Ruzicka (1997) an der Bochetta della Tegiola gefundenen Aufschluss alle Funde aus Hangschutt stammen. Der in dieser Arbeit neu beschriebene Fundort im Val Piana (Fig. 3.1) erhärtet jedoch die Ansicht, dass die Granulite in Form von Einschlüssen im cm- bis m-Bereich in den Migmatiten vorkommen (Fig. 5.14).

Cornelius & Dittler (1929) widmeten sich erstmals der Frage nach der Herkunft dieses Gesteins. Aufgrund des Chemismus (Tab. 5.1) schlossen sie, dass als Ursprungsgestein nur ein Biotitaggregat in Frage kommen kann. Der Zusammensetzung des Biotits ist bis auf den Aluminiumgehalt, der etwas tiefer liegt, identisch mit der des Gesamtchemismus.

Liati & Gebauer (2003) beobachten in den Zirkonen aus dem Coderal-Granulit einen magmatischen Kern mit einem metamorphen Rand (Fig. 5.16 A-C). Daraus schliessen sie, dass die Granulite ursprünglich magmatischer Herkunft sein müssen und widersprechen damit der Ansicht Barkers (1964), dass das Ursprungsgestein der Codera-Granulite sedimentärer Herkunft sei (vgl. Kap. 2.5).

Die in der vorliegenden Arbeit analysierten Zirkone aus der gleichen Lokalität zeigen in den Kathodoluminiszenzbildern ein weniger einheitliches Bild (Fig. 5.16 D-E). Man kann zwar ebenso einen oszillatorischen Kern ausmachen und diesen als ursprünglich aus einer Schmelze entstandenen Kern interpretieren. Diese Schmelze könnte aber auch das Produkt einer Migmatisierung gewesen sein. Die



Fig. 5.14

Hangschutt im Val Piana, in dem der Codera-Granulit als Einschluss in Migmatit gefunden wurde.

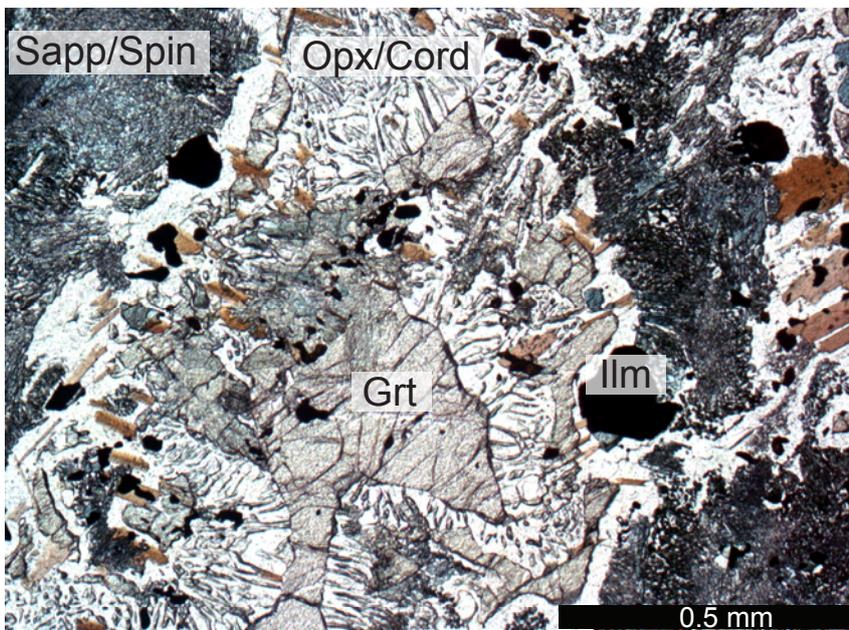


Fig. 5.15

Granat wird zersetzt, symplektitische Verwachsung von Orthopyroxen und Cordierit als Ergebnis. Diese Proben weisen grosse retrograde Überprägung der HT-Paragenesen auf. Auffallend ist die symplektitische Verwachsung von Sapphirin und Spinell.

untersuchten Zirkone sind nicht prismatisch gewachsen und aufgrund fehlender REE-Analysen und den Zonierungen zugeordneten Altern ist eine Interpretation spekulativ. Trotzdem ist in den Bildern zu erkennen, dass verschiedene Wachstumsphasen während unterschiedlichen metamorphen Bedingungen stattfanden. Es wäre nun wichtig, die einzelnen Säume zu datieren und ihre REE-Gehalte zu vergleichen. So könnten die erhaltenen Alter in den geologischen Kontext eingebunden werden.

Aufgrund der texturellen und chemischen Daten aus den Codera-Granuliten, sowie in Ermangelung einer eindeutigen geologischen Zuordnung der Beobachtungen an den Zirkonen wird in dieser Arbeit die Ansicht von BARKER (1964) unterstützt, dass die Codera-Granulite ursprünglich sedimentären Ursprungs sind. Hinzu kommen Beobachtungen an anderen Sapphirinvorkommen z.B. in der Antarktis (GREW, 1982), die zeigen, dass Sapphirin in natürlichen Vorkommen in der Regel nicht als primär-magmatische Bildung auftritt, obwohl er sich synthetisch aus der nahezu reinen Schmelze neben Spinell, Cordierit oder Mullit ausscheiden kann (KEITH & SCHAIRER, 1952). Am häufigsten tritt Sapphirin in Biotit-Schiefern gemeinsam mit Spinell, Korund und Cordierit auf (TRÖGER, 1969).

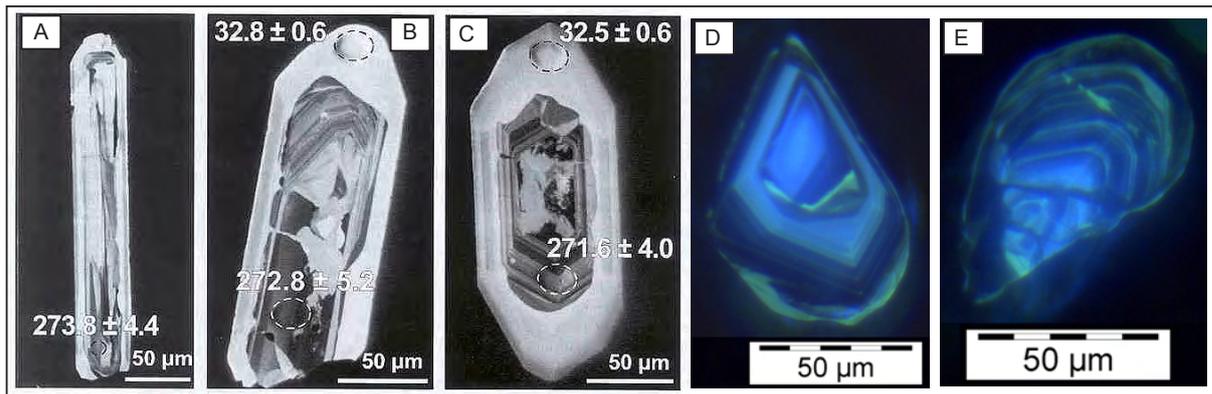


Fig. 5.16

A-C aus Liati & Gebauer (2003), D und E aus den Codera-Granuliten (diese Arbeit). Die Zirkone D und E sind komplexer aufgebaut als A-C. Es gibt zwei Phasen der Resorption/Rekristallisation (gelblicher, hellere Lumineszenz) und zwei Phasen mit oszillierendem Zonarbau und blauer Lumineszenz. (Aufnahme: 15kV, 5.5s)

5.3 Modellrechnungen

Die Grundlage für diesen Abschnitt bilden Gleichgewichtsphasendiagramme, die mit den Programmen Theriak-Domino (DE CAPITANI, 1994; DE CAPITANI & BROWN, 1987) und einer intern konsistenten Datenbank auf der Grundlage von HOLLAND & POWELL (KELSEY ET AL., 2004) erstellt wurden.

5.3.1 Die Software Theriak-Domino

Theriak berechnet aus einem Input-File, das den Chemismus des zu untersuchenden Gesteins enthält, mit Hilfe einer Datenbank, die alle thermodynamischen Daten für Phasen und Lösungsmodelle enthält, jeweils die thermodynamisch stabilste Paragenese für einen bestimmten Punkt im P-T-Raum. Dies wird die Suche der Paragenese mit der minimalen Gibbs'schen Freien Energie aller möglichen Paragenesen erreicht. Domino seinerseits steuert einen Loop durch den P-T-Raum und bestimmt, an welchem Ort Theriak noch rechnen muss. Sind nämlich die Paragenesen von zwei Punkten identisch, so muss dazwischen nicht noch einmal gerechnet werden, sind sie jedoch verschieden, so wird nach Intervallhalbierung jedesmal neu mit Theriak die Paragenese mit der tiefsten Gibbs'schen Freien Energie gesucht, bis alle verschiedenen Gleichgewichtsparagenesen gefunden sind.

Das so erhaltene Diagramm ist ein Gleichgewichts-Phasendiagramm (Fig. 5.17). Die entstandenen Felder definieren einen P-T-Bereich, in dem die darin genannten Phasen miteinander im thermodynamischen Gleichgewicht stehen. Die Linien stellen die Grenze zwischen zwei Paragenesen dar. Obwohl an dieser Grenze eine Reaktion stattfinden wird ist es keine eigentliche Reaktionslinie, denn von den Gleichgewichtsparagenesen alleine kann nicht geschlossen werden, welche Phasen alle an einer Reaktion beteiligt sind.

5.3.2 Datenbank und Lösungsmodelle

Da das Programm THERIAK alle Informationen aus einer Datenbank bezieht, ist es klar, dass das Phasendiagramm immer nur so gut sein kann wie die thermodynamischen Daten in der Datenbank. Auch müssen Lösungsmodelle definiert werden, die das Verhältnis der einzelnen Endglieder in Mischphasen (wie z.B. Grossular, Pyrop, Almandin und Spessartin bei den Granaten) simulieren. In diesen Gesteinen treten mit Sapphirin, Cordierit und Orthopyroxen gleich drei in Bezug auf Lösungsmodelle noch wenig bekannte Phasen auf.

In Tab. 5.2 sind die verwendeten Lösungsmodelle mit ihren Endgliedern dargestellt. An dieser Stelle wird nicht näher auf die Art der Mischung zwischen den Endgliedern eingegangen, dafür konsultiere man die angegebene Literatur (oder die Datenbank tcdb55c2 im elektronischen Anhang).

Mineral	Endglieder	Lösungsmodell nach
Sapphirin (SAPP)	Fe-Sapphirin, Mg-Sapphirin, Mg-Al-Sapphirin, Fe-Al-Sapphirin	Kelsey et al., 2004
Granat (GRT)	Grossular, Almandin, Pyrop, Spessartin	Holland & Powell, 1990
Cordierit (CORD)	Cordierit, Fe-Cordierit	Holland & Powell, 1990
Biotit (BIO)	Phlogopit, Annit, Eastonit	Powell & Holland, 1999
Orthopyroxen (OPX)	Enstatit, Ferrosilit, Mg-Tschemakit	Wood & Banno, 1973
Feldspat (FSP)	Orthoklas, Albit, Anorthit	Holland & Powell, 1992
Liquid (LIQtc)	Forsterit, Fayalit, Sillimanit, Quarz	Kelsey et al., 2004
Talk (TALK)	Mg-Talk, Fe-Talk, Tschemak-Talk	Holland & Powell, 1998
Chlorit (CHLR)	Clinochlor, Daphnit	Holland et al., 1998
Spinell (SPIN)	Spinell, Herzynit	Holland & Powell, 1990

Tab. 5.1

Für die Modellrechnungen verwendete Lösungsmodelle mit den gerechneten Endgliedern und Literaturangabe

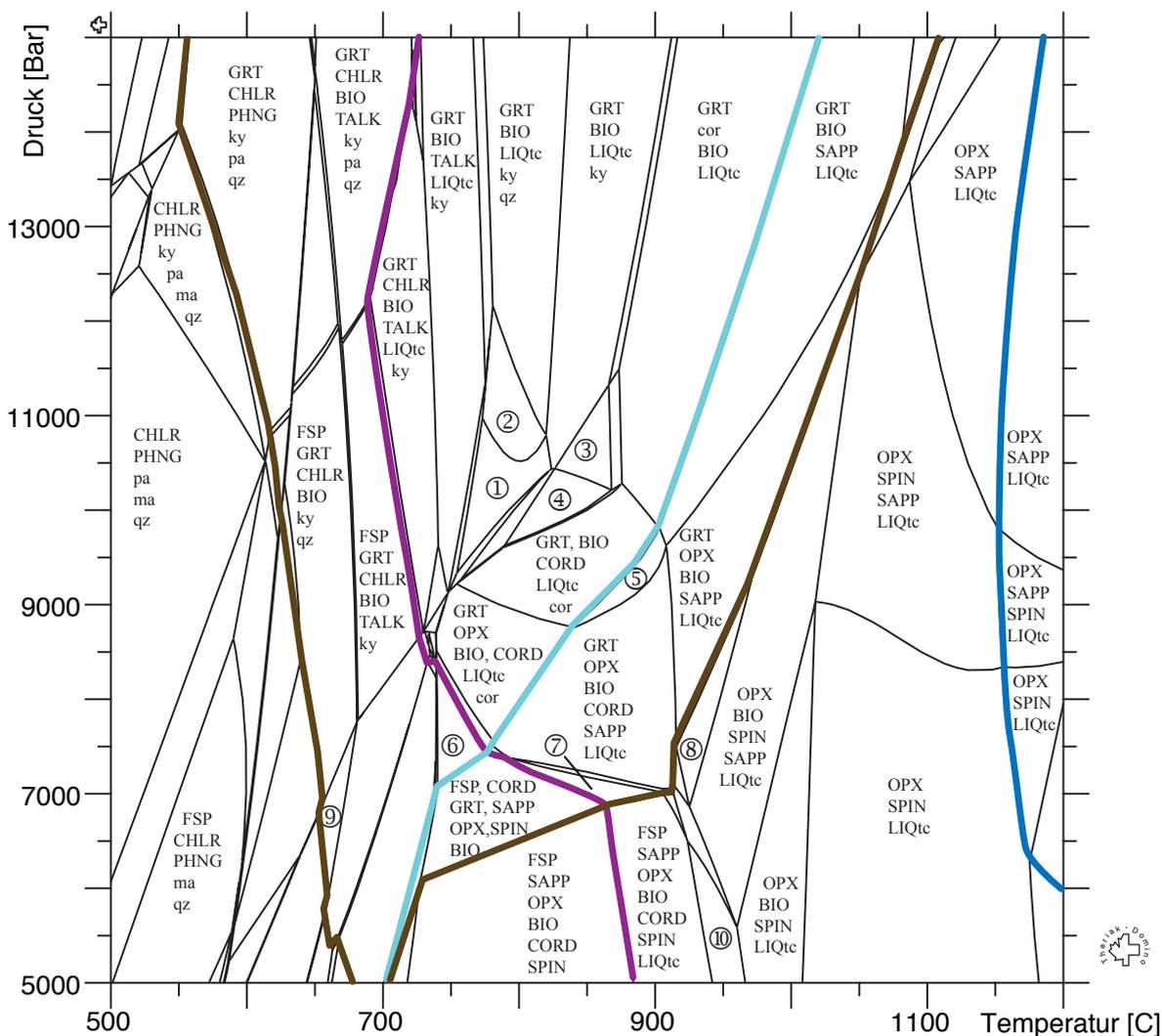
Bemerkungen

Für die Berechnung des Phasendiagramms (Fig. 5.17) wurden Zoisit, Clinozoisit und Pargasit aus der Datenbank genommen, da diese Minerale in keiner Probe auftreten.

Im Input-File wurden die kleinen Anteile an Mangan und Titan aus der Analyse vernachlässigt, um die Lesbarkeit des Phasendiagramms zu erhöhen. Das Weglassen dieser Phasen ist vertretbar, denn sowohl für Mangan- wie auch für Titan-Phasen existieren in der Datenbank bislang keine Lösungsmodelle.

5.3.3 Beobachtungen zum PT-Diagramm

Im P-T-Diagramm (Fig. 5.17) sind die Felder mit der jeweiligen Gleichgewichtsparagenese bezeichnet. Reine Phasen (wie z.B. Quarz) sind in Kleinbuchstaben (qz) dargestellt. Phasen, für die ein Lösungsmodell verwendet wird (wie z.B. Granat), werden in Grossbuchstaben (GRT) angeschrieben. Der P-T-Raum liegt zwischen 500° C / 5 kbar und 1200° C / 15 kbar, die Mineralparagenesen lie-



Mineralparagenesen mit Nummern:

- ① GRT, OPX, BIO, LIQtC, ky
- ② GRT, BIO, LIQtC, ky, qz
- ③ GRT, BIO, LIQtC, sill
- ④ GRT, BIO, CORD, LIQtC, sill
- ⑤ GRT, BIO, CORD, SAPP, LIQtC
- ⑥ FSP, GRT, OPX, BIO, CORD, cor
- ⑦ FSP, GRT, OPX, BIO, CORD, SAPP, SPIN, LIQtC
- ⑧ OPX, BIO, SAPP, LIQtC
- ⑨ FSP, GRT, CHLR, BIO, CORD, qz
- ⑩ OPX, BIO, CORD, SPIN, LIQtC

Input:

Average, Br-03-56-2
 Bulk = Si(37.63), Al(25.81), Fe(7.53), Mg(24.73),
 Ca(0.54), Na(0.18), K(3.23), O(à gogo), H(60)
 database: tcdb55c2
 H2O: HHP98
 domino version: 14.02.2005

Alle Paragenesen links der blauen Linie sind im Gleichgewicht mit Wasser. Dieses ist nicht zusätzlich angeschrieben.

Fig. 5.17

P-T-Gleichgewichtsphasendiagramm, gerechnet mit Theriak-Domino (De Capitani, 1994). Die angeschriebenen Felder bezeichnen die wichtigsten stabilen Mineralparagenesen. GROSS geschriebene Abkürzungen sind Phasen, für die Lösungsmodelle eingesetzt wurden. Schmale Felder lassen sich auf kontinuierliche Reaktionen zurückführen.

Die rote Linie bezeichnet das erste Auftreten von Schmelze (LIQtC), die türkisfarbene Linie begrenzt das Stabilitätsfeld von Sapphirin (SAPP). Die dunkelblaue Linie markiert das Ende des Stabilitätsfeldes für Wasser. Die braune Linie zeigt die Grenzen des Stabilitätsfeldes von Granat.

gen also im Bereich der oberen Amphibolitfazies bis zur Eklogit- und Granulitfazies. Oberhalb der Liquid-In-Kurve (rote Linie) sind die Paragenesen im Gleichgewicht mit Schmelze (LIQ_{te}). Bei der Betrachtung und Analyse der Proben ist diese Schmelze als solche nicht mehr zu erkennen, sondern als Adern von Feldspat und Quarz (Fig. 5.1) auskristallisiert. Deshalb darf angenommen werden, dass die beobachteten Gleichgewichtsparagenesen während des Metamorphosehöhepunktes mit Schmelze im Gleichgewicht gestanden haben. Es ist jedoch nicht bekannt, wie viel dieser Schmelze das System von der Solidifikation bereits verlassen hatte.

5.4 Metamorphosebedingungen und Metamorphosealter

Aus den Paragenesen und den Reaktionstexturen wurde eine polyphase Entwicklung abgeleitet. Es soll nun versucht werden, die Phasen faziell zu charakterisieren. Eine metamorphe Fazies ist der Name eines P-T-Raumes (ESKOLA, 1920). Dieser kann durch eine geeignete Mineral-Paragenese als auch durch geothermobarometrische Analysen bestimmt werden. Sowohl der Weg über Mineral-Paragenesen als auch der über Geothermobarometrie setzt des Vorhandensein eines chemischen Gleichgewichtes voraus. Eindeutige Kriterien, ob dieses verwirklicht ist, sind allerdings schwer zu bestimmen. Kommen jedoch mehrere, voneinander unabhängige Methoden zum gleichen P-T-Ergebnis, so kann man davon ausgehen, dass Gleichgewichtsbedingungen geherrscht haben.

5.4.1 Metamorphosebedingungen

Um beurteilen zu können, ob die untersuchten Gesteine früher als Hochdruck-Metamorphite vorlagen, soll kurz beleuchtet werden, welche Paragenesen solche Gesteine aufweisen und wie gross die Chancen sind, dass Hochdruck-Relikte bei einer späteren metamorphen Überprägung unter niedrigeren Drücken oder hohen Temperaturen erhalten bleiben.

Die Bildung von prismatischem Sapphirin findet bei Temperaturen von mind. 850° C in der Granulitfazies statt (DROOP & BUCHER-NURMINEN, 1983). Die Granulitfazies wurde von ESKOLA (1939) mit einem ACF-Diagramm eingeführt. Sie sei gekennzeichnet durch das Vorkommen von Mg-Fe-Granat (Pyrop, Almandin) statt Biotit. Kalifeldspat zeige feine Mikroperthit-Struktur und Plagioklas sei antiperthitisch. Cordierit und Hornblende fehlen in echten Granuliten, kommen aber in damit verwandten Subfazies vor. ESKOLA benutzte den Gesteinsnamen Granulit für alle granulitfaziellen Gesteine, unabhängig von ihrer Gesteinszusammensetzung. Später wurde die ursprüngliche Beschreibung der Granulitfazies verfeinert. Sie wurde anhand von charakteristischen Paragenesen in die drei Drucktypen Niedrigdruck (LP), Mitteldruck (MP) und Hochdruck (HP) unterteilt (DE WAARD, 1965). Diese Paragenesen sind in der folgenden Aufstellung charakterisiert:

	Meta-Basite	Meta-Pelite
LP	Olivin und Plagioklas stabil	Cordierit und Almandin stabil
MP	Orthopyroxen und Plagioklas stabil, Olivin und Plagioklas unstabil	Granat und Sillimanit und Kalifeldspat stabil, Cordierit nicht mehr stabil
HP	Klinopyroxen + Plagioklas + Granat + Quarz stabil, Orthopyroxen + Plagioklas nicht mehr stabil	Granat + Kyanit+ Kalifeldspat stabil, Silli- manit nicht mehr stabil

Die Hochdruck-Granulitfazies überschneidet sich betreffend der Mineralparagenese mit der Eklogitfazies. Aus dieser Aufstellung wird erneut klar, dass die Sapphirin-Gesteine von Bresciadega ursprünglich eher aus Metapeliten denn Metabasica entstanden sein müssen, finden sich doch hauptsächlich die metapelitischen Mineralparagenesen. Diese Gesteine entsprechen in ihrer heutigen Ausbildung sowohl der Mitteldruck- als auch der Niedrigdruck- Variation der Granulitfazies. Die Umwandlung von Sapphirin zu Cordierit und Anorthit beschreibt den Übergang von MP zu LP, zeigt also isotherme Dekompression (vgl. Kap. 5.5).

5.4.2 Metamorphosealter

Ein wichtiges Indiz für das Metamorphosealter sind absolute Alterdatierungen. LIATI & GEBAUER (2003) datierten prismatische Zirkone aus den Codera-Granuliten mit SHRIMP. Sie erhielten in den Kernen ein magmatisches Alter von 272 ± 4.1 Ma und in den Rändern ein metamorphes Alter von 32.7 ± 0.5 Ma (Fig. 5.16 A-C). Diese randlichen metamorphen Alter passen gut zu den für die Bergeller Intrusion bekannten Altern von 33-30 Ma, (VON BLANCKENBURG ET AL., 1992; WAGNER ET AL., 1979). Zirkonalter sind schwierig interpretierbar, was das Maximalalter betrifft. So können aus den permischen Altern der Zirkonkerne keine regionaltektonischen Interpretationen gewonnen werden. Wichtig wären in diesem Zusammenhang genaue Alter aus den Migmatiten des Gruf-Komplex, die eventuell auch die verschiedenen Migmatisationsphasen unterscheiden könnten.

5.5 P-T-Pfad des Gruf-Komplex

Aus allen vorangegangenen Überlegungen wird in den folgenden Abschnitten ein P-T-Pfad hergeleitet (Fig. 5.18). Es werden sechs aufeinander folgende Stadien (A-F) unterschieden. Der Pfad beginnt bereits an der Grenze der Eklogit- zur Granulitfazies. Über den Weg dorthin können keine Aussagen gemacht werden, da alle Gleichgewichtsparagenesen aus diesen Stadien verloren gegangen sind. Als zusätzliche Information ist in Fig. 5.18 als letztes Stadion (G) der Tonalit-Solidus von ROSENBERG (1996) eingezeichnet.

Metamorphose Maximum (A, B)

Die Beobachtungen aus dem Profil in Fig. 5.12 legen den Schluss nahe, dass der Kern homogenisiert werden musste (A), bevor der Rand anwuchs (B). Diese Beobachtung kann rechnerisch nachvollzogen werden. Die Modellierung eines P-T-Pfades zeigt denn auch, dass bei Bedingungen von 13.5 bis 14.0 kbar und 755 bis 875° C zwischenzeitlich kein neuer Granat wächst. Wegen den hohen Temperaturen wird der bestehende Granat homogenisiert. Aus diesem Grund lässt der Kern keine Rückschlüsse auf den prograden Abschnitt zu. Modelliert man den Pfad bei gleichen Temperaturen aber tieferen Drücken, so tritt dieses Nullwachstum nicht auf. Bei höheren Drücken und ähnlichen Temperaturen ist jedoch stets Nullwachstum zu beobachten. Das erlaubt die Folgerung, dass die modellierten Bedingungen in Bezug auf den Druck absolute Minimalbedingungen darstellen, und dass diese Gesteine während ihres Metamorphosemaximums auf jeden Fall eklogitfaziell überprägt wurden.

Isotherme Dekompression (C, D)

Die isotherme Dekompression ist gekennzeichnet durch Wachstum von prismatischem Sapphirin (C) und deutet auf Temperaturen von mind. 900° C. Zu Beginn der Dekompression ist Orthopyroxen noch nicht stabil, dieser wächst erst kurze Zeit später mit Sapphirin im Gleichgewicht (D).

Abkühlung und Exhumation (E, F, G)

Das Gleichgewicht von Orthopyroxen und Sapphirin wird auf Kosten des Sapphirins zerstört und Orthopyroxen konsumiert Sapphirin (E). In dieser Phase scheint die Exhumationsrate abzunehmen und der P-T-Pfad verflacht. In diesem Stadium wird der Granat instabil und es entstehen die Symplektite um Granat (F). Die Temperatur beträgt nun 700-850° C und der Druck ca. 5-7 kbar. Nach dem Symplektit-Stadium folgt eine Serpentinisierung und Chloritisierung, die in einigen Proben mikroskopisch beobachtet wurde, für die jedoch keine Modellierungen durchgeführt wurden.

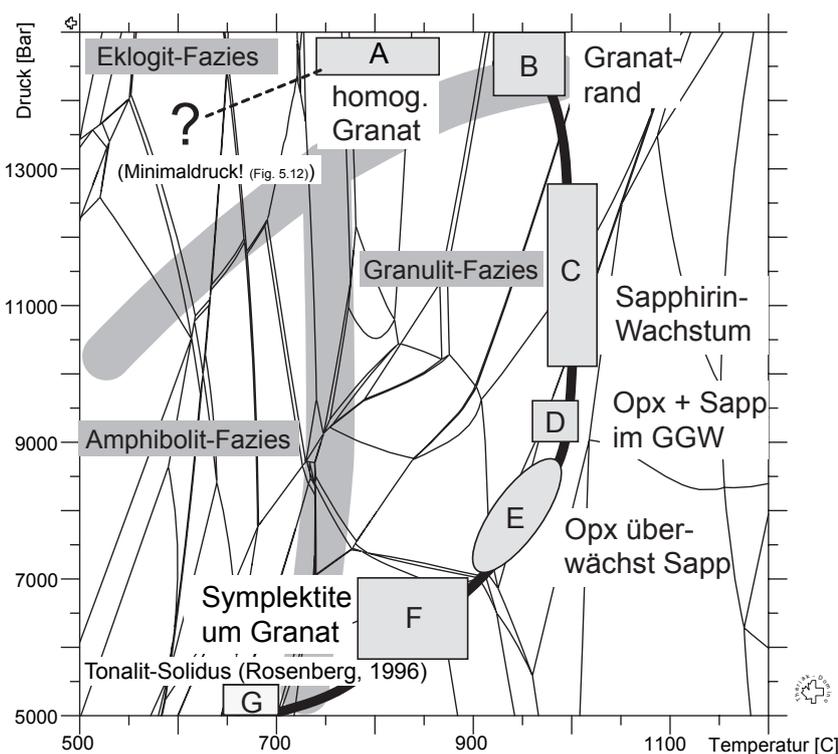


Fig. 5.18

Möglicher P-T-Pfad des Gruf-Komplexes.

Die Buchstaben entsprechen den im Text besprochenen metamorphen Stadien. Stadium A ist bei absolutem Minimaldruck eingetragen. Als zusätzliche Information ist der Tonalit-Solidus von Rosenberg (1996) eingetragen. Dieser entspricht der Platznahme des Bergeller Plutons.

Die Grösse der Felder entspricht den modellierten P-T-Bedingungen für die im Dünnschliff beobachteten Mineralparagenesen und deren Chemismen, mit Ausnahme von Feld A, das gegen oben offen ist.

6. Zusammenfassung und Diskussion

Im vorliegenden Kapitel werden alle Ergebnisse der vorangegangenen Kapitel zusammengeführt, um eine tektonometamorphe Entwicklungsgeschichte des Gruf-Komplexes zu beschreiben. Anschliessend werden die eigenen Ergebnisse in den regionalen Kontext gestellt. Dabei wird die tektonometamorphe Entwicklung des Gruf-Komplexes der des Adula-Deckensystems und der Bergeller Intrusion gegenübergestellt.

6.1 Tektonometamorphe Entwicklung im Arbeitsgebiet

Im Gruf-Komplex sind vier Phasen intensiver Deformation zu unterscheiden:

Deformationsphasen		Metamorphose-Ereignisse	
Spröddeformation in Form sinistraler Scherung an der Engadiner-Linie	D4		Abkühlung und Exhumation
Fortwährende N-S-gerichtete Einengung. Dadurch Hebung und Rückfaltung an der Insubrischen Linie bei gleichzeitiger E-W-Extension. Bildung der drei Antiformen (Gruf-, Trubinasca- und Codera-Antiform).	D3	G Platznahme Bergeller Intrusion	
		F Symplektite um Granat: 900-780° C, 7-5.5 kbar	
		E Orthopyroxen überwächst Sapphirin: 950-750° C, 8.5-7 kbar,	
		D Orthopyroxen und Sapphirin im Gleichgewicht: 950° C, 9.5-8.5 kbar	Isoth. Dekompr.
Migmatisierung und Ausbildung der Haupschieferung und Bänderung während maximaler Versenkungstiefe	D2	C Sapphirin-Wachstum: 1000° C, 13-10 kbar	
		B Pyropreicher Granatrand: 900-950° C, >14 kbar	Peak-Metamorphose
		A homogenisierter Granatkern: 750-900° C, >13 kbar	
Verschuppung der granitoiden Gesteine des Gruf-Komplexes mit den Sedimenten und Ophioliten der Vaninetti-Zone bei beginnender Subduktion	D1	?	

Fig. 6.1

Tektonometamorphe Entwicklung im Arbeitsgebiet. Es werden die Resultate aus den Kapiteln 4 (linke Seite) und 5 (rechte Seite) einander gegenübergestellt. Erläuterungen im Text.

D1 stellt die Verschuppung des Gruf-Komplexes mit den Gesteinen der Nordpenninischen Bünderschiefen dar. Dabei werden in einer Subduktionszone Sedimentgesteine und Ophiolite mit dem Kristallin des Gruf-Komplexes in Kontakt gebracht. Diese Gesteine treten heute entlang des Kontaktes zur Bergeller Intrusion als Vaninetti-Zone auf. Diese Phase bezeichnet den prograden Abschnitt auf dem P-T-Pfad und ist in den Proben reliktsch nicht mehr nachweisbar.

D2 bezeichnet die Hauptschieferungsphase und Migmatisierung im Gruf-Komplex. Diese Deformationsphase fällt mit dem Metamorphose-Höhepunkt und der isothermen Dekompression zusammen (Ereignisse A-D, Fig. 5.18) und liegt bei ca. 900° C und mind. 14.5 kbar gefolgt von einem Temperaturanstieg auf ca. 1000° C während einer Druckabnahme auf ca. 9 kbar. Anschliessend verläuft die Exhumation etwas langsamer (Ereignisse E-G, Fig. 5.18) bis zum Erreichen des Tonalit-Solidus auf 700° C und 5 kbar (ROSENBERG, 1996).

D3 wird als Hauptfaltungsphase im Gruf-Komplex bezeichnet. Wir unterteilen sie in 2 Phasen, D3a und D3b. In D3a findet die Platznahme der Bergeller Intrusion statt, begleitet von synmagmatischer Deformation. Während D3b entstehen die Gruf-, die Trubinasca- und die Codera-Antiformen sowie die Mylonit-Zonen an den Pizzi dei Vanni (Fig. 4.11). Während dieser Deformationsphase werden die Gesteine im Arbeitsgebiet grünschieferfaziell überprägt. Dies äussert sich durch Chloritisierung in den Migmatiten und Vertalkung der basischen und ultrabasischen Gesteine. Im P-T-Diagramm (Fig. 5.18) tritt diese Deformationsphase jedoch nicht mehr auf.

D4 beschreibt die spröden Deformationen nach fortgeschrittener Exhumation des Gruf-Komplexes. Dazu zählen die sinistrale Scherung und gleichzeitige Hebung an der Engadiner Linie sowie alle weiteren spröden Scherzonen.

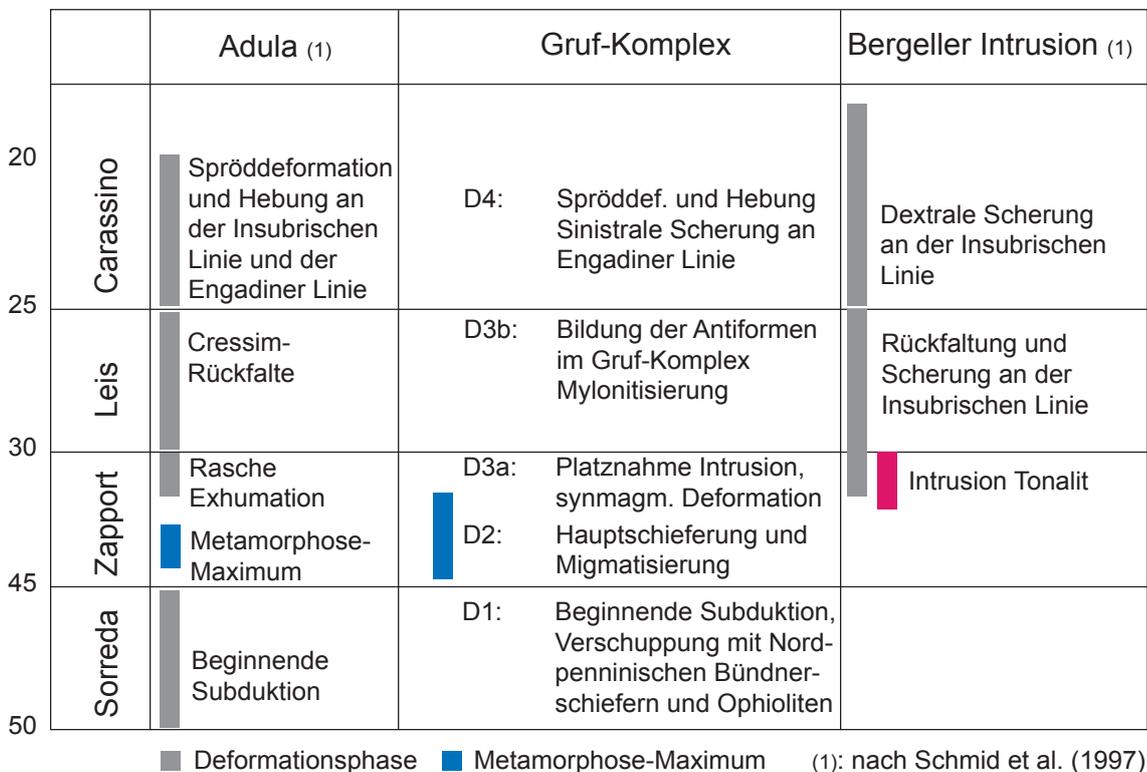


Fig. 6.2 Die Deformationsphasen im regionalen Vergleich. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit werden mit den Deformationsphasen des Adula-Deckensystems und der Bergeller Intrusion (Schmid et al., 1997) korreliert.

6.2 Einbettung in den regionalen Kontext

Die Deformationsphasen und metamorphen Ereignisse werden in einer Aufstellung mit denen des Adula-Deckensystems und der Bergeller Intrusion verglichen. Es wird versucht, eine chronologische Abfolge zu rekonstruieren. Die dazu nötigen absoluten Alter ergeben sich aus der Parallelisierung der Deformationsphasen und Metamorphoseereignissen zwischen den drei grosstektonischen Einheiten Adula-Deckensystem, Gruf-Komplex und Bergeller Intrusion (Figs. 6.2, 6.3). Als zeitliche Unterteilung werden die Deformationsphasen des Adula-Deckensystems verwendet (SCHMID ET AL., 1997).

Sorreda-Phase (50 – 45 Ma)

Während der Sorreda-Phase werden sowohl im Gruf-Komplex wie auch im Adula-Deckensystem durch die beginnende Subduktion des europäischen Kontinentalrandes Nordpenninische Bündnerschiefer und Ophiolite des Valaisan-Ozeans mit dem kristallinen Basement des europäischen Kontinentalrandes verschuppt (Fig. 6.3 A).

Zapport-Phase (45 – 30 Ma)

Die Zapport-Phase beschreibt die Subduktion des Gruf-Komplexes und des Adula-Deckensystems bis zum Druckhöhepunkt der Metamorphose (Fig. 6.3 B). Dieser liegt im Gruf-Komplex bei mindestens 14.5 kbar (Fig. 5.18). Im Adula-Deckensystem sind jedoch noch weitaus höhere Drücke von mehr als 20 kbar (NAGEL ET AL., 2002; PARTZSCH ET AL., 1994) erreicht worden. Das Temperaturmaximum wird um 35 Ma erreicht (Fig. 6.3 C), wobei der Gruf-Komplex mit beinahe 1000° C deutlich höhere Temperaturen aufweist als das südliche Adula-Deckensystem mit lediglich 700° C (NAGEL ET AL., 2002). Die grosse Temperaturdifferenz kann dadurch erklärt werden, dass der Gruf-Komplex den am tiefsten subduzierten Anteil des europäischen Kontinentalrandes ausmacht. Leider scheinen diese hohen Temperaturen und die gebildeten Migmatite die Hochdruckparagenesen weitgehend zu überprägen.

Auf den Metamorphose-Peak folgt eine rasche isotherme Dekompression. Durch fortwährende Kompression und schnelle Hebung bis auf ca. 25 km wird die Hauptschieferung in den Migmatiten gebildet. Gleichzeitig beginnt die Platznahme der Bergeller Intrusion (Fig. 6.3. D).

Leis-Phase (30 – 25 Ma)

Die anhaltende Kompression führt während der Leis-Phase zu weiterer Hebung und Rückfaltung an der Insubrischen Linie. Die Bergeller Intrusion hat ihren Solidus bei 700° C unterschritten und wird im syn-magmatischen Zustand „en-bloc“ überschoben. Diese Rückfaltung äussert sich im Gruf-Komplex in der Ausbildung der drei Antiformen (Gruf, Trubinasca, Codera,) und im Adula-Deckensystem in der Cressim-Antiform. Abgeschlossen wird diese Phase durch die Intrusion des Novate-Granits.

Carassino-Phase (25 – 20 Ma)

Die Carassino-Phase beinhaltet weitere Hebung und dextrale Scherung entlang der Insubrischen Linie, sowie sinistrale Scherung und Hebung an der Engadiner-Linie (Kap. 4.3). Diese Scherungen sind hauptsächlich spröder Art. Am Ende der Carassino-Phase zeigt sich der Profilschnitt bereits in seiner heutigen Form (Fig. 6.3 E).

N of Insubric line:

- upper crust of Apulian margin
- Aa : Austroalpine nappes
- Pl : Platta-Arosa ophiolites
- Av : Avers Bündnerschiefer
- cover Briançonnais
- Sch : Schams nappes
- Briançonnais upper crust
- Su : Suretta nappes
- Ta : Tambo nappes
- Valais oceanic crust and subcontinental mantle
- Vo : Valais ophiolites
- North Penninic Bündnerschiefer (NPB)
- cover of European margin
- He : Helvetic nappes
- upper crust of European margin
- Ad : Adula nappes
- Gr : Gruf nappes
- S : Simano nappes
- Lu : Lucomagno nappes
- Go : Gotthard massif
- Aar : external massif
- lower crust of European margin
- Bergell intrusion

S of Insubric line:

- sedimentary cover
- upper crustal basement
- lower crust
- lithospheric mantle

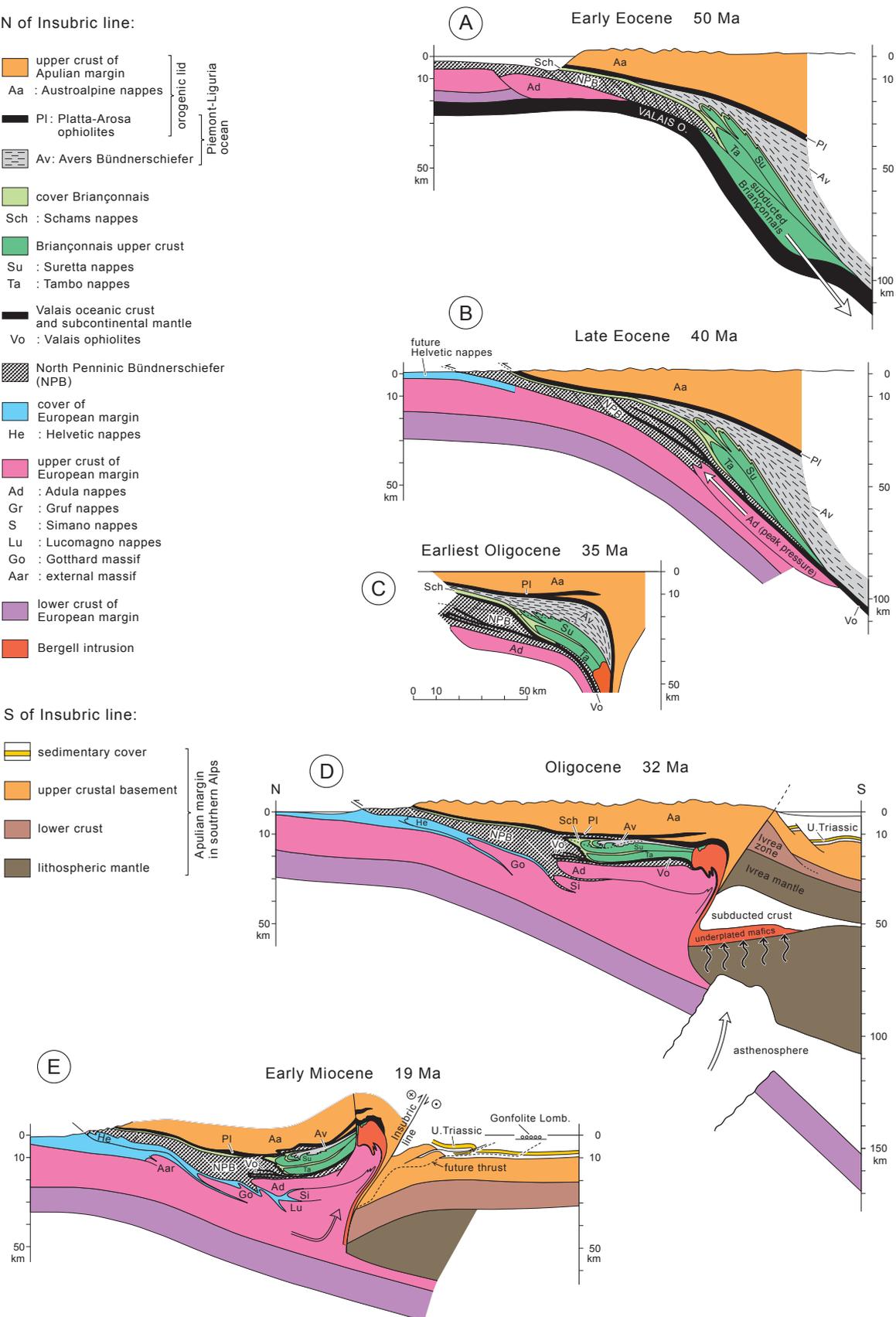


Fig. 6.3 Kinematische Entwicklung der östlichen Zentralalpen während der alpinen Orogenese (Schmid et al., 1996)

Der Vergleich der Ergebnisse aus der vorliegenden Arbeit mit den Resultaten früherer Arbeiten der angrenzenden Gebiete (BERGER, 1996; CORNELIUS, 1915; DAVIDSON ET AL., 1996; FROITZHEIM ET AL., 1994; MOTICKA, 1970; NAGEL ET AL., 2002; ROSENBERG, 1996; RUZICKA, 1997; SCHMID ET AL., 1996; WENK, 1973; WENK, 1986) lässt folgenden Schluss zu:

Sowohl die metamorphe Entwicklung als auch die Deformationsereignisse im Gruf-Komplex weisen deutliche Parallelen zur tektonometamorphen Entwicklung des Adula-Deckensystems auf. Deshalb scheint es angebracht, den Gruf-Komplex zum Adula-Deckensystem zu zählen.

7. Literaturverzeichnis

- Ackermann, D. & Seifert, F. 1969. Druck und Temperaturbedingungen bei der Bildung der sapphirinführenden Gesteine von Val Codera. *Fortschr. Mineral.* **47**, 1.
- Ashworth, J. R. 1985. *Migmatites*. Blackie, New York.
- Barker, F. 1964. Sapphirine-Bearing Rock Val Codera Italy. *American Mineralogist* **49**(1-2), 146-151.
- Berger, A. 1996. Geological-tectonic map of the Bergell pluton. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **76**(3).
- Berger, A., Rosenberg, C. & Schmid, S. M. 1996. Ascent, emplacement and exhumation of the Bergell pluton within the Southern Steep Belt of the Central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **76**(3), 357-382.
- Bucher-Nurminen, K. & Droop, G. 1983. The metamorphic evolution of garnet-cordierite-sillimanite-gneisses of the Gruf-Complex, Eastern Pennine Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology (Historical Archive)* **84**(2 - 3).
- Cornelius, H. P. 1915. Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamassivs. *Geologische Rundschau* **Band VI**(Heft 3).
- Cornelius, H. P. 1916. Ein alpines Vorkommen von Sapphirin. *Centralblatt f. Min.*(11), 265-269.
- Cornelius, H. P. & Dittler, E. 1929. Zur Kenntnis des Sapphirinvorkommens von Alpe Brescaidega in Val Codera (Italien, Prov. Sondrio). *Jb. Mineral.* **59**.
- Correns, C. W. & Eskola, P. 1939. *Die Entstehung der Gesteine, ein Lehrbuch der Petrogenese*. Springer, Berlin.
- Davidson, C., Rosenberg, C. & Schmid, S. M. 1996. Synmagmatic folding of the base of the Bergell pluton, Central Alps. *Tectonophysics* **265**(3-4), 213-238.
- De Capitani, C. 1994. Gleichgewichts-Phasendiagramme: Theorie und Software. *Beihefte zum European Journal of Mineralogy, 72. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft* **6**(48).
- De Capitani, C. & Brown, T. H. 1987. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 2639-2652.
- De Waard, D. 1965. A proposed subdivision of the granulite facies. *American Journal of Science* **263**, 455-461.
- Diethelm, K. H. 1989. Petrographische und geochemische Untersuchungen an basischen Gesteinen der Bergeller Intrusion, ETH Zürich.
- Diethelm, K. H. 1990. Synintrusive basische Gänge und „endogene“ Xenolithe: Magma-Mingling in der Bergeller Intrusion. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **70**, 247-264.
- Drescher, F. K. & Storz, M. 1926. Ergebnisse petrographisch tektonischer Untersuchungen im Bergeller Granit. *N. Jb. Mineral* **54**(Abt.A), 284-291.
- Drescher-Kaden, F. K. 1936. Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synthetischen Reaktionsformen. I: Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. *Chemie der Erde* **12**, 304-417.
- Droop, G. T. R. & Bucher-Nurminen, K. 1983. Reaction Textures And Metamorphic Evolution Of

- Sapphirine-Bearing Granulites From The Gruf Complex, Italian Central Alps. *Journal of Petrology* **25**(3), 766-803.
- Engi, M., Bousquet, R. & Berger, A. 2004. Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps. *Mitt. Österr. Miner. Ges.* **149**, 157-173.
- Eskola, P. 1920. The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr.* **6**, 143-194.
- Frey, M. & Mahlmann, R. F. 1999. Alpine metamorphism of the central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **79**(1), 135-154.
- Froitzheim, N., Schmid, S. M. & Conti, P. 1994. Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **87**(2), 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 Geologicae Helvetiae* **89**(1), 81-&.
- Fumasoli, M. W. 1974. Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Iorio- Tonale- Linie im Westen von Gravedona, Universität Zürich.
- Grew, E. S. 1982. Osumilite in the sapphirine-quartz terrane of Enderby Land, Antarctica: implications for osumilite petrogenesis in the granulite facies. *American Mineralogist* **67**, 762-787.
- Heinrich, C. A. 1986. Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rock in the Central Alpine Adula Nappe. *Journal of Petrology* **27**, 123-154.
- Heitzmann, P. 1975. Zur Metamorphose und Tektonik im südöstlichen Teil der lepontinischen Alpen. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **55**, 467-522.
- Holland, J. D. & Powell, R. 1992. Plagioclase feldspars: activity-composition relations based upon Darken's Quadratic Formalism and Landau theory. *American Mineralogist* **77**, 53-61.
- Holland, T., Baker, J. & Powell, R. 1998. Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *European Journal of Mineralogy* **10**, 395-406.
- Holland, T. & Powell, R. 1998. An internally-consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 309-343.
- Holland, T. J. B. & Powell, R. 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂-O₂. *Journal of Metamorphic Geology* **8**, 89-124.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **92**, 413-427.
- Jager, E. & Hantke, R. 1984. Evidence For The Glaciation Of An Alpine Bergell Mountain-Range At The Oligocene-Miocene Boundary. *Geologische Rundschau* **73**(2), 567-575.
- Keith, M. L. & Schairer, J. F. 1952. The Stability Field Of Sapphirine In The System MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Journal of Geology* **60**(2), 181-186.
- Kelsey, D. E., White, R. W., Holland, T. J. B. & Powell, R. 2004. Calculated phase equilibria in K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O for sapphirine-quartz-bearing mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology* **22**(6), 559.
- Liatì, A. & Gebauer, D. 2003. Geochronological constraints for the time of metamorphism in the Gruf Complex (Central Alps) and implications for the Adula-Cima Lunga nappe system.

- Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **83**(2), 159-172.
- Meyre, C., De Capitani, C., Zack, T. & Frey, M. 1998. Petrology of high-pressure metapelites from the Adula nappe (Central Alps, Switzerland). *Journal of Petrology* **40**(1), 199-213.
- Meyre, C. & Puschig, A. R. 1993. High-pressure metamorphism and deformation at Trescolmen, Adula nappe, Central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **73**, 277-283.
- Moticska, P. 1970. Petrographie und Strukturanalyse des westlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **50**, 355-443.
- Nagel, T., de Capitani, C., Frey, M., Froitzheim, N., Stunitz, H. & Schmid, S. M. 2002. Structural and metamorphic evolution during rapid exhumation in the Lepontine dome (southern Simano and Adula nappes, Central Alps, Switzerland). *Eclogae Geologicae Helveticae* **95**(3), 301-321.
- Partzsch, J., Frey, M., Kruspan, P., Meyre, C. & Schmid, S. M. 1994. Tektonometamorphe Entwicklung der mittleren Adula-Decke. *Extended abstract in: 5. Symposium TSK, Göttingen, Göttinger Arb. Geol. Paläont. Sbl*, 124-126.
- Powell, R. & Holland, T. J. B. 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas. *American Mineralogist* **84**, 1-14.
- Reposi, E. 1916. La Bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici II. *Mem. Soc. Ital. Sci. Nat. Milano* **8**, 186 p.
- Rosenberg, C. 1996. Magmatic and solid-state flow during syntectonic emplacement of the western Bergell pluton: Field studies and microstructural analysis, Universität Basel.
- Ruzicka, R. J. W. 1997. Der Nordrand des Gruf-Komplexes und seine Beziehung zur Engadiner Linie. Unpublished Diploma thesis, Universität Basel.
- Schmid, S. M., Berger, A., Davidson, C., Giere, R., Hermann, J., Nievergelt, P., Puschig, A. R. & Rosenberg, C. 1996a. The Bergell pluton (Southern Switzerland, Northern Italy): Overview accompanying a geological-tectonic map of the intrusion and surrounding country rocks. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **76**(3), 329-355.
- Schmid, S. M. & Froitzheim, N. 1993. Oblique Slip And Block Rotation Along The Engadine Line. *Eclogae Geologicae Helveticae* **86**(2).
- Schmid, S. M., Pfiffner, O. A., Froitzheim, N., Schonborn, G. & Kissling, E. 1996b. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics* **15**(5), 1036-1064.
- Schmid, S. M., Pfiffner, O. A., Schönborn, G., Froitzheim, N. & Kissling, E. 1997. Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the Eastern Traverse. In: *Deep Structure of the Swiss Alps - Results from NFP 20* (edited by Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. & Steck, A.). Birkhäuser, Basel, 289-304.
- Schmutz, H. U. 1976. Der Mafitit-Ultramafitit-Komplex zwischen Chiavenna und Val Bondasca. *Beitraege zur Geologischen Karte der Schweiz* **149**, 73pp.
- Schreyer, W. & Seifert, F. 1967. Metastability of an osumilite end member in the system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and its possible bearing on the rarity of natural osumilites. *Contributions to Mineralogy and Petrology (Historical Archive)* **14**(4), 343.
- Staub, R. 1916. Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz*, 41 pp.

- Staub, R. 1918. Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. *Vereinsjahresschrift der naturforschenden Gesellschaft Zürich* **63**, 1-18.
- Staub, R. 1958. Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz N. F.* **103**, 184.
- Trommsdorff, V. & Nievergelt, P. 1983. The Bregaglia (Bergell) Iorio intrusive and its field relations. *Memoria della Societa Geologica Italiana* **26**, 55-68.
- Tröger, W. E. 1969. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2: Textband*, Stuttgart.
- Tröger, W. E. 1982. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1: Bestimmungstabellen*, Stuttgart.
- von Blanckenburg, F. & Davies, J. H. 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* **14**(1), 120-131.
- von Blanckenburg, F., Fruhgreen, G., Diethelm, K. & Stille, P. 1992. Nd-Isotopic, Sr-Isotopic, O-Isotopic And Chemical Evidence For A 2-Stage Contamination History Of Mantle Magma In The Central-Alpine Bergell Intrusion. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **110**(1), 33-45.
- Wagner, G. A., Miller, D. S. & Jäger, E. 1979. Fission track ages on apatites of Bergell rocks from Central Alps and Bergell boulders in Oligocene sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **45**, 355-360.
- Wenk, E. 1956. Die lepontinische Gneissregion und die Granite der Valle della Mera. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **49**, 139-152.
- Wenk, H. R. 1970. Geologische Beobachtungen im Bergell. 1. Gedanken zur Genese des Bergeller Granits. Rückblick und Ausblick. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **50**(2), 321-348.
- Wenk, H. R. 1973. The structure of the Bergell Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **66**, 255-291.
- Wenk, H. R. 1974. Two episodes of high grade metamorphism in the northern Bergell Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **54**, 555-565.
- Wenk, H. R. 1986. Introduction to the Geology of the Bergell Alps with Guide for Excursions. *Jber. Natf. Ges. Graubünden* **103**, 29-90.
- Wenk, H. R. 1992. Note esplicative. Foglio 70 Sciora. *Servizia idrologico e geologico nazionale*, 61pp.
- Wenk, H. R. & Cornelius, S. B. 1977. Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25'000, Blatt 70 Sciora. *Schweizerische Geologische Kommission*.
- Wenk, H. R., Wenk, E. & Wallace, J. H. 1974. Metamorphic mineral assemblages in pelitic rocks of the Bergell Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **54**, 507-554.
- Wood, B. J. & Banno, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **42**, 109-124.

8. Appendix

Liste aller Aufschlüsse mit den dazugehörigen Probennummern

Aufschluss-- Nummer	Lithologie	X-Koor- dinate	Y-Koor- dinate	Proben-Nr.
03-001	Sivigia-Zug	761380	/ 126848	
03-002	Granat-Knauer im Flußschutt	761803	/ 127177	C-03-1
03-003	Granat-Sapphirin? Flußschutt	761690	/ 126538	C-03-2
03-004	Migmatit	761500	/ 128150	
03-005	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	761722	/ 128067	Cc-03-3
03-006	Migmatit	761390	/ 128050	
03-007	Migmatit	761390	/ 128050	
03-008	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	761106	/ 128454	Cc-03-4
03-009	Amphibolit	761106	/ 128454	Cc-03-6
03-009	Migmatit	761263	/ 128410	Cc-03-5
03-010	Migmatit	761210	/ 128410	
03-012	Migmatit	759702	/ 128217	
03-013	Migmatit	759714	/ 128200	Pi-03-7
03-014	Migmatit	759732	/ 128190	
03-015	Migmatit	759740	/ 128165	
03-016	Migmatit	759720	/ 128180	
03-017	Migmatit	759900	/ 128080	Pi-03-8
03-018	Migmatit	760030	/ 127940	
03-019	Migmatit	760300	/ 127600	
03-020	Migmatit	760100	/ 127900	
03-021	Migmatit	760600	/ 127300	
03-022	Migmatit	760571	/ 127050	
03-023	Migmatit	760960	/ 127050	
03-025	Amphibolit	760950	/ 127150	Pi-03-9
03-026	Übergangszone	761466	/ 124055	V-03-10
03-026	Übergangszone	761466	/ 124050	V-03-11
03-027	Tonalit	761079	/ 124196	V-03-12
03-028	Marmor und Kalksilikatfels	760930	/ 124250	
03-029	Marmor und Kalksilikatfels	760930	/ 124250	V-03-13
03-030	Marmor und Kalksilikatfels	760930	/ 124250	V-03-14a
03-030	Marmor und Kalksilikatfels	761466	/ 124050	V-03-14b
03-031	Marmor und Kalksilikatfels	760810	/ 124270	V-03-15
03-032	Marmor und Kalksilikatfels	760930	/ 124250	
03-033	Migmatit	760750	/ 124280	V-03-16
03-034	Migmatit	760320	/ 125360	
03-035	Migmatit	760420	/ 125360	
03-036	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	763890	/ 129360	
03-037	Übergangszone	764119	/ 129447	P-03-17
03-038	Tonalit	764097	/ 129437	P-03-18E
03-038	Tonalit	764220	/ 129100	P-03-18W
03-039	Tonalit	764088	/ 129421	P-03-19
03-039	Tonalit	764220	/ 129100	P-03-20

8. Appendix

03-040	Tonalit	764041	/	129378	P-03-21
03-041	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	764021	/	129378	P-03-22
03-042	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	764017	/	129394	P-03-23N
03-042	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	764220	/	129100	P-03-23
03-043	Migmatit	763980	/	129365	P-03-24
03-044	Olivinfels	763898	/	129364	P-03-25N
03-045	Migmatit	762632	/	125525	A-03-26
03-045	Migmatit	762630	/	125530	A-03-27
03-046	Marmor und Kalksilikatfels	762632	/	125277	
03-047	Tonalit	762754	/	125280	A-03-28
03-048	Marmor und Kalksilikatfels	762755	/	125279	A-03-29
03-049	Marmor und Kalksilikatfels	762756	/	125270	A-03-30
03-050	Marmor und Kalksilikatfels	762928	/	125348	A-03-31
03-051	Marmor und Kalksilikatfels	762969	/	125408	A-03-32
03-052	Marmor und Kalksilikatfels	763553	/	125961	A-03-33
03-053	Migmatit	762000	/	126100	A-03-35
03-054	Sivigia-Zug	762700	/	128750	S-03-36
03-055	Sivigia-Zug	762700	/	128750	S-03-37
03-056	Sivigia-Zug	762700	/	128750	S-03-38
03-057	Sivigia-Zug	762700	/	128750	S-03-39
03-058	Sivigia-Zug	762700	/	128750	S-03-40
03-059	Sivigia-Zug	762700	/	128750	S-03-41
03-060	Migmatit	760371	/	125970	IP-03-42
03-061	Migmatit	760400	/	125200	Ps-03-44
03-061	Migmatit	700605	/	125200	Ps-03-43
03-064	Migmatit	762822	/	129251	Si-03-45a
03-064	Migmatit	762820	/	129250	Si-03-45b
03-065	Migmatit	762762	/	129309	Si-03-46
03-066	Sivigia-Zug	763862	/	129161	P-03-47
03-067	Migmatit	761200	/	126230	Br-03-48
03-067	Sapphiringestein von Bresciadega	761100	/	125350	Br-03-49
03-068	Sapphiringestein von Bresciadega	761100	/	125350	Br-03-50
03-068	Sapphiringestein von Bresciadega	761100	/	125350	Br-03-51
03-068	Sapphiringestein von Bresciadega	761100	/	125350	Br-03-52
03-068	Sapphiringestein von Bresciadega	761100	/	125350	Br-03-53
03-068	Sapphiringestein von Bresciadega	761100	/	125350	Br-03-54
03-068	Sapphiringestein von Bresciadega	761100	/	125350	Br-03-55
03-068	Sapphiringestein von Bresciadega	761100	/	125350	Br-03-56
03-068	Sapphiringestein von Bresciadega	761100	/	125350	Br-03-57
03-069	Migmatit	761100	/	125350	Br-03-60
03-069	Migmatit	761100	/	125350	Br-03-62a
03-070	Migmatit	761100	/	125350	Br-03-61
03-070	Migmatit	761100	/	125350	Br-03-62a
03-070	Migmatit	761100	/	125350	Br-03-62b
03-070	Migmatit	761100	/	125350	Br-03-62b
03-070	Migmatit	761100	/	125350	Br-03-63
03-070	Migmatit	761100	/	125350	Br-03-63
03-070	Migmatit	761100	/	125350	Br-03-64
03-071	Migmatit	761730	/	128050	Cc-03-65
03-072	Migmatit	761800	/	128500	
03-072	Migmatit	761800	/	128500	Ca-03-72
03-073	Marmor und Kalksilikatfels	761810	/	128050	Ca-03-71

03-074	Amphibolit	761820	/	128470	Ca-03-73
03-075	Migmatit	761820	/	128450	Ca-03-74
03-075	Olivinfels	761800	/	128500	Ca-03-76
03-075	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	761800	/	128500	Ca-03-75
03-076	Migmatit	761830	/	128400	Ca-03-77
04-001	Amphibolit	764100	/	129240	
04-002	Olivinfels	764220	/	129100	P-04-2
04-003	Übergangszone	764300	/	129100	
04-004	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	764520	/	129770	
04-005	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	764630	/	129720	
04-006	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	764470	/	128770	
04-007	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	764430	/	128590	
04-008	Migmatit	764360	/	128510	
04-009	Sivigia-Zug	764360	/	128510	
04-010	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	764210	/	129170	
04-011	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	764300	/	129190	
04-012	Amphibolit	764340	/	129200	
04-013	Marmor und Kalksilikatfels	764130	/	129290	
04-014	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	764130	/	129270	
04-015	Migmatit	763850	/	129550	
04-016	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	763000	/	129600	
04-017	Hornblendit	763980	/	129620	
04-018	Olivinfels	763960	/	129500	
04-019	Pegmatit	763910	/	129380	
04-020	Migmatit	763970	/	129500	
04-021	Migmatit	763930	/	129710	
04-022	Migmatit	763900	/	129900	
04-023	Migmatit	763870	/	129950	
04-024	Migmatit	763780	/	129990	
04-025	Migmatit	763750	/	130000	
04-026	Migmatit	763750	/	130000	
04-027	Sivigia-Zug	763760	/	129930	P-04-27
04-028	Migmatit	763690	/	129870	
04-029	Migmatit	763670	/	129820	
04-030	Sillimanit-(Granat)-Zweiglimmer-Gneis	763640	/	129820	
04-031	Migmatit	763630	/	129820	
04-032	Migmatit	763550	/	129820	
04-033	Migmatit	763520	/	129820	
04-034	Migmatit	763520	/	129820	
04-035	Migmatit	763430	/	129790	
04-036	Migmatit	763380	/	129750	
04-037	Migmatit	763330	/	129740	
04-038	Migmatit	763130	/	129610	
04-039	Migmatit	763210	/	129770	
04-040	Migmatit	763070	/	129670	
04-041	Migmatit	763030	/	129640	
04-042	Migmatit	763000	/	129630	
04-043	Migmatit	762990	/	129590	
04-044	Migmatit	762820	/	129850	
04-045	Migmatit	762880	/	129800	
04-046	Migmatit	762950	/	129800	
04-046	Migmatit	762950	/	129800	

8. Appendix

04-047	Migmatit	762920	/	129800	
04-048	Migmatit	763000	/	129740	
04-049	Migmatit	763000	/	129750	
04-050	Migmatit	763000	/	129700	
04-051	Migmatit	763070	/	130130	
04-052	Amphibolit	763100	/	130230	T-04-52
04-053	Migmatit	763000	/	130150	T-04-53
04-054	Tonalit	762920	/	130070	T-04-54
04-055	Migmatit	762600	/	130050	T-04-55b
04-055	Migmatit, Mylonitzone	762640	/	130050	T-04-55
04-056	Migmatit, Mylonitzone	762610	/	130020	
04-057	Migmatit, Mylonitzone	762680	/	130050	
04-058	Migmatit, Mylonitzone	762710	/	130060	
04-059	Migmatit	762740	/	130110	
04-060	Migmatit	762840	/	130110	
04-061	Migmatit	762790	/	130130	
04-062	Migmatit	762820	/	130190	
04-063	Migmatit	762860	/	130190	
04-064	Migmatit, Mylonitzone	762770	/	129840	
04-065	Migmatit	762840	/	129760	
04-066	Migmatit	763130	/	130230	
04-067	Amphibolit	763130	/	130230	
04-068	Amphibolit	763130	/	130230	
04-069	Migmatit	763350	/	130490	
04-070	Migmatit	763420	/	130510	
04-071	Amphibolit	763380	/	130460	
04-072	Migmatit, Mylonitzone	763450	/	130400	
04-073	Migmatit, Mylonitzone	763500	/	130440	
04-074	Migmatit	761770	/	125260	
04-075	Migmatit	761770	/	125170	
04-076	Migmatit	761940	/	124860	
04-077	Migmatit	762070	/	124480	
04-078	Tonalit	762270	/	124610	
04-079	Migmatit	762310	/	124900	
04-080	Migmatit	762390	/	125200	
04-081	Migmatit	762530	/	125140	
04-082	Marmor und Kalksilikatfels	762600	/	125250	
04-084	Tonalit	761770	/	214270	
04-085	Tonalit	761680	/	124220	
04-086	Tonalit	761360	/	124230	
04-087	Migmatit	760160	/	124440	
04-088	Migmatit	761040	/	124550	
04-089	Migmatit	761070	/	124650	
04-090	Sivigia-Zug	763110	/	129100	
04-091	Migmatit	763130	/	129090	Si-04-91
04-092	Migmatit	763200	/	129130	
04-093	Migmatit	763190	/	129110	
04-094	Migmatit	763200	/	129030	
04-095	Migmatit	763220	/	129020	
04-096	Migmatit	763230	/	129010	
04-097	Migmatit	763060	/	129200	
04-098	Migmatit	762850	/	129260	

04-099	Migmatit	762790	/	129210
04-100	Migmatit	762770	/	129170
04-101	Migmatit	762730	/	129160
04-102	Migmatit	762700	/	129160
04-103	Migmatit	762630	/	129070
04-104	Sivigia-Zug	763000	/	128950
04-105	Migmatit	762920	/	126210
04-106	Migmatit	762900	/	126500
04-107	Migmatit	762780	/	126780
04-108	Migmatit	762920	/	126880
04-109	Migmatit	762950	/	126900
04-110	Migmatit	763080	/	126910
04-111	Migmatit	763180	/	126900
04-112	Migmatit	763290	/	126770
04-113	Migmatit	763420	/	126810
04-114	Migmatit	763470	/	126860
04-115	Migmatit	763500	/	126880
04-116	Migmatit	763510	/	126950
04-117	Migmatit	763530	/	126980
04-118	Migmatit	763710	/	127060
04-119	Kontakt Tonalit/Kalksilikatfels und Marmor	763730	/	126870
04-120	Migmatit	763570	/	126720
04-121	Migmatit	763570	/	126660
04-122	Migmatit	763570	/	126520
04-123	Migmatit	763470	/	126430
04-124	Migmatit	763450	/	126380
04-125	Migmatit	763300	/	126230
04-126	Migmatit	763430	/	126250
04-127	Marmor und Kalksilikatfels	763490	/	126270
04-128	Migmatit	761730	/	128070
04-129	Migmatit	761730	/	128050
04-130	Migmatit	762630	/	128500
04-131	Migmatit	762590	/	128430
04-132	Migmatit	763460	/	128370
04-133	Migmatit	762400	/	128290
04-134	Migmatit	761460	/	126800
04-135	Migmatit	761420	/	126860
04-136	Migmatit	761330	/	126910
04-137	Migmatit	761310	/	126940
04-138	Migmatit	761260	/	126970
04-139	Migmatit	761210	/	127020
04-140	Migmatit	761000	/	127110
04-141	Migmatit	760920	/	127210
04-143	Migmatit	760640	/	127280
04-144	Migmatit	760570	/	127360
04-145	Migmatitz	760480	/	127440
04-146	Migmatit	760380	/	237550
04-147	Migmatit	760260	/	127670
04-148	Migmatit	760820	/	127340
04-149	Migmatit	761130	/	127010
04-150	Migmatit	761200	/	127000

