

Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin

Autor(en): **Hasler, Paul**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **29 (1949)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-23686>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari- Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin

Von *Paul Hasler*, Basel

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	52
Einleitung	53
Morphologischer Teil	
Morphologie — Lithologie — Tektonik	55
Gletscher und Glazialbildungen	56
Terrassen	56
Seen	58
Junge Bewegungen	60
Petrographischer Teil	
Einleitung	60
A. Muldengesteine	61
Übersicht	61
1. Dolomit- und Kalzit-Marmore	61
a) Zuckerkörniger Dolomit	62
b) Die Kalzitneubildung bei der Tremolitreaktion	64
c) Lumineszenzerscheinungen am Dolomit	65
d) Weisse bis graublaue Kalzit-Marmore	66
e) Quarzreiche Marmore	66
2. Rauhwaacke	67
3. Bündnerschiefer	69
Einleitung	69
a) Graublaue, Quarz und Plagioklas führende Marmore bis Plagioklas führende Kalkglimmerschiefer	70
b) idem mit Quarz- und Kalzit-Nestern und -Lagen	73
c) Phyllite bis Kalkglimmerschiefer mit Granat	74
d) Die Granatporphyroblasten in den Bündnerschiefern und ihre Entstehung	75
e) Phyllite bis Kalkglimmerschiefer mit Disthen und Staurolith	77
f) Quarzreiche, karbonatarme bis karbonatfreie Phyllite bis Quarzite	78
g) Der Plagioklas in den Bündnerschiefern	79
h) Junge Stoffwanderungen in den Bündnerschiefern	82

	Seite
B. Deckengesteine	83
Übersicht	83
1. Zweiglimmer-Plagioklasgneise und Glimmerschiefer	84
a) Beziehungen zwischen Pleochroismus und chemischer Zusammensetzung des Biotits	89
b) Zweiglimmer-Plagioklasgneis mit Granat	90
c) Zweiglimmer-Plagioklasgneis mit Disthen und Staurolith	90
d) Entstehung der Plagioklasporphyroblasten in den Deckengesteinen	92
2. Glimmerquarzite, z. T. Permo-Karbon	93
a) Dunkelgrauer Glimmerquarzit, Permo-Karbon	95
3. Helle, feinkörnige Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneise	96
4. Grobfläsrige Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneise	100
5. Körnige Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneise bis Granodiorite („Matorellogranitgneis“)	103
6. Hornblendefels, Amphibolite und Hornblendegneise	105
a) Orthoamphibolit und seine Entstehung	113
b) Die Entstehung der Paraamphibolite	115
7. Heller, feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis	116
8. Bändergneise	117
9. Die inverse Zonarstruktur der Plagioklase	120
Chemischer Teil	
Einleitung	123
Prinzipielle Bemerkungen zu den Analysenberechnungen	124
1. Bündnerschiefer	129
2. Paragneise und Paraamphibolite	132
3. Vergleich mit Sedimenten	133
Tektonischer Teil	
Einleitung	139
1. Frühere Deutungen	140
2. Die Bedeutung der linearen Paralleltexur	141
3. Strukturen innerhalb des Sambuco-Teillappens	143
4. Die Massari-Teilmulde	144
5. Die Stellung der Gneis lamellen in den Bündnerschiefern der Bedretto-Mulde	144
6. Die Campolungo-Teilmulde	145
7. Die Mogno-Fusio-Teilmulde	147
8. Zusammenhang zwischen Rodi- und Sambuco-Teillappen	147
Zusammenfassung	
Tektonik	149
Petrographie	150
Literaturverzeichnis	151

Vorwort

Die vorliegende Arbeit bildet das letzte Glied in der Reihe der geologisch-petrographischen Untersuchungen, die durch Schüler des Mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Basel im Gebiet der obersten Maggiatäler ausgeführt wurden. In all diesen Arbeiten wurde versucht, der Lösung des umstrittensten Problems der Tessiner Alpen einen Schritt näher zu kommen. Eine endgültige Deutung der Petrogenese und der Tektonik dieses Gebietes wird wohl erst nach der vollständigen Untersuchung des ganzen Sopra Ceneri möglich sein.

Für das Interesse, das mein verehrter Lehrer, Herr Professor M. REINHARD, meiner Arbeit stets entgegen brachte, sowie für seine gründliche Einführung in die mineralogisch-petrographischen Arbeitsmethoden, möchte ich ihm meinen herzlichsten Dank aussprechen. Während der Verarbeitung der Untersuchungsergebnisse bestand ein enger Kontakt mit Herrn P.-D. Dr. E. WENK. Ihm verdanke ich wertvolle Anregungen und auch die Einführung in die Feldarbeit. Sehr viel zum Gelingen der Arbeit trugen Vorlesungen und Diskussionen mit Herrn P.-D. Dr. P. BEARTH bei, der mir auch bei der Durchsicht des Manuskripts behilflich war. Bei den Arbeiten im Institut stand mir Herr Dr. O. GRÜTTER in stets hilfsbereiter Weise zur Seite.

Die Einführung in die Methoden der Gesteinsanalysen erhielt ich durch Herrn Dr. J. VON STEIGER; Herrn cand. chem. W. VOEGTLI verdanke ich die Anfertigung von vier Gesteinsanalysen.

In den vielen, anregenden Diskussionen mit den beiden Gebietsnachbarn A. GÜNTHERT und H. BUCHMANN prallten unsere Meinungen oft hart aufeinander.

Die geologische Feldarbeit wurde, nach orientierenden Begehungen im Juli und August 1945, in den Semesterferien 1946 und 1947 durchgeführt. Hierbei fand ich bei der Bevölkerung der Val Sambuco immer volles Verständnis; insbesondere gedenke ich auch der Zuvorkommenheit der „Aar e Ticino S. A. di elettricità“, die mir am Lago Tremorgio für längere Zeit ein Quartier bot.

Den grössten Dank schulde ich jedoch meinen lieben Eltern, die mir das Studium überhaupt ermöglicht haben.

Einleitung

Die ersten Anfänge der geologischen Erforschung des NW Tessins reichen bis in die erste Hälfte des letzten Jahrhunderts zurück. PREISWERK gibt in (61) einen ausführlichen Überblick bis zum Jahre 1920. Von da an waren es hauptsächlich PREISWERK, BOSSARD, NIGGLI u. A., sowie die Schüler des Mineralogischen Instituts Basel, die sich der Untersuchung dieses Teils der Tessiner Alpen widmeten. Aus (13) seien hier die wichtigsten Daten herausgegriffen:

1844. STUDER (72) bezeichnet das ganze Gebiet zwischen Val Bedretto und Val Antabbia als Flysch.

1869. GERLACH (24) gibt die Grenzen zwischen Antigoriogneis und Teggiolo-Mulde, Lebendungneis, Maggiagneis und Bedretto-Mulde richtig wieder.

1901—1905. LUGEON, SCHARDT und ARGAND postulieren für die penninischen Alpen den Deckenbau.

1904—1914. KLEMM (40), ROTHPLETZ (68) und ARNDT (1) halten die Gneise der Decken für posttriadische Intrusionen in den mesozoischen Bündnerschiefern.

1918—1934. PREISWERK (55—60) und GRÜTTER (26) untersuchen weitere Gebiete im Sopra Ceneri und kommen zum Schluss, dass im Gebiete der oberen Maggiatäler eine mächtige Quersfalte vorliege.

1936. KÜNDIG (42) nimmt im Gebiet der oberen Maggiatäler eine N-S verlaufende Wurzelzone an, die bei Locarno von der SW-NE verlaufenden Hauptwurzel der penninischen und ostalpinen Decken abzweigt. Neuere Detailuntersuchungen stammen von BURCKHARDT (13), WENK (79), CASASOPRA (15), GÜBELIN (27), BUCHMANN (10) und GÜNTHER (28).

PREISWERK, der seine Untersuchungen vom Simplon her immer mehr gegen E ausdehnte, hat als erster die gross angelegte Querstruktur im Gebiete der Maggia richtig erkannt. Zwischen den Tal-mündungen der Maggia und der Verzasca schwenkt die Wurzelzone plötzlich in einem weitgespannten Bogen in die NW-Richtung ein. Nach KÜNDIG (42) soll diese Quersfalte bis in die Maggia-Lappen hinauf verlaufen. PREISWERK hingegen deutet die Struktur als eine sehr tiefgreifende, in einer Depression liegende Quersfalte, die sich dann im N zu zwei löffelförmigen Gebilden, den beiden Maggia-Lappen, verdickt. Der westliche (Rodi-)Teillappen ist in (10) und (28) beschrieben. Der östliche (Sambuco-)Teillappen steht in der vorliegenden Arbeit zur Diskussion.

Geographisch liegt das Gebiet zwischen der Val Sambuco, Nante, Lago Tremorgio, Pso. Campolungo und Fusio; Blatt 503 (Faido) und Blatt 507 (Peccia) des Topographischen Atlas der Schweiz; Normalblatt 532 (V. Leventina W) der Neuen Landeskarte der Schweiz. Abgesehen von den beiden längst überholten geologischen Karten des „Sanct Gotthard“ (81) und der Geologischen Karte

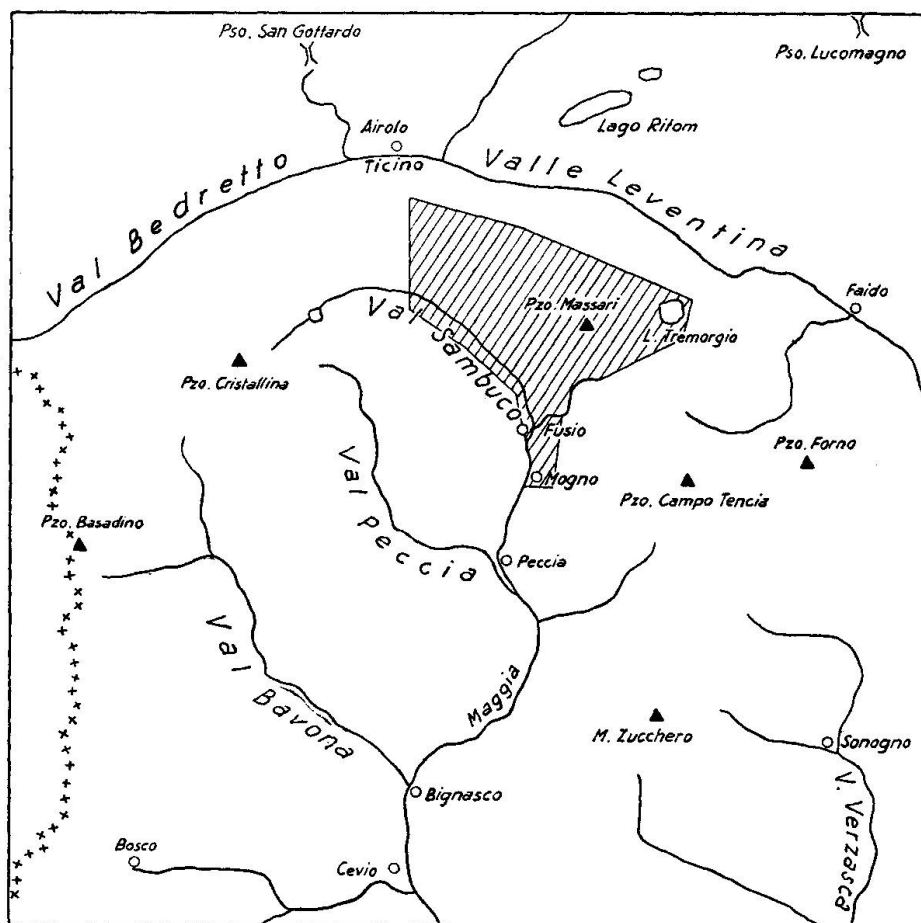


Fig. 1. Lage und Umgrenzung des bearbeiteten Gebietes

der Schweiz 1:100 000, Blatt XIX (82), bestehen die vorzüglichen Aufnahmen von PREISWERK: Geologische Spezialkarten 81 und 116 im Masstab 1:50 000 (83, 84). Ebenso sei auf die schöne italienische Karte von HERMANN im Masstab 1:200 000 (85) hingewiesen.

Das Gebiet der Maggia-Lappen wurde von PREISWERK sehr sorgfältig untersucht, so dass seine Kartierung keiner grossen Revision bedurfte. Unsere Aufgabe bestand daher lediglich darin, den Sambuco-Teillappen petrographisch und tektonisch feiner zu gliedern, um

auf diese Weise die alpinen Bewegungsvorgänge und die petrogenetischen Fragen besser verstehen zu können. Bei dieser Arbeit boten die Feldbuchnotizen und die Belegstücksammlung von PREISWERK eine wertvolle Ergänzung zu den eigenen Beobachtungen.

Das Hauptgewicht wurde auf eine möglichst eingehende petrographische Untersuchung der vorkommenden Gesteine gelegt, wobei sich einmal mehr zeigte, welche grosse Bedeutung den Stoffwandelungsprozessen bei der Metamorphose der penninischen Decken- und Muldengesteinen beigemessen werden muss. Abgesehen von der tektonisch-geologischen Hauptunterteilung in Deckengesteine und deckentrennende Muldengesteine wurde bei der Beschreibung der einzelnen Gesteinskategorien rein lithologisch vorgegangen. Auf diese Weise konnte die Verwendung von hypothetischen, genetischen Bezeichnungen auf ein Minimum reduziert werden, wenn auch hier und da unschöne, lange Gesteinsnamen in Kauf genommen werden müssen.

Auf Grund von einem Dutzend neuer chemischer Gesteinsanalysen, sowie unter Verwendung vieler Vergleichsanalysen aus (45, 50 und 53) wurde der Versuch unternommen, die Paragneise und Bündnerschiefer des Gebietes zu charakterisieren, sie mit unmetamorphem Sedimenten zu vergleichen und einige petrogenetische Betrachtungen daran zu knüpfen.

Als topographische Grundlage für die vorliegende Karte diente eine 1:10 000 Vergrösserung der im Erscheinen begriffenen Neuen Landeskarte der Schweiz (Normalbl. 532). Im Verlaufe der Untersuchungen wurden über 500 Handstücke aufgesammelt, von denen rund 200 Dünnschliffe angefertigt wurden.

Morphologischer Teil

MORPHOLOGIE - LITHOLOGIE - TEKTONIK

Das Relief des untersuchten Gebiets zeigt uns die weitgehende Abhängigkeit von Morphologie und Tektonik einerseits, Tektonik und Lithologie andererseits. Auf diese Tatsachen wird vor allem von den Morphologen zu wenig Gewicht gelegt. KÜNDIG (44) weist in seiner Besprechung der Arbeit von GYGAX (29) über die Morphologie des Verzascatales auf diese wichtigen Zusammenhänge hin.

Im N und NE wird der Sambuco-Teillappen von den weniger widerstandsfähigen Bündnerschiefern der Valle Bedretto und der

Valle Leventina begrenzt. Im SE bilden die SW-NE streichenden Muldengesteine der Campolungo-Zone eine scharfe Trennung gegen die Campo Tencia-Decke hin. Der Einschnitt der Val Pianascio und des Pso. Campolungo ist also nicht zufällig. Die Abgrenzung im SW durch die Val Sambuco ist durch die tektonische Linie zwischen Rodi- und Sambuco-Teillappen gegeben. Wir müssen also die Val Sambuco als in erster Linie tektonisch bedingtes Tal auffassen. Zwischen Fusio und Cortino, wo der Talboden an verschiedenen Stellen gegen 100 Meter breit wird, ist das Grenzgebiet der beiden Teillappen durch Schutt verdeckt. Dieses nahezu 4 Kilometer lange Talstück wird oben und unten durch Felsriegel begrenzt, welche die tektonische Verbindung zwischen E und W herstellen. Unterhalb beider Riegel nimmt jeweils das Gefälle des Flusslaufes stark zu. Da gleichzeitig grössere Seitentäler in die Val Sambuco einmünden, nimmt LAUTENSACH (46) zwei Konfluenzstufen an. Dieses glaziale Phänomen der Konfluenz mag wohl sekundäre Bedeutung und zur Gefällssteigerung beigetragen haben, kann aber nicht allein dafür verantwortlich gemacht werden, da die beiden Riegel tektonisch bedingt sind.

Im Inneren des Teillappens bemerken wir eine weitere Abhängigkeit zwischen Morphologie und Tektonik, indem die Seitenbäche der Maggia vielfach der SW-NE verlaufenden Klüftung folgen.

GLETSCHER UND GLAZIALBILDUNGEN

Von dem auf der Siegfriedkarte eingezeichneten Carra-Gletscher nördlich des Pzo. Massari ist heute nicht mehr viel zu sehen. Es handelt sich nur noch um ein kleines Stück verfirnten Schnees. Doch zeugen die beiden schön erhaltenen Moränenzüge von der früheren Grösse des Gletschers.

TERRASSEN

LAUTENSACH (46) hat das ganze Gebiet des Sopra Ceneri morphologisch gründlich untersucht und ein Terrassensystem aufgestellt, das wir in seinen grossen Zügen bei der Detailkartierung übernehmen dürfen:

1. Sobrio-Terrasse
2. Bedretto-Terrasse
3. Pettanetto-Terrasse.

Die Val Sambuco und ihre Seitentäler sind ausgesprochene Trogtäler mit Trogrand und Trogschulter. Im Terrassensystem von LAUTENSACH entsprechen die Trogschultern der „Bedretto-Stufe“; darüber folgen die Karfelder der „Pettanetto-Stufe“. Besonders schön treten die durch eine Karrippe getrennten Karfelder der A. Massari und der A. Scheggia hervor, welche weite Kessel („Piatti“) bilden. Im Gegensatz zu den Karen N der Wasserscheide (A. Prato und A. Carra) weisen diejenigen S der Wasserscheide ein gleichmässigeres und stärkeres Gefälle auf. Karseen fehlen hier gänzlich. Die Seitenbäche vereinigen sich konzentrisch und stürzen über 50 bis 100 Meter hohe Absätze von der Trogschulter in den halbtichterförmigen Trog hinunter. Nach zwei weiteren Stufen bei 1800 m und 1600 m erreichen die Bäche den Talboden der Maggia.

Nach LAUTENSACH scheidet der Rand der Bedretto-Terrasse die übertieften Talgebiete von den hoch gelegenen, nicht übertieften Regionen, welche die alte Oberflächengestalt gut bewahrt haben. Diese Übertiefung ist nach PENCK und BRÜCKNER (63) primär bedingt, während HEIM (32) und andere eher eine fluviatile Erosion annehmen. Zur Altersbestimmung der Terrassen im Sopra Ceneri fehlen jegliche paläontologischen oder stratigraphischen Anhaltspunkte. LAUTENSACH benutzt die Stellung des präglazialen Bedretto-Talbodens als Ausgangspunkt. Die zeitliche Folge ist: 1. Pettanetto-, 2. Bedretto-, 3. Sobrio-Talboden (Terrasse). Über der jüngsten (Sobrio-)Terrasse liegen übertiefte Gebiete; ihre Entstehung fällt also ins Eiszeitalter. Da sie aber deutliche Merkmale fluviatiler Entwicklung an sich trägt, muss sie in einer Zeit entstanden sein, in welcher sich die Gletscher wenigstens teilweise bis in die Talwurzel zurückgezogen hatten (Interglazialzeit).

Ein etwas anderes morphologisches Bild zeigt sich auf der N-Seite des bearbeiteten Gebietes. Entsprechend der grösseren Talbreite der Valle Leventina ist die Terrassenbildung viel deutlicher sichtbar. Nach einem sehr steilen Absturz von der Wasserscheide zwischen V. Leventina und V. Sambuco gelangen wir auf einen talwärts sich verflachenden Talboden, in dem die Kare der A. Prato und der A. Carra liegen; seine mittlere Höhe beträgt 2000 m. Er entspricht dem Pettanetto-Talboden. Die nächste Terrasse hat eine durchschnittliche Höhe von 1700 m (Bedretto-Talboden). Endlich folgt die letzte Terrasse von ca. 1400 m Höhe (Sobrio-Talboden). Auf dieser untersten Terrasse liegen die ersten grösseren Siedlungen wie Nante und Giof.

Diese Einteilung ist wohl sehr schematisch; betrachten wir

jedoch das Gebiet W des Ticino bis zum Grenzkamm gegen die Val Sambuco zum Beispiel von den Kehren der Gotthardstrasse bei Motto Bartola, so fällt einem eine gewisse Stufung des Reliefs auf, die man sicher schematisieren darf.

SEEN

Morphologisch interessanter als die Terrassen sind die verschiedenen Seen, an denen die obere Leventina ziemlich reich ist (6, 47). Im untersuchten Gebiet liegen die drei grösseren Seen: Lago di Ravina, Lago di Prato und Lago Tremorgio. Letzterer wird von der „Aar e Ticino S.A. di elettricità“ als Stausee benutzt und bildet den höchsten Punkt des grossen Kraftwerkssystems: L. Tremorgio-Rodi Fiesso-Lavorgo-Mte. Piottino-Bodio. Daneben existieren noch mehrere kleinere Seen, die zum Teil im Verlanden begriffen oder nur noch als sumpfige Gebiete vorhanden sind. Solche Sümpfe können jedoch auch mit Dolinenbildung im Bereich von Triaslinen zusammenhängen, z. B. NW Pzo. Meda (Carra)¹⁾.

Die Entstehung dieser Seen ist in der Literatur sehr umstritten. Wegen ihrer Lage in den karbonatreichen Gesteinen wurde der Auskolkung vielfach die grösste Bedeutung beigemessen (23, 71). Tatsächlich wurden im Lago Tremorgio grössere, durch Lösung entstandene Trichter gefunden, die sich in einer den See querenden Triasdolomit-Linse gebildet hatten. Eine gewisse Auflösung des Gesteins müssen wir annehmen, da sonst die Seen durch die Schuttmengen, die jedes Jahr hineingeschwemmt werden, stärker aufgefüllt sein sollten. Alle diese Seen entwässern ganz oder teilweise unterirdisch.

L. di Ravina: Entwässerung vollständig unterirdisch.

L. di Prato: Abfluss versickert unterhalb des Sees in den Bündnerschiefern.

L. Tremorgio: Entwässerung zum kleinsten Teil unterirdisch, durch Auszementierung künstlich abgeschwächt.

Der Verlauf der unterirdischen Wässer ist sehr schwierig festzustellen. Die im Auftrage der „Motor Columbus“ durchgeführten Färbversuche am Lago Tremorgio zeigten, dass das Wasser der Streichrichtung der stark geschieferten Kalkphyllite folgt. An der

¹⁾ Auf der Siegfriedkarte (Bl. Faido) tragen zwei Gipfel in unserem Gebiet den Namen „Pzo. Meda“. Die kleinere Erhebung S A. Carra soll daher im folgenden als Pzo. Meda (Carra) genannt werden, der höhere Gipfel SW L. Tremorgio Pzo. Meda (Tremorgio).

unterirdischen Entwässerung dieser Seen scheiterten andere Stauprojekte, so z. B. am Lago di Ravina, Lago di Prato und am kleinen See in der „Valletta“ NW Ponc. Sambuco. Die Wasserverluste am L. Tremorgio betrugen zeitweise bis 200 Liter/Sekunde. Die durch A. von Moos angestellten Versuche mit Fluoreszin ergaben keine schlüssigen Ergebnisse. Nur bei einer einzigen Wasserprobe von der Quelle bei der A. Gera in der Val Piumogna (S Dalpe) konnte der Farbstoff in gerade noch wahrnehmbarer Verdünnung festgestellt werden. Dieses Resultat ist umso unsicherer, als das Fluoreszin nur an einem Tag nachgewiesen werden konnte, und zwar am 29. nach der Färbung des Sees; vorher und nachher war kein Farbstoff im Quellwasser enthalten. Die Streifenfärbungen, die auf dem Tremorgio-See angestellt wurden, zeigten, dass vor allem am SW Ufer ein starker Wasserverlust vorhanden sein muss. Mit grosser Wahrscheinlichkeit darf daher angenommen werden, dass sich der grösste Teil des versickernden Wassers in Richtung der Campolungo-Mulde gegen Fusio und Mogno fortbewegt. Damit mögen auch die starken unterirdischen Auslaugungen zusammenhängen, welche die Sackungen in diesem Gebiet bewirkt haben. Bei späteren Färbversuchen sollte also den Quellen unmittelbar E der Linie Mogno-Fusio besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden.

Entstehung der Seen. Durch die Stauung, welche die Seitengletscher bei der Einmündung in den Tessingletscher erlitten haben, ergab sich eine vergrösserte Erosionswirkung. Die Nebengletscher wurden gezwungen, auf den Hauptgletscher hinauf zu fliessen. Auf diese Weise wurde eine Vertiefung ausgehobelt; weiter talauswärts entstand ein Felsriegel, der besonders am L. Tremorgio gut sichtbar ist. Auf den Riegeln des L. di Ravina und des L. di Prato liegen noch Moränenreste, die als Überbleibsel der Rückzugsmoränen gedeutet werden können. Das Fehlen dieser Moränenreste am L. Tremorgio kann auf die geringere Meereshöhe des Sees zurückgeführt werden; er wurde vom Gletscher viel früher verlassen und ist daher der fluviatilen Erosion seit längerer Zeit ausgesetzt. Mit diesem Deutungsversuch kann auch die relative Grösse und Tiefe des L. Tremorgio erklärt werden. Hier vereinigten sich nämlich all die Gletschermassen aus dem ganzen Gebiet zwischen Pzo. Campolungo, Pzo. Meda (Tremorgio) und Ponc. Sambuco. Damit verglichen war das Einzugsgebiet des heutigen L. di Ravina und L. di Prato viel kleiner. Es bleibe dahingestellt, ob diese Erosionslöcher der heutigen Seen in der Interglazial- oder Postglazialzeit fluvial noch vergrössert worden sind.

JUNGE BEWEGUNGEN

Im Gebiet E der Maggia zwischen Fusio und Mogno sind überall Anzeichen von sehr jungen Bewegungen vorhanden. Bei Mogno ist es ein Bergsturz, der in den siebziger Jahren des letzten Jahrhunderts einen grossen Teil des Dörfchens zerstörte. Eine ältere Rutschmasse, die eher als Sackung bezeichnet werden muss, befindet sich NE Fusio auf ca. 1450 m Höhe auf dem linken Ufer des Baches der Val Pianascio. Die dort herumliegenden bis hausgrossen Felsblöcke lösten sich offenbar später vom Abrissrand. Die Triaszüge zwischen Fusio und Mogno sind durch junge Bewegungen verstellt. Der Campolungobach fliesst unterhalb Colla durch eine kurze E-W verlaufende Schlucht, welche den von Mogno her kommenden Rauhwackenzug glatt abschneidet. Die Verwerfung ist jedoch nur auf die mesozoische Mulde beschränkt, während die angrenzenden Deckengesteine von dieser Bewegung vollkommen unberührt blieben.

Petrographischer Teil

EINLEITUNG

Bei petrographischen Untersuchungen im Gebiet der penninischen Decken scheint die Unterteilung in deckentrennende Muldengesteine und Deckengesteine die gegebene Grossgliederung zu sein. Wir möchten diese beiden Gesteinkategorien wie folgt definieren:

A. Muldengesteine

Decken umhüllende resp. Decken scheidende, alpin epimetamorphe²⁾ mesozoische Paragesteine (Bündnerschiefer, Dolomite, Rauhwacken und Quarzite).

B. Deckengesteine

- a) Prämesozoische, polymetamorphe Para- und Orthogesteine; präalpine Metamorphose durch alpine Umprägung vollkommen verwischt.
- b) Granitoide Gesteine alpinen Alters.

²⁾ Wir halten uns hier an die in neuerer Zeit von NIGGLI postulierte Einteilung in „epi-“ und „kata-“, wobei die Epizone die frühere Epi- und Mesozone umfaßt.

A. MULDENGESTEINE

Übersicht

Der auf der Karte D-förmig umrissene Sambuco-Teillappen wird auf der konvexen Seite ganz von mesozoischen Muldengesteinen umgeben; im N und NE von der Bedretto-Mulde, im SE von der Campolungo-Mulde. Im S verfigert sich die Mogno-Fusio-Mulde in die prätriadischen Gneise des Lappens. Die im Innern des Deckenkörpers SE-NW streichende Massari-Teilmulde hat heute jeglichen Zusammenhang mit den anderen Mulden verloren.

Bei den im untersuchten Gebiet liegenden Muldengesteinen handelt es sich ausschliesslich um epizonal umgewandelte Sedimente: Dolomite, Marmore, Rauhacken, Kalkglimmerschiefer, Phyllite. Nirgends konnten Fossilien oder auch nur Spuren von solchen festgestellt werden. Es ist ja auch nicht zu erwarten, dass in diesem Gebiet der penninischen Decken die Altersfrage paläontologisch gelöst werden kann. Die durch die intensive tektonische Beanspruchung bedingte Metamorphose zerstörte auch die letzten Spuren von Organismen. Durch eine genaue petrographische Untersuchung z. B. der Bedretto-Mulde könnte an Hand von faziellen Unterschieden eine feinere stratigraphische Gliederung wohl möglich sein. In der vorliegenden Arbeit halten wir uns lediglich an die folgende grobe Einteilung:

Quarzit ³⁾	Buntsandstein
Rauhacke	} Muschelkalk
Dolomit- und Kalzit-Marmor	
Bündnerschiefer	Lias

1. Dolomit- und Kalzit-Marmore *)

Am mächtigsten entwickelt sind diese Gesteine in der Campolungo-Teilmulde, wo sie die bekannte Tauchfalte aufbauen (57); sonst treten sie nur in Form von kleinen Zügen und Linsen auf, welche im Gebiet der A. di Ravina und der A. Carra Mächtigkeiten von wenigen Metern bis zu 50 m erreichen. Der N-S streichende Dolomitzug des Cte. Briolent nördlich Colla nimmt die normale Stellung ein, das heisst, er liegt zwischen den Bündnerschiefern und

³⁾ Im untersuchten Gebiet nur kleines Vorkommen auf A. Pianascio.

*) Im folgenden wird im Text Dolomit-Marmor kurz als Dolomit bezeichnet und Kalzit-Marmor als Marmor.

den prätriadischen Gneisen. Ein weiteres Vorkommen liegt im Gebiete des Pso. del Cane westlich Pzo. Meda (Tremorgio).

Beim Dolomit und Marmor handelt es sich um sehr leicht deformierbare Gesteine. Sie sind deshalb bei der Alpenfaltung oft aus ihrer normalen Lage ausgequetscht worden und keilförmig in die Bündnerschiefer eingedrungen. Die Verwitterung geht bei diesen karbonatreichen Gesteinen ausserordentlich schnell vor sich. Im Bereich der Dolomite sind die Bachbette von feinem Dolomitsand angefüllt. Der Zerfall wird durch den intergranular eingelagerten leichter löslichen Kalzit noch beschleunigt. Im Dolomit treten jedoch auch Kalzitporphyroblasten auf, welche im Dünnschliff durch niedrigeres Relief, stärkere Trübung und unregelmässigere, lappige bis zahnige sinusförmige Umrisse auffallen.

a) Zuckerkörniger, weisser bis grauer Dolomit

Mineralbestand ⁴⁾ :	Dolomit 80—95 %	Quarz
	Kalzit 0—10 %	Muskowit
		(Phlogopit)
		(Biotit)
		(Chlorit)
		(Plagioklas)
		(Alkalifeldspat)
		(Tremolit)
		(Titanit)
		(Pyrit)

Struktur: Granoblastisch bis porphyroblastisch.

Im Gebiet des Pso. Campolungo und des Pso. Cadonighino treten lokal die folgenden seltenen Mineralien auf: Chrysoberyll, Diaspor, Korund, Skapolith, Turmalin, Fluorit und Rutil. Wir verweisen hier auf die Arbeit von GÜBELIN (27).

Wie aus den in (27) angegebenen Detailprofilen hervorgeht, wechsellagern weisse und mausgraue Dolomite. In der Dolomitsynklinale N Pso. del Cane geht diese Wechsellagerung in eine eigentliche Bänderung über. Die hellen und dunklen Bänder, zwischen denen auch glimmerreiche Lagen eingestreut sind, wechseln in ihrer Mächtigkeit von 1 mm bis 1 m. Die Bänderung muss wohl als das Abbild einer sedimentären Schichtung angesehen werden.

⁴⁾ Gemengteile mit Angabe des Prozentgehalts = Hauptgemengteile.
 Gemengteile ohne Angabe des Prozentgehalts = Nebengemengteile.
 Gemengteile in Klammern = Übergemengteile.

Wodurch unterscheidet sich nun ausser in der Farbe der weisse und der graue Dolomit? GÜBELIN (27) gibt folgende mit dem PASSON-schen Apparat ausgeführten groben Analysen:

	I	II	III	IV	V
CaCO_3	37 %	40 %	33 %	22 %	20 %
$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	59 %	56 %	47 %	73 %	36 %
HCl unl.	4 %	4 %	20 %	5 %	44 %

- I Weisser zuckerkörniger lockerer Dolomit
- II Weisser zuckerkörniger dichter Dolomit
- III Gelblicher zuckerkörniger Dolomit
- IV Mausgrauer zuckerkörniger Dolomit, Pso. Cadonighino
- V Mausgrauer zuckerkörniger Dolomit, Pso. Campolungo

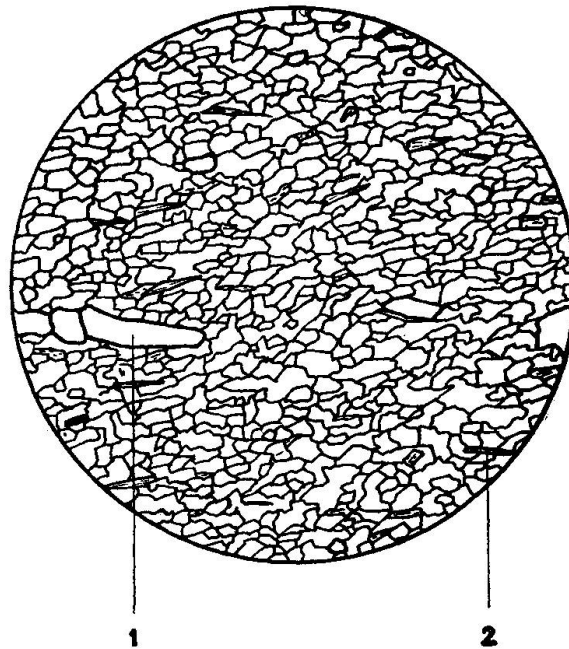


Fig. 2. Zuckerkörniger Dolomit

Struktur: Granoblastisch. Im Dolomit liegen einige Quarzkörner (1) und Serizit-schuppen (2). Vergr. ca. 20:1

Die hohen Werte des in Salzsäure unlöslichen Anteils rühren vom grösseren Gehalt an Quarz, Glimmer, kohligter Substanz und von Tremolit (Grammatit) her.

Die graue Farbe ist wohl der Pigmentierung mit organischer Substanz zuzuschreiben. Das Pigment ist sehr fein verteilt, so dass es unter dem Mikroskop auch mit der stärksten Vergrösserung kaum wahrgenommen wird. Möglicherweise ist die Pigmentsubstanz zum Teil kolloidal verteilt. Die Prüfung auf Fe zeigte keinerlei Abhän-

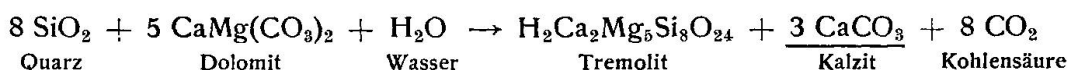
gigkeit zwischen Eisengehalt und Gesteinsfarbe. Aus den Untersuchungen von neun Proben ergaben sich Schwankungen von 0,03 % bis 0,90 % Fe_2O_3 ; der Durchschnitt betrug 0,26 % Fe_2O_3 . Der grösste Teil des Eisens ist in Form von Pyrit vorhanden.

Nicht selten stösst man auf kleine, immer konkordante, mit pegmatitähnlichem Material (siehe S. 82) gefüllte Gängchen, deren Mächtigkeit zwischen einigen Millimetern und einem Zentimeter schwankt. Sie zeichnen sich durch Anreicherung von Phlogopit und grosse, mit Karbonat angefüllte Kalifeldspatkörner aus. Das Nebengestein hat unter dem Einfluss der zirkulierenden Lösungen in der Nähe der Gängchen eine merkliche Kornvergrösserung erfahren.

Der Tremolit (= Grammatit) aus den Triasdolomiten vom Campolungo ist wohl in den meisten Mineralsammlungen der Welt vertreten. Man findet zwei verschiedene Ausbildungsarten. 1. Rosettenförmig bis spiessig im weissen Dolomit; die Spiesse können bis 20 cm lang werden. 2. Stengeliger Habitus im grauen Dolomit; die wenige Zentimeter langen idiomorphen Prismen zeigen im Querschnitt sehr schön die typischen Hornblendeumrisse.

b) Die Kalzitneubildung bei der Tremolitreaktion

Wie aus der folgenden Gleichung hervorgeht, ist die Tremolitreaktion mit einer Kalzitneubildung verbunden (5). In der Tat ist in der Nähe von Tremolitkristallen und in diesen selbst neu gebildeter Kalzit vorhanden.



Im Anschliff konnte der Kalzit nach der Methode von HOLMES (34) deutlich nachgewiesen werden. Das braunviolette Silberchromat macht den Kalzit gut sichtbar. Dieser Nachweis zeitigte die besseren Resultate als z. B. derjenige nach RODGERS (67) mit $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2$. Vgl. auch (37).

Tremolit ist nach HARKER (31) ein Stressmineral. Er schreibt darüber folgendes: „...Here, however, the first product is not forsterite, as in simple thermal metamorphism, but the stress mineral amphibole. It appears as numerous needles or slender crystals of tremolite, or less commonly as pale green actinolite at this stage non aluminous“.

Das bei der Tremolitreaktion frei werdende CO_2 löste sich wohl in dem als Bergfeuchtigkeit immer vorhandenen Wasser, das dann

seinerseits in erhöhtem Masse Karbonat zu lösen vermochte und — wenn auch unwesentlich — zur Bildung der sekundären Kalzit-anreicherung beigetragen hat.

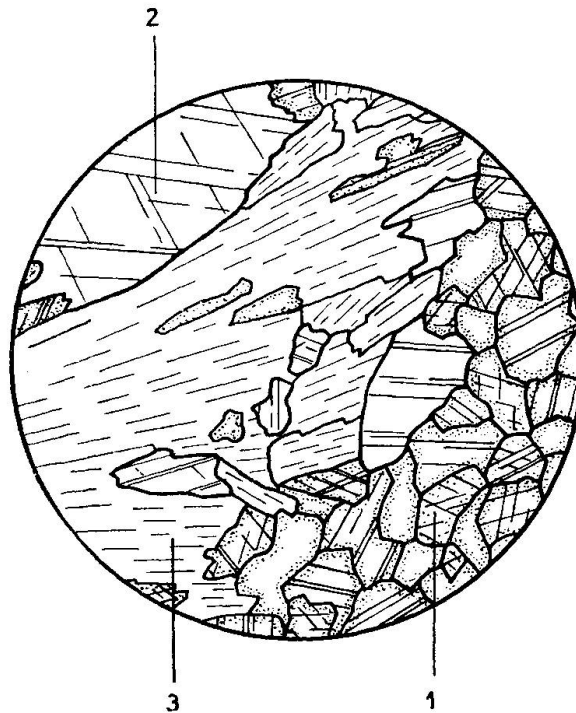


Fig. 3. Kalzitneubildung bei der Tremolitreaktion im Dolomit
1. Dolomit, 2. Kalzit, 3. Tremolit. Vergr. ca. 20:1

c) Luminiszenzerscheinungen am Dolomit

Alle Proben des zuckerkörnigen Dolomits zeigen eine mehr oder weniger starke Triboluminiszenz und Thermoluminiszenz.

Ein Messingblech wurde bis zur Rotglut erhitzt. Nach dem Abkühlen bis zur eben noch wahrnehmbaren dunklen Rotglut wurde die grob pulverisierte Probe auf das Blech gestreut, wobei die Körner kurze Zeit aufleuchten (ca. $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{2}$ sec.). Auf diese Weise untersuchten wir 16 Proben und es ergab sich folgendes Resultat:

	Luminiszenzfarbe
Weisser zuckerkörniger Dolomit	gelblich bis rot
Grauer zuckerkörniger Dolomit	blauviolett bis grün

Die verschiedenen Luminiszenzfarben der weissen und grauen chemisch identischen Dolomite deuten auf eine Verschiedenheit im Gitterbau hin, welche wohl durch das im grauen Dolomit eingelagerte Pigment hervorgerufen sein dürfte.

Der Vollständigkeit halber sei noch hinzugefügt, dass bei der Bestrahlung mit U.V.-Licht keine Unterschiede in der meist nur sehr schwachen Fluoreszenzfarbe bemerkt werden konnten.

d) Weisse bis graublaue Kalzit-Marmore

Mineralbestand:	Kalzit	70—90 %	
	Quarz	0—10 %	
	Glimmer	5—10 %	Pyrit
Struktur:	Granoblastisch.		

Während die triadischen Karbonatgesteine in der Campolungo-Mulde zur Hauptsache aus Dolomit bestehen, sind die Züge und Linsen längs des Tessintals und in der Mogno-Fusio-Mulde mehrheitlich aus Kalziumkarbonat aufgebaut. Im allgemeinen ist dieses Gestein grobkörniger als der Dolomit; die feinkörnigen Abarten konnten nur mit der Salzsäureprobe vom Dolomit unterschieden werden. Übergänge von Dolomit-Marmor in Kalzit-Marmor sind in der Streichrichtung und senkrecht dazu recht häufig.

e) Quarzreiche Marmore

Mineralbestand:	Kalzit	30—70 %	Apatit
	Dolomit	10—30 %	Muskowit
	Quarz	20—40 %	Pyrit (+ limonitisiert)
	Plagioklas	0—10 %	(Kalifeldspat)
	Phlogopit	5—10 %	(Titanit)
			(Zirkon)
Struktur:	Granoblastisch bis porphyroblastisch.		

Das Ursprungsgestein muss ein kalkiger Sandstein gewesen sein, der durch eine lokale Sandablagerung im Triasmeer entstanden ist.

Im Dünnschliff ist der Dolomit stets an seinem höheren Relief gut zu erkennen. Er weist auch mehr Spaltrisse auf als der Kalzit, welcher mehr als Füllmasse auftritt. Die bisweilen porphyroblastischen Kalzitkörner können den Dolomit ganz umschliessen, sind daher jünger als diese.

Die gerundeten Quarzkörner sind im Dünnschliff deutlich als Relikte des ursprünglichen Sandsteins zu erkennen. Meist zeichnen sie sich durch undulöse Auslöschung aus.

Der Kalifeldspat ist im Gegensatz zum Plagioklas stets schön klar. Die bis 1 mm grossen Körner schliessen Quarz, Glimmer und Karbonat ein. Der Kalifeldspat muss also sehr spät aus im Gestein zirkulierenden Lösungen entstanden sein.

Der Plagioklas verdankt seine Entstehung den geringen Beimengungen von toniger Substanz im Ausgangsgestein. Die getrübten Körner, die als Oligoklas bestimmt wurden, haben undeutliche Umrisse und bergen eine Menge Einschlüsse von Quarz, Glimmer und Kalzit in sich. Hie und da ist eine Verdrängung von Kalzit zu Gunsten des Plagioklas sichtbar. Diese Art der Plagioklasbildung ist für die tieferen Zonen des penninischen Mesozoikums charakteristisch, worauf im Kapitel der Bündnerschiefer näher eingegangen wird.

Der Phlogopit ist deutlich pleochroitisch (blassbraun bis farblos). Der nur in Spuren vorhandene Pyrit ist immer stark limonitisiert.

2. Rauhacke

Mineralbestand:	Kalzit	60—80 %	Biotit
	Dolomit	10—30 %	Chlorit
	Quarz	0—10 %	Serizit
			(Talk)
			(Tremolit)
			(Limonit)

Struktur: Porphyroblastisch.

Das im Gebiet des Campolungo vorkommende Gestein, das wir als Rauhacke bezeichnen, möchten wir eher wegen seiner stratigraphischen Lage als wegen seines Aussehens so bezeichnen. Es ist ein gelbliches, verhältnismässig quarzreiches, massiges Gestein von tuffartigem Aussehen. Es handelt sich um das gleiche Gestein, das am Kirchhügel von Prato (Leventina) ansteht und dort auch als Rauhacke kartiert ist (83, 84). Die typisch löcherige Verwitterung, von der die Bezeichnungen „Zellendolomit“ und „cargneule“ herkommen, kann nur W Pso. Campolungo beobachtet werden.

Der sonst mit der Rauhacke vergesellschaftete Gips fehlt hier vollkommen; er dürfte nie eine grössere Mächtigkeit eingenommen haben und bei der Rauhackenbildung der Auflösung anheim gefallen sein. In der näheren Umgebung findet man lediglich noch zwischen Nante und Airolo kleinere Gipsvorkommen.

Über die Entstehung der Rauhacke sind mehrere Hypothesen aufgestellt worden. BONNEY (6) und GARWOOD (23) gehen miteinander einig, indem sie die Rauhacke im Piora-Gebiet (E Airolo) als Reibungs- oder Dislokationsbrekzie deuten (siehe auch Lit. 16). Andere Autoren wollen Auslaugungsvorgänge

für die Entstehung der Rauhacken verantwortlich machen, so unter anderen BRÜCKNER (9). Von den im Arbeitsgebiet liegenden Rauhacken konnten in keiner einzigen Gesteinsprobe SO_4 nachgewiesen werden, so dass die Sulfatauslaugung hier keine Rolle gespielt haben dürfte.

Verfolgen wir die Rauhacke auf der Südseite des Campolungo weiter gegen Fusio und Mogno, so nimmt das Gestein mehr und mehr einen brekziösen Charakter an (= „Brekziöser Dolomit“). Den Anstoss zu dieser Bezeichnung gab die in der Bachrunse SE Mogno (zweiter Bach unterhalb Mogno) bei Kote 1350 m gefundene sehr grobe Brekzie, deren Komponenten mehr als einen Dezimeter gross werden können. Zwischen Mogno und Fusio ist das Gestein plattig bis mulmig ausgebildet und nimmt erst bei Colla wieder richtigen Brekzien-Charakter an. Der Zement der Brekzie besteht durchwegs aus zerriebenem Material der Komponenten selbst. Im Aufschluss SE Mogno sind neben Bündnerschiefer auch Kristallinkomponenten vorhanden, während NE Fusio Komponenten und Füllmasse aus dem gleichen (dolomitischen) Material bestehen. Die Komponenten sind oft mit einer samtglänzenden, sich talkig anfühlenden Kruste überzogen, die bei Behandlung mit Salzsäure unter Aufblähung CO_2 entwickelt. Diese Krustensubstanz besteht aus einem Gemenge von sehr fein zerriebenem Kalzit und Talk, das, ähnlich wie bei Gangmyloniten, in die Hohlräume des zerbrechenden Gesteins hineingepresst wurde. Wir schliessen deshalb aus dieser Feststellung, dass wir es bei diesem Rauhacken-ähnlichen Gestein mit einer tektonischen Brekzie zu tun haben. E. WENK fand seiner Zeit SE Lago Nero im Oberen Bavonatal ein genau gleiches Gestein, in dem kantige Kristallinbrocken aus den benachbarten Deckengesteinen auftreten. In beiden Fällen handelt es sich um lokale Erscheinungen. Die Komponenten aus der Brekzie SE Mogno bestehen sowohl aus prämesozoischen quarzreichen Paragneisen des Hangenden, als auch aus Bündnerschiefern des Liegenden. Die größeren Bruchstücke „schwimmen“ regellos im Gestein, während die feineren, wie auch der Glimmer, in die Schichtflächen eingeregelt sind.

Die bankige, manchmal auch mulmige Rauhacke E der Linie Mogno-Fusio ist stellenweise gut gebändert. Zwischen helleren und dunkleren Lagen liegen sporadisch wenige Millimeter mächtige Tremolit führende Bänder. Ein dunkelgrüner Talk kennzeichnet die Schichtflächen, die auch als Bewegungsflächen gedient haben, und überzieht oft die flach gepressten Tremolitrosetten.

3. Bündnerschiefer

Einleitung

In allen Arbeiten, welche die Bündnerschiefer der tieferen penninischen Decken behandeln, wird auf die ausserordentliche Mannigfaltigkeit dieser Gesteine hingewiesen (13, 62). Der Gehalt an Karbonat, Glimmer, Plagioklas, tonerdereichen Mineralien (Stauroolith, Granat, Disthen) und Quarz ist grossen Schwankungen unterworfen, die ganz der bunten Folge der ursprünglichen Sedimente (kalkig — mergelig — tonig — sandig) entsprechen. Diese grosse Verschiedenheit ist in erster Linie auf abwechslungsreiche Sedimentationsbedingungen zurückzuführen. Schon während der Ablagerung war der Sedimentationstrog in ständiger Bewegung. Durch Hebung und Senkung entstanden bald küstennahe, bald küstenferne Sedimente. Die Alpenfaltung formte dann alles in mannigfacher Weise um; die vorwiegend tonig kalkigen Sedimente reagierten sehr willig auf Druck und Schub, wobei die verschiedensten Druck- und Tem-

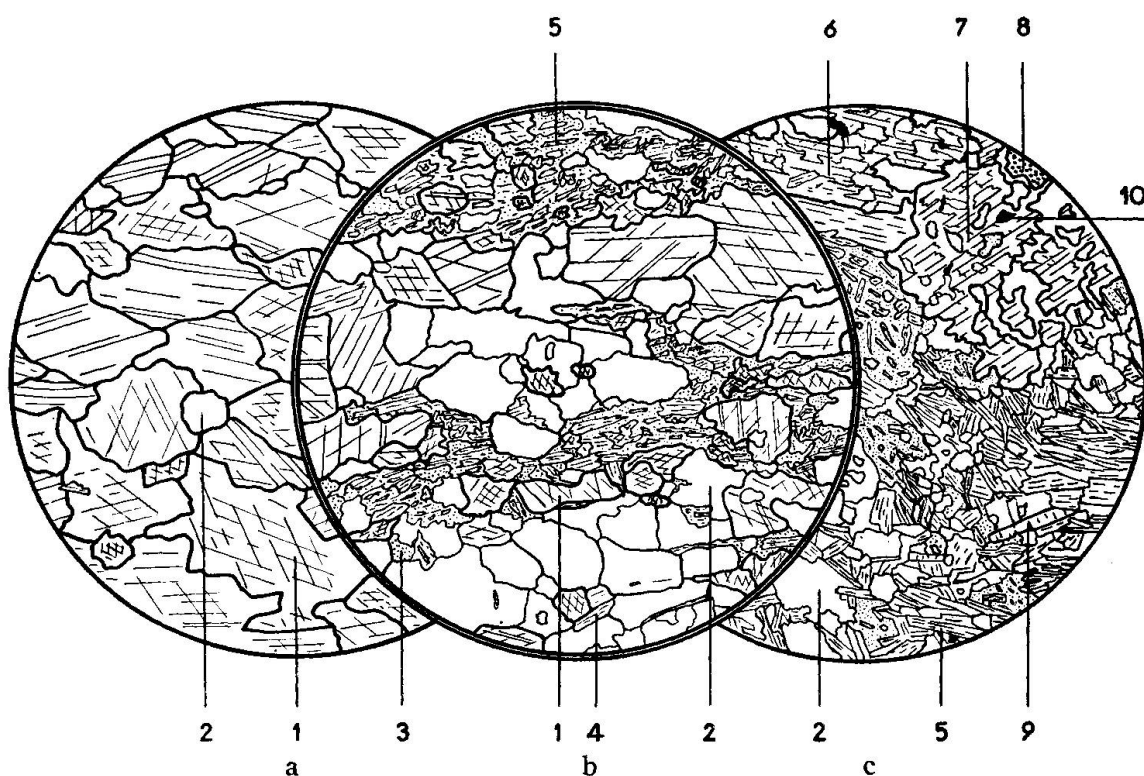


Fig. 4. Bündnerschiefer

- a) Grobkörniger graublauer Marmor. b) Dichter graublauer karbonatreicher Phyllit. c) Karbonatfreier Phyllit mit Disthen und Stauroolith
 1. Kalzit, 2. Quarz, 3. Plagioklas, 4. Biotit, 5. Serizit, 6. Disthen, 7. Stauroolith, 8. Granat, 9. Klinozoisit-Epidot, 10. Pyrit. Vergr. ca. 20:1

peraturbedingungen haben auftreten können. Die schon umgewandelten Gesteine sind dann spätalpin noch einmal durchbewegt worden, worauf die Verschuppungen und Einspiessungen der Decken hinweisen. Zusammenfassend können also folgende Tatsachen für die grosse Mannigfaltigkeit der Bündnerschiefer verantwortlich gemacht werden:

1. Verschiedenartige Sedimente.
2. Bewegung während der Sedimentation.
3. Verschiedenartige Metamorphosebedingungen.
4. Postkristalline Durchbewegung.

Trotz ihrer Mannigfaltigkeit sind die Bündnerschiefer im Felde meist ohne weiteres als solche zu erkennen. Ihre rotbraune bis violette Verwitterungsfarbe unterscheidet sie von den mehr braungrau angewitterten Zweiglimmer-Plagioklasgneisen. Verglichen mit diesen Gesteinen wirkt sich die geringere Metamorphose vor allem in der Ausbildung der Plagioklas aus, worauf später noch hingewiesen wird.

Auf der Karte wurden nach ihrem lithologischen Charakter folgende Kategorien von Bündnerschiefern ausgeschieden:

- a) Graublaue, Quarz und Plagioklas führende Marmore bis Plagioklas führende Kalkglimmerschiefer.
- b) Graublaue, Quarz und Plagioklas führende Marmore bis Plagioklas führende Kalkglimmerschiefer mit Quarz- und Kalzit-Nestern und -Lagen.
- c) Phyllite bis Kalkglimmerschiefer mit Granat.
- d) Idem, mit Disthen und Staurolith.
- e) Quarzreiche, karbonatarme bis karbonatfreie Phyllite und Quarzite.

a) Graublaue, Quarz und Plagioklas führende Marmore bis Plagioklas führende Kalkglimmerschiefer

Mineralbestand:	Kalzit	40—80 %	Muskowit-Serizit
	Quarz	10—40 %	Klinozoisit-Epidot
	Plagioklas	5—20 %	Zoisit
	Biotit	5—10 %	Erz
			Kohlige Substanz
			(Granat)
			(Titanit)
			(Chlorit)
			(Turmalin)
			(Apatit)

Struktur: Granoblastisch bis lepidoblastisch bis porphyroblastisch.

Dieses Gestein ist im untersuchten Gebiet die verbreitetste und typischste Abart der Bündnerschiefer. Die glimmerärmsten und auch dichtesten Kalkglimmerschiefer findet man im Gebiet der A. Carra. Sie sind wegen ihrer Struktur sehr zäh und haben häufig einen glänzenden, hornfelsähnlichen Bruch, wobei aber die sedimentär bedingte Schichtung nie verloren geht. Biotitreichere, dunklere Lagen wechseln mit helleren Lagen, die manchmal aus reinem Karbonat bestehen können.

Die 1—2 mm grossen Kalzitkörner sind stark zerlappt oder haben eckige Umrisse. Sie sind in Richtung der Faltenachsen gelängt und weisen immer sehr ausgeprägte Druckzwillingsbildung auf.

Man kann zweierlei Quarzkörner unterscheiden: 1. Kleine rundliche Körner mit einem Durchmesser von 0,2 bis 0,4 mm, mehr vereinzelt auftretend, zum Teil im Kalzit eingeschlossen. 2. Eckige, meist verzahnte, bis 1 mm grosse Körner, welche mit zunehmender Grösse stärkere kataklastische Erscheinungen wie undulöse Auslöschung oder sogar Risse zeigen. Diese Risse und Sprünge liegen vor allem senkrecht zur Schichtfläche. Der feinkörnige Quarz ist als Relikt der ursprünglichen Quarzsandkörner zu betrachten; die grossen Quarzkörner stellen Neubildungen dar.

Der Biotit weist in den Bündnerschiefern immer einen charakteristischen Pleochroismus auf: hell rotbraun—farblos. Die Einregelung ist meist eine vollkommene. Die Elongation des Biotits beträgt ungefähr 1:8. Hie und da treten Querbiotite auf, worüber schon KRIGE (41) berichtete. Die Biotitblättchen sind in den Bündnerschiefern genau gleich zerfranst und gelappt wie in den Paragneisen. Die Ausbuchtungen sind meist mit Quarz, seltener mit Kalzit ausgefüllt. Bei diesen Verwachsungen muss man annehmen, dass der Biotit und der Quarz, resp. der Kalzit ungefähr zur gleichen Zeit gebildet wurden und dabei einander den Platz streitig gemacht haben. Um eine chemische Zersetzung kann es sich nicht handeln, da die bei einer Entsilifizierung des Biotits sich bildenden Mineralien fehlen.

Der Muskowit bleibt mengenmässig stark hinter dem Biotit zurück. Seine serzitische Ausbildung verleiht dem Gestein oft eine verfilzte, manchmal geradezu nematoblastische Struktur. Die schiefrige Textur wird weitgehend durch den auf den Schichtflächen perlmutterglänzenden Serizit hervorgerufen. Dieser bildet im Gegensatz zum granoblastischen Biotit mit dem Quarz und hauptsächlich mit dem Plagioklas zusammen das Grundgewebe.

Die Hauptmasse des Plagioklases liegt immer im mehr oder

weniger undefinierbaren Grundgewebe verborgen. Gut begrenzte Körner mit Zwillingsbildung sind selten. Bemerkenswert und für die Bündnerschiefer charakteristisch sind die grossen Plagioklasporphyroblasten mit Albitzwillingslamellen. Sie sind oft phantomartig, wie Amöben, über mehrere Millimeter ausgedehnt und erst im polarisierten Licht als grössere, einheitlich auslöschende Komplexe zu erkennen. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 30 und 70 Prozent, wobei die basischen Plagioklase (Labrador bis Bytownit) vorherrschen.

Die wichtigsten, fast nie fehlenden Nebengemengteile sind Zoisit und Klinozoisit-Epidot. Der viel seltenere Zoisit ist besonders in den plagioklasreichen Partien schön stengelig ausgebildet und fällt durch sein hohes Relief, sowie durch sehr niedrige Interferenzfarben auf. Sein optischer Charakter ist zweiachsig positiv mit kleinem Achsenwinkel. Der Fe-haltige Klinozoisit-Epidot ist, verglichen mit dem Zoisit, durch höhere Doppelbrechung gekennzeichnet. Infolge von Differenzialbewegungen sind die Klinozoisitsäulchen teilweise auseinander gerissen worden und zu perlschnurartigen Gebilden rekristallisiert. Die Mineralien der Zoisit-Epidot-Reihe sind auf die tonerdereichen Bündnerschiefer beschränkt. In den tonerdeärmeren Typen reichte das Al_2O_3 bloss zur Plagioklasbildung.

Der Titanitgehalt ist stark schwankend. Manchmal ist das Mineral zu kleinen Häufchen angereichert („Insekteneier“!), wobei nur selten die für den Titanit typische Briefkuvertform zu erkennen ist. Mit dem Titanit zusammen vorkommend, aber sehr viel seltener, ist noch ein zweites Ti-Mineral, der Rutil, zu nennen, der seinerseits öfters mit Ilmenit verwachsen ist. Der grösste Teil des Ti muss ursprünglich im Biotit vorhanden gewesen sein. Bei seinem Zerfall in Chlorit entstanden die Mineralien Titanit und Rutil; diese Paragenese konnte in vielen Schliffen festgestellt werden.

Nur in vereinzelten Körnern trifft man Zirkon an. Die Turmalinsäulchen mit farblos-schmutzig olivgrünem Pleochroismus sind stets kleiner als 0,1 mm. Die trigonalen Basisschnitte zeigen Zonarstruktur, wobei der Kern durch eine dunkler gefärbte Partie vom Mantel getrennt wird.

Der rundliche „geflossene“ Körner bildende Apatit ist stets getrübt und teilweise korrodiert.

Pyrit ist ein ziemlich gleichmässig verbreiteter Gemengteil in den Bündnerschiefern, wobei grössere Körner idiomorphe Umrisse annehmen können und fast immer etwas limonitisiert sind. Als wei-

tere Erzbildung tritt der bei der Chloritisierung des Biotits entstehende Magnetit auf.

Die Farbe des Gesteins ist sehr stark abhängig vom Gehalt an kohlig er Substanz, der selten ein Prozent übersteigt. Pigmentreiche, schwarze bis grauschwarze Schiefer, wie sie in den Quartenschiefen oder in den Bündnerschiefern der oberen Val Bredetto verbreitet sind (13, 41), kommen im untersuchten Gebiet nicht vor. Das Pigment besteht aus bituminösen bis kohligen C-Verbindungen, die beim Anschlagen und beim Auflösen mit Salzsäure einen unangenehmen Geruch erzeugen. Zur eigentlichen Graphitbildung war die Metamorphose anscheinend zu gering. Die kohlige Substanz ist in den glimmerreichen Lagen angehäuft; sie bildete mit dem Glimmer zusammen bei den alpinen Bewegungen ein ausgezeichnetes Schmiermittel.

b) Graublaue Quarz und Plagioklas führende Marmore bis Plagioklas führende Kalkglimmerschiefer mit Quarz- und Kalzit-Nestern und -Lagen

Mineralbestand:	Kalzit	20—60 %	Dolomit
	Quarz	30—50 %	Muskowit, Serizit
	Plagioklas	10—20 %	Zoisit
	Biotit	5—10 %	Klinozoisit-Epidot
			Pyrit
			Kohlige Substanz
			(Apatit)
			(Titanit)
			(Rutil)
			(Turmalin)

Struktur: Granoblastisch bis porphyroblastisch.

Der Bündnerschiefer, der bei den letzten Kehren des Fussweges von Rodi-Fiesso nach dem Lago Tremorgio aufgeschlossen ist, fällt durch seinen Reichtum an schwartigen Kalzit- und Quarznestern auf. Die gleiche Erscheinung findet man auch in den Aufschlüssen längs des Wegs vom L. Tremorgio nach der A. Campolungo. Mehr als ein Geologe hoffte diese Erscheinung als die letzten Überreste von Fossilien deuten zu können. PREISWERK z. B. vermerkte zu einem solchen Handstück „Crinoiden“?. Weder makroskopisch noch mikroskopisch können jedoch die geringsten Spuren einer organogenen Struktur festgestellt werden. Sofern diese Kalzitanreicherungen nicht als Klufftfüllungen mit Quarz zusammen vorkommen, sind sie aus Unregelmässigkeiten im Ablagerungsmaterial zurückzuführen. Die

zwei bis drei Zentimeter mächtigen Kalzitlagen können über mehrere Meter im Streichen verfolgt werden. Durch Boudinage entwickelten sich zuweilen charakteristische Formen, die auch in den Bändergneisen (siehe S. 118) auftreten (Phot. 6—8, Taf. III). Die hierbei abgelösten Linsen waren gegenüber Druck und Schub sehr empfindlich und nachgiebig, denn die Kalzitkörner veränderten sich während der Bewegung dauernd durch Deformation und Umkristallisation. Daher sind keinerlei Spuren von Scherflächen oder Riefung sichtbar.

Der Kalzit ist aber auch in Form von grösseren Rhomboedern mit dem Quarz zusammen angereichert. Der stengelig zerbrechende, milchig getrübe oder auch glasklare Quarz hat sich nicht nur auf Schichtfugen, sondern auch auf Querklüften angereichert. Es handelt sich daher nicht um eine reine sedimentär bedingte Erscheinung, es sind vielmehr Stoffwanderungsvorgänge, die diese Mineralansammlungen hervorriefen (siehe S. 82).

c) Phyllite bis Kalkglimmerschiefer mit Granat

Mineralbestand:	Kalzit	5—20 ‰	Klinozoisit-Epidot
	Quarz	20—40 ‰	Pyrit
	Biotit	5—10 ‰	Kohlige Substanz
	Serizit	0—5 ‰	(Turmalin)
	Plagioklas	5—20 ‰	(Titanit)
	Granat	5—15 ‰	(Rutil)
			(Apatit)
			(Zirkon)
			(Chlorit)
Struktur:	Granoblastisch bis nematoblastisch bis porphyroblastisch.		

Der Mineralbestand ist, abgesehen von der Anwesenheit des Granats, annähernd der gleiche wie derjenige der granatfreien Phyllite. Das Gestein ist dunkel graublau, massig, feinkörnig bis dicht mit einem leicht muscheligen Bruch. Im Felde fällt es durch eine grössere Widerstandsfähigkeit gegenüber der Verwitterung auf, aus welchem Grunde das sehr zähe Gestein gelegentlich als Baumaterial verwendet wird. Die granatreichen Kalkphyllite treten vor allem in der Massari-Teilmulde auf und können hier in die Disthen und Stauroolith führenden Varietäten übergehen. Auffallend ist die nematoblastische Struktur, die dem Gestein seine grosse Zähigkeit verleiht. Die Kleinfältelung wird durch den Quarz und den Glimmer gut abgebildet.

Kalkphyllit mit Granat. Hr. 305.

SiO ₂	57,04		
Al ₂ O ₃	6,77		
Fe ₂ O ₃	0,51	Fundort:	N Pzo. Massari
FeO	3,82		
MnO	0,04	Modus ⁵⁾ :	Quarz 40 %
MgO	4,75		Karbonat 24 %
CaO	13,02		Plagioklas 12 %
K ₂ O	0,90		Biotit 13 %
Na ₂ O	0,31		Granat 6 %
TiO ₂	0,44		Akzessorien:
P ₂ O ₅	0,06		Klinozoisit
H ₂ O ⁺	2,80		Chlorit
H ₂ O ⁻	0,17		Serizit
CO ₂	9,38		Pyrit
S	0,38		
	<u>100,39</u>	Plagioklas	56 % An.

Anal.: HASLER

Der granoblastische Quarz kann gegenüber dem Glimmer stark zurücktreten, wodurch die ausgesprochene nematoblastische Struktur entsteht. Das Nema besteht aus feinen Serizit- und Biotitschüppchen, das oft von grösseren Plagioklasporphyroblasten schwammartig „aufgesaugt“ werden kann.

Der Granat tritt in rhombendodekaedrischen Idioblasten auf. Er wurde von BURCKHARDT (13) als „gemeiner Granat“ bestimmt. Wegen seiner Paragenese mit Klinozoisit muß jedoch ein geringer Kalkgehalt angenommen werden.

d) Die Granatporphyroblasten in den Bündnerschiefern und ihre Entstehung

Die Dünnschliffuntersuchung zeigt, dass die Granatporphyroblasten prätektonisch, syntektonisch und posttektonisch entstanden sein können. Es resultieren dabei vier Fälle, die in keiner Weise an bestimmte Muldenteile gebunden sind. Sogar innerhalb des gleichen Dünnschliffes können zwei verschiedene Fälle beobachtet werden.

⁵⁾ Der Mineralbestand der analysierten Gesteine wurde mit Hilfe des Integrationstisches von „Leitz“ bestimmt.

1. Prätektonische Bildung

Die Granatkörner wurden bei Verschieferung gedreht, bei stärkerer Beanspruchung zerbrochen, wodurch die Bruchstücke längs den S-Flächen zerstreut liegen. An den Bruchstücken setzte eine Umkristallisation ein, welche die Fragmente abrundete, ohne jedoch wieder idiomorphe Formen zu erzeugen.

2. Syntektonische Bildung

Dieses Wachstum ist an S-förmig angeordneten Einschlüssen im Granat oft schon im Handstück zu erkennen. Die Einschlüsse (Quarz, Zoisit, Glimmer, Karbonat, Pigment) bilden die durch gleichzeitiges Wachstum und Drehung des Porphyroblasten S-förmig verbogene Schichtung ab. Die Drehachse liegt in der S-Fläche und mehr oder weniger in der Richtung der linearen Paralleltexur des Gesteins. Die Drehung entstand also durch Stauchung, Faltung des Gesteins (Faltenachsen!). In seltenen Fällen steht die Drehachse auch senkrecht zur linearen Paralleltexur.

3. Syntektonische bis posttektonische Bildung

Das Wachstum des Granatkorns kann die Bewegung überdauern. Um den syntektonisch gebildeten Kern mit seinen S-förmig angeordneten Einschlüssen legte sich eine Schale, welche vom Kern durch einen Saum aus kohliger Substanz ziemlich scharf getrennt ist. Die beiden Teile unterscheiden sich weder in ihrer Lichtbrechung noch in ihrer Farbe voneinander, haben also ungefähr die gleiche chemische Zusammensetzung. Während die Schale durch Rekristallisation abgerundet wurde, hat der Kern seine idiomorphe Gestalt bewahren können.

4. Posttektonische Bildung

Der Granatporphyroblast hat in aller Ruhe wachsen können. Die Einschlüsse sind regellos im Zentrum des Kornes angereichert.

Nicht immer weisen die Granatkörner die typischen idiomorphen Umrisse auf. Besonders in den Fällen 1—3 neigt der Granat zum diablastischen Wachstum oder er ist mit dem Quarz skelettartig verwachsen. Man könnte an eine auflösende Wirkung des Quarzes denken. Es fehlen jedoch Reaktionsprodukte, die dabei entstehen müssen.

ten, so dass es sich lediglich um eine Rekristallisationserscheinung der beiden Gemengteile handelt, ohne dass die beiden Komponenten miteinander reagierten. BACKLUND (2) schreibt hierüber: „Der Granat ist dank seiner Form und infolge seiner Feinstruktur die kinematisch widerstandsfähigste Mineralkomponente. Nicht so der diablatische Granat. Je stärker diablatisch er ist, desto zerbrechlicher wird er. Bei von neuem einsetzender Differentialbewegung wird er zertrümmert, die Bruchstücke werden in Zeilen längs den Gleitbahnen ausgezogen und von feinst zerriebenen Quarzbruchstücken untermischt... Die Granatscherben bilden die Ansatzpunkte, die Keime der neu einsetzenden Granatkristallisation. Jedoch auf die Quarzzeilen beschränkt, umschliesst der erneuerte Granat nur Quarzbruchstücke als Diablasten. Er ist nur unbedeutend widerstandsfähiger als die vorige Generation. Er verfällt von neuem der Zertrümmerung bei einer neu einsetzenden Bewegung“.

e) Phyllite bis Kalkglimmerschiefer mit Disthen und Staurolith

Mineralbestand:	Kalzit	0—20 %	Dolomit
	Quarz	10—20 %	Muskowit-Serizit
	Plagioklas	20—30 %	Klinozoisit-Epidot
	Biotit	5—10 %	Erz
	Disthen	5—15 %	(Titanit)
	Staurolith	5—10 %	(Rutil)
	Granat	0—5 %	(Turmalin)
			(Apatit)

Struktur: Granoblastisch bis nematoblastisch bis porphyroblastisch.

Wie schon im vorhergehenden Abschnitt festgehalten wurde, führen die dort beschriebenen Gesteine lokal auch Disthen und Staurolith. Makroskopisch sind diese beiden Gemengteile in den Bündnerschiefern N Pso. Scheggia sichtbar. Die Disthen- und Staurolithprismen überschreiten kaum einige Millimeter Länge.

Beide Mineralien sind ausgesprochene Stressmineralien mit hohem Tonerdegehalt. Das Ausgangsgestein musste also sehr tonig gewesen sein und unter erhöhten Stressbedingungen metamorphosiert oder nach der Umwandlung stark beansprucht worden sein. Die zwischen Deckengesteine eingeklemmte Massari-Teilmulde lässt die Annahme einer erhöhten mechanischen Beanspruchung durchaus rechtfertigen.

Phyllit mit Granat und Staurolith. Hr. 385.

SiO ₂	56,07	Fundort:	NE Mogno	
Al ₂ O ₃	19,62			
Fe ₂ O ₃	0,13	Modus:	Quarz	30 ‰
FeO	7,93		Plagioklas	10 ‰
MnO	0,03		Muskowit	19 ‰
MgO	3,17		Biotit	16 ‰
CaO	2,37		Staurolith	15 ‰
K ₂ O	3,55		Granat	10 ‰
Na ₂ O	2,92		Disthen	} akzessorisch
TiO ₂	1,31		Klinozoisit	
P ₂ O ₅	0,02		Pyrit	
H ₂ O +	2,74	Plagioklas: Oligoklas		
H ₂ O -	0,39			
S	0,08			
	<u>100,33</u>			

Anal.: HASLER

Der Plagioklas ist immer stark serizitisiert und sehr einschlussreich. Der Staurolith ist wie der Granat von Quarz durchwachsen.

f) Quarzreiche karbonatarme bis karbonatfreie
Phyllite bis Quarzite

Mineralbestand:	Quarz	40—80 %	Dolomit
	Plagioklas	5—20 %	Klinozoisit-Epidot
	Biotit	5—10 %	Erz
	Serizit	5—10 %	(Apatit)
	Kalzit	5—10 %	(Turmalin)
			(Disthen)
			(Titanit)
			(Rutil)
			(Zirkon)
Struktur:	Granoblastisch bis porphyroblastisch.		

Die ursprünglichen Sandsteine mit tonigem bis mergeligem Zement wurden zu quarzreichen Phylliten oder Quarziten umgewandelt.

Der Quarz bildet oft Kornzeilen; auch der Disthen und der Turmalin können in Lagen angereichert sein; die Regelung der Mineralkomponenten ist meist sehr vollkommen. Die Elongationsachse des Biotits, sowie die kristallographische Hauptachse des

Turmalins liegen in der Richtung der Faltenachsen. Mit Hilfe des Gipsblättchens kann auch die Regelung der Quarzkörner leicht festgestellt werden.

g) Der Plagioklas in den Bündnerschiefern

Die Kristallisationsfolge in den kristallinen Schiefern ist nach BECKE (4) ungefähr folgende: Titanit, Rutil, Hämatit, Granat, Turmalin, Staurolith, Disthen — Epidot, Zoisit — Dolomit — Glimmer, Chlorit — Kalzit — Quarz — Plagioklas. Es fällt auf, dass in den petrographischen Arbeiten über die Bündnerschiefer dem letzten Glied dieser Reihe, dem Plagioklas, meist sehr wenig Beachtung geschenkt wird. Vor allem vermisst man genaue Anorthitbestimmungen, was oft auf die mangelhafte Ausbildung der Plagioklase, in der älteren Literatur wohl auch auf das Fehlen der notwendigen Hilfsmittel (U-Tisch) zurückzuführen ist. Bei der Durchsicht der Literatur ergibt sich trotzdem ein interessantes Resultat: In den tektonisch höher gelegenen Bündnerschiefern fehlen Plagioklase mit einem höheren Anorthitgehalt als Oligoklas. In ihren neueren Untersuchungen haben weder NABHOLZ (49) im östlichen, noch DIEHL (18) im westlichen Penninikum basischere Plagioklase als Oligoklas beschrieben. Im Gegensatz dazu fanden PREISWERK (55, 56) im Simplontunnel und im oberen Maggiagebiet sowie KRIGE (41) im Pioragebiet basische Feldspäte von der Zusammensetzung Andesin bis Bytownit. Auch in unserem Arbeitsgebiet wurden Plagioklase mit hohem Anorthitgehalt festgestellt. Der Durchschnittswert liegt bei An 60. Die basischen Glieder der Plagioklase scheinen also auf die tektonisch tieferen Bündnerschiefer der beiden Tessiner-Kulminationen beschränkt zu sein.

Die Plagioklase der Bündnerschiefer sind oft ungeeignet für die Untersuchungen auf dem Drehtisch nach der Fedoroff- oder Zonenmethode. Die Körner sind vielfach durch Einschlüsse und Serizitisierung stark getrübt, und gute Verzwillingungen sind selten. In vielen Fällen musste daher der Anorthitgehalt mit der älteren Methode nach BECKE (4, 19) bestimmt werden, die aber bei sauren bis intermediären Plagioklasen noch ziemlich genaue Resultate ergibt. Bei kritischer Betrachtung liefern jedoch auch die Drehtisch-Bestimmungen nicht so genaue Resultate, wie fälschlicherweise oft angenommen wird. Nach REINHARD (64) beträgt die Genauigkeit $\pm 5\%$.

Der Plagioklas tritt oft in Form von xenomorphen Porphyroblasten auf, die wie Ölflecken das Gefüge über mehrere Quadratmillimeter durchdringen. Der Porphyroblast kann gewissermassen selbst zur Grundmasse werden. Beim Drehen des Schliffes zwischen gekreuzten Nicols beobachtet man dann einheitliches Auslöschen dieser „Grundmasse“, aus welcher die übrigen Gesteinskomponenten (Glimmer, Quarz, Karbonat) deutlich hervortreten (Fig. 5). Besonders eindrücklich ist diese Erscheinung, wenn der Plagioklas von Zwillingslamellen durchzogen ist.

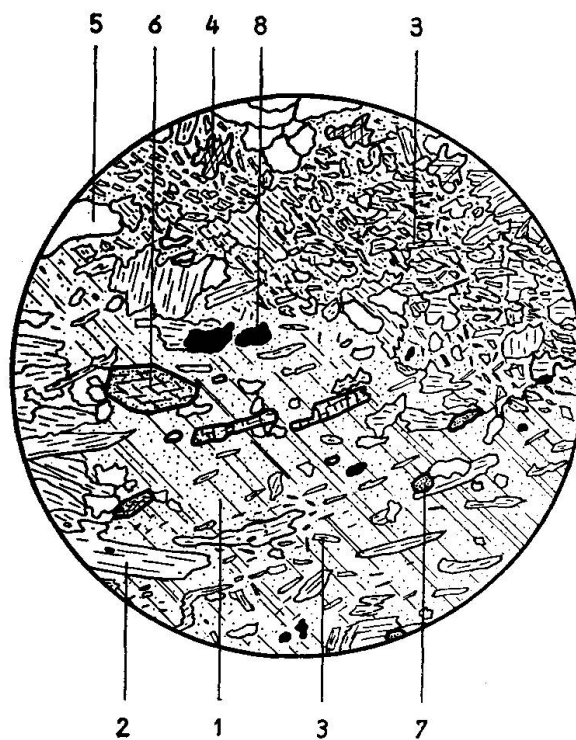


Fig. 5. Bündnerschiefer. Plagioklasporphyroblast in karbonatarmem Phyllit
1. Plagioklas, 2. Biotit, 3. Serizit, 4. Kalzit, 5. Quarz, 6. Klnzoisit-Epidot,
7. Granat, 8. Erz. Vergr. ca. 20:1

Der Plagioklas liegt jedoch nicht nur als Porphyroblast vor. In den mehr granoblastischen und grobkörnigeren Bündnerschiefern findet er sich hauptsächlich in den ursprünglich tonigeren Lagen. Er ist wie alle anderen Mineralkörner in der Schichtfläche abgeplattet und hat wegen seiner Stellung am Ende der kristallographischen Reihe den Charakter einer Füllmasse erhalten. Das feinere Korn bedingt eine erhebliche Vergrößerung der Kornoberfläche. Da nun die Diffusionsgeschwindigkeit proportional der Kornoberfläche

ist, musste das Diffusionsvermögen der plagioklasreichen Lösungen im Gestein in den feinkörnigen Typen grösser gewesen sein als in den grobkörnigen. Daher ist die Plagioklasporphyroblastenbildung in den glimmerreichen nematoblastischen Phylliten stärker ausgebildet als in den massigeren Kalkglimmerschiefern. BURCKHARDT (13) weist auf die besondere Plagioklasanreicherung in den dunklen pigmentreichen Bündnerschiefern der Val Bedretto hin. Die Bildung der Plagioklasporphyroblasten ist also wohl molekulardispersen, im Gestein zirkulierenden Lösungen zuzuschreiben.

Welche Faktoren waren aber nun für die Bildung derart basischer Feldspäte verantwortlich? Der sorgfältige Vergleich von Anorthitgehalt und jeweiligem Mineralbestand in möglichst vielen Dünnschliffen zeigt keine Abhängigkeit zwischen dem Modus und der Basizität des Plagioklases. Quarzitisches, kalzitarme Gesteine führen einen ebenso basischen Plagioklas wie solche mit hohem Kalzitgehalt. Einen ebenso geringen Einfluss auf den Anorthitgehalt hat der sehr wechselvolle Pauschalchemismus der Bündnerschiefer. Die Basizität der Plagioklase muss also von den bei der Metamorphose herrschenden p-T-Bedingungen abhängig sein. Gesetzmässigkeiten in dieser Richtung könnten erst bei regionalen Untersuchungen festgestellt werden. Die höher metamorphen, hornfelsartigen Bündnerschiefer zwischen dem Lago Tremorgio und der Alpe Carra weisen alle sehr basische Plagioklase auf. Überhaupt führen nur die relativ höchst metamorphen Bündnerschiefer des Tessin- und Simplongebietes basische Feldspäte. Mit PREISWERK (55) und GRÜTTER (26) dürfen wir daher annehmen, dass die Plagioklase der dislokationsmetamorphen Bündnerschiefer mit zunehmender Metamorphose basischer werden. Dabei sehen wir von den kontaktmetamorphen Bündnerschiefern der Wurzelzone ab.

Die Frage, ob sich CaO des Kalzits in den Plagioklas hat einbauen können, ist trotz der oben angeführten Argumente nicht ohne weiteres zu verneinen. An grösseren Körnern konnte zwar eine Reaktion zwischen den beiden Gesteinskomponenten nicht festgestellt werden. In der Tat ist eine Umwandlung von Kalzit in Plagioklas unter epizonalen Bedingungen auch kaum möglich. FABIAN (22) beschreibt in den devonischen Phylliten des Altvatergebirges ganz ähnliche Erscheinungen. Auch dort treten relativ basische Plagioklase in den Phylliten auf. Der Autor sucht die Erklärung in metasomatischen Vorgängen, wobei er eine Stoffzufuhr des doppelt geladenen Ca-Ions wegen des grossen Ionenradius aber für ausgeschlossen hält.

h) Junge Stoffwanderungen in den Bündnerschiefern

Dass in den Bündnerschiefern in einer späten Phase der alpinen Orogenese eine rege Wanderung von Lösungen stattgefunden hat, bezeugen die vielen Quarz- und Kalzitanreicherungen. Am eindrücklichsten zeigt sich jedoch diese Stoffwanderung an einem mit hydrothermale Material gefüllten Lagergang am Lago Tremorgio. Um jedem Missverständnis aus dem Wege zu gehen, betonen wir, dass das Gangmaterial nur seiner Beschaffenheit nach den Produkten hydrothermalen Tätigkeit gleicht. In unserem Fall kann von einer magmatischen Restlösung kaum die Rede sein, da der dazugehörige Magmaherd nicht vorhanden ist. Die Lösungen mussten daher unter der Wirkung der Metamorphose im Gestein selbst entstanden sein.

Unmittelbar NE des alten Abflusses des Lago Tremorgio ist am Weg nach Rodi Fiesco ein ca. 1/2 m mächtiger Lagergang aufgeschlossen. Im pegmatoiden bis hydrothermalartigen Gangmaterial finden sich Quarz, bis Dezimeter grosse Albitaggregate, kleine idiomorphe Muskowitblättchen, Chlorit, Erz, Epidot und auch grosse Aggregate von Kalzitrhomboedern. Die zirkulierenden Lösungen wurden auf ihrem Wege durch die Bündnerschiefer an Karbonat angereichert, das dann in einem späteren, offensichtlich posttektonischen Stadium in Form von grossen Rhomboedern wieder ausgeschieden wurde. Zwischen dem Quarz und dem Kalzit kam es zu keinerlei Reaktion, dazu reichten die p-T-Bedingungen nicht. Hingegen scheint der Kalzit durch die pegmatitoiden bis hydrothermalartigen Agenzien teilweise in Epidot umgewandelt worden zu sein. Besonders um die Kalzitkristalle findet man oft Anreicherungen eines gelbgrünen dichten Gemenges, das zur Hauptsache aus Quarz und Epidot besteht. Dieser kann jedoch auch selbständige, einige Zentimeter lange, oft verbogene Prismen bilden. Die Kalzit-Quarz-Verwachsungen zeigen eindeutig, dass der Kalzit früher als der Quarz gebildet wurde. (Phot. 3, Taf. II.)

Im erwähnten Gangmaterial schwimmen einige kopfgrosse Schollen von Nebengestein; auch am Rand des Ganges sind überall Ansätze zur Schollenbildung vorhanden, denn das karbonatreiche Gestein setzte der auflösenden Wirkung der Lösungen keinen grossen Widerstand entgegen.

In dem an Zerrklüften reichen Gebiet der Bündnerschiefer um den L. Tremorgio konnten pegmatitoiden und hydrothermal-ähnliche Lösungen sehr gut zirkulieren; darauf wird auch das von TADDEI (73)

entdeckte Skapolithvorkommen am E-Ufer des Sees zurückzuführen sein. Bei den Abdichtungsarbeiten sind die meisten vom See aus zugänglichen Klüfte zugemauert worden. Dass diese Erscheinungen von Gangfüllungen gerade im Gebiet des L. Tremorgio auftreten, ist nicht verwunderlich, waren doch hier, an der Umbiegungsstelle der Bedretto- in die Campolungo-Mulde die Gesteine besonders starker Druck- und Zerrwirkung ausgesetzt.

Wir halten also fest, dass im Gebiet der NE Campolungo-Teilmulde späte „hydrothermale Lösungen“ zirkuliert haben müssen, worauf auch die Bildung der seltenen Mineralien im Dolomit des Campolungo und des Cadonighino zurückzuführen sein dürften.

B. DECKENGESTEINE

Übersicht

Der grösste Teil des Sambuco-Teillappens besteht aus hochkristallinen, im wesentlichen alpin metamorphen Para- und Orthogneisen. Die alpine Orogenese überprägte eine oder mehrere ältere Metamorphosen; die jüngste Umwandlung brachte eine vollständige Rekristallisation mit sich, die jede Spur einer älteren Faltung (z. B. hercynische) zerstören musste. Die makroskopisch erkennbaren tektonischen Elemente (Richtung der im Felde gemessenen Faltenachsen) stimmen mit denjenigen im Kleinbereich (Glimmer- und Quarzregelung, Kleinfältelung im Dünnschliff) genau überein. Für alle Deckengesteine ist eine mehr oder weniger gut ausgebildete granoblastische Struktur typisch.

Wir halten uns an folgende mineralogische Unterteilung der Deckengesteine:

1. Zweiglimmer-Plagioklasgneise und Glimmerschiefer.
2. Quarzite bis Glimmerquarzite.
3. Helle, feinkörnige Zweiglimmer-Plagioklas-Alkalifeldspatgneise.
4. Grobflaserige Zweiglimmer-Plagioklas-Alkalifeldspatgneise bis Augengneise.
5. Körnige Alkalifeldspat-Plagioklasgneise bis Granodiorite („Matorello-Granitgneis“).
6. Amphibolite, Hornblendite und Hornblende führende Zweiglimmer-Plagioklasgneise.
7. Bändergneise.

1. Zweiglimmer-Plagioklasgneise und Glimmerschiefer

Mineralbestand:	Quarz	20—60 ‰	Apatit
	Plagioklas	5—50 ‰	Zoisit
	Biotit	10—30 ‰	Klinozoisit-Epidot
	Muskowit	5—20 ‰	Chlorit
			Erz
			(Granat)
			(Disthen)
			(Staurolith)
			(Hornblende)
			(Titanit)
			(Rutil)
			(Turmalin)
			(Zirkon)
			(Kalifeldspat)

Struktur: Granoblastisch bis porphyroblastisch bis lepidoblastisch.
Glimmerschiefer auch diablastisch.

Zweiglimmer-Plagioklasgneis (Normaltyp) Hr. 454

SiO ₂	64,87
Al ₂ O ₃	17,57
Fe ₂ O ₃	0,23
FeO	4,58
MnO	0,11
MgO	2,58
CaO	2,53
Na ₂ O	2,45
K ₂ O	3,15
TiO ₂	0,61
H ₂ O ⁺	1,23
H ₂ O ⁻	0,13
P ₂ O ₅	0,23
	<u>100,27</u>

Fundort: NE Fusio

Modus:	Quarz	34 ‰
	Plagioklas	23 ‰
	Biotit	23 ‰
	Muskowit	15 ‰
	Akzess.	5 ‰

Plagioklas: Oligoklas.

Anal.: VOEGTLI

Der Zweiglimmer-Plagioklasgneis ist der typischste im Arbeitsgebiet vorkommende Paragneis. Mineralbestand, Struktur und Textur weisen auf ein hochkristallines epizonal metamorphosiertes (s. Fussnote S. 60) Paragestein hin. Im Landschaftsbild treten diese Gesteine meist sehr klar hervor. Sie setzen der Verwitterung weniger Widerstand entgegen als die massigeren Deckengesteine und

die schiefrige Textur bildet Falten und Schlingen gut ab. Der aus dem glimmerreichen Gneis bestehende Grat ist wild gezahnt und zerbrochen. Die rasch fortschreitende Verwitterung wird durch steile

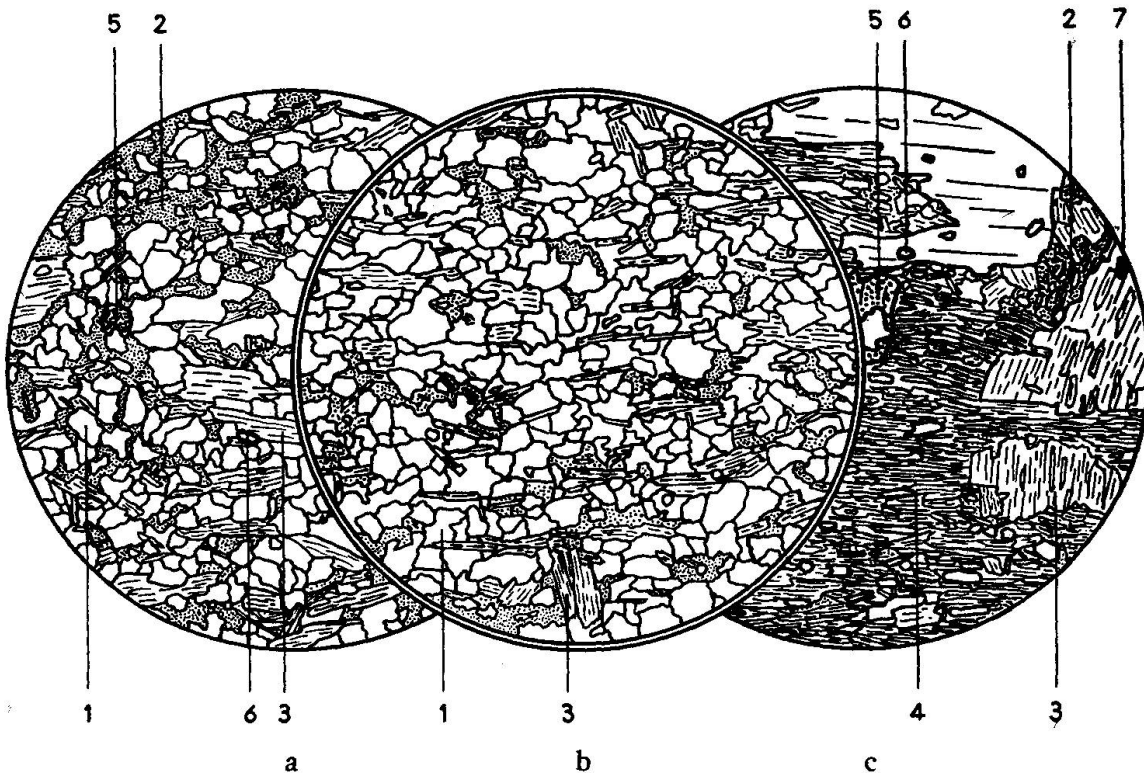


Fig. 6. Zweiglimmer-Plagioklasgneis, Glimmerschiefer

a) Normaltyp. b) Quarzreich. c) Glimmerschiefer

1. Quarz, 2. Plagioklas, 3. Biotit, 4. Serizit, 5. Granat, 6. Rutil, 7. Erz
Vergr. ca. 20:1

bis saigere Lage der Schichten noch begünstigt. Hier ist es für den Beobachter oft sehr zeitraubend, frische Handstücke zu schlagen.

Die durch den hohen Glimmergehalt bedingte Plastizität ist besonders schön im Gebiet der A. Sassello sichtbar. Bei der Schlingenbildung wechselt hier das Streichen auf die Distanz von wenigen Metern um 90 bis 180 Grad. Lokale Sackungen und Hackenwerfen sind in jenem Gebiet keine Seltenheit.

PREISWERK führte seinerzeit für diese Gesteine den Namen „brauner Gneis“ ein. In der Beschreibung zur geol. Spezialkarte 81 (56) schreibt er: „...Die Hauptmasse der unter der Bezeichnung ‚Gn‘

ausgeschiedenen Gruppe bilden Gesteine, die man summarisch als ‚braune Gneise‘ bezeichnen könnte. Die Oberflächenfarbe unterscheidet sie in der Regel von den mehr grauen ‚Orthogneisen‘. Der verbreitetste Typus ist ein ziemlich feinkörniger schiefriger Gneis, gleichmässig gesprenkelt durch braune Biotitblättchen, die in einer hellen, feinkörnigen, serizitischen Quarzfeldspatmasse schwimmen. Häufig sind kleine Granatkörnchen eingestreut.“ An Hand der Kartierung und der Feldbücher PREISWERKS kann die Definition der „braunen Gneise“ kürzer gefasst werden als „Muskowit-Biotit-Plagioklasgneise von vorwiegend brauner Farbe“. Effektiv rührt das Adjektiv „braun“ von der Verwitterungsfarbe dieser Gneise her. Später wurde die Bezeichnung von anderen Autoren übernommen (KÜNDIG 42, JENNY 39, BUCHMANN 10), wobei die „braunen Gneise“ die verschiedensten Definitionen erfuhren. Es sollte daher in Zukunft diese unklare, missverständliche Bezeichnung nicht mehr angewendet werden.

Durch Signaturen wurden auf der Karte folgende Arten des Zweiglimmer-Plagioklasgneises ausgeschieden:

Granat führend	> 5 % Granat
Staurolith und Disten führend	> 5 % Staurolith und, oder Disthen
Quarzreich	> 50 % Quarz

Unabhängig vom Mineralbestand nehmen die Zweiglimmer-Plagioklasgneise lokal mehr schiefrigen Charakter an. Der Glimmer, vor allem der Biotit, reichert sich zu kleinen Häufchen an; die Schieferung wird viel ausgeprägter. Im Dünnschliff ist eine intensive Kleinfältelung sichtbar. Die Gneise werden dann als Glimmerschiefer bezeichnet, sind jedoch auf der Karte nicht besonders ausgeschieden worden wegen ihres nur sporadischen Auftretens.

Wie schon angeführt, ist das Gestein an seiner charakteristischen Braunfärbung immer gut erkennbar. Es nimmt jedoch mehr und mehr eine graue Farbe an, sobald man die Verwitterungsschicht durchstossen hat. Die Färbung rührt zum Teil vom rötlichbraunen Biotit her, hauptsächlich ist es aber die Verwitterung, die infolge Limonitisierung die braune Farbe erzeugt. Der Kluftquarz nimmt eine kaffeebraune Farbe an, und im Dünnschliff von nicht ganz frischen Gesteinsproben ist die verschmierte Limonitsubstanz zwischen den Quarzkörnern gut sichtbar. Der Limonit entsteht einerseits aus dem im Gestein vorhandenen Erz, anderseits beim Zerfall des Biotits in Chlorit bzw. Bauerit.

Der Quarz ist mengenmässig der wichtigste Bestandteil. Seine Korngrösse schwankt zwischen 0,1 und 1 mm. Die kleineren Körner sind rundlich, tröpfchenförmig; die grösseren haben eckige, unregelmässige Umrisse und sind oft verzahnt bis gelappt. Die grössten Quarzkörner sind als Kluftfüllungen in Nestern angereichert. Makroskopisch sind diese Nester als Flasern oder Lagen zwischen Glimmerhäuten zu erkennen. In der Kornzeilenstruktur des Quarzes spiegelt sich die primäre Schichtung wieder. Schon mit Hilfe des Gipsplättchens ist die Quarzregelung deutlich zu erkennen; n'_y steht senkrecht zur Paralleltextur des Gesteins und bildet mit der S-Fläche einen Winkel von 60 bis 90 Grad. In einigen Schliffen sind die im allgemeinen nur latent vorhandenen Spaltrisse im Quarz sichtbar geworden. Sie liegen parallel zu n'_y , entsprechen also den Prismenflächen des Quarzes. Makroskopisch ist diese Spaltbarkeit in den grösseren Quarzknuern und -linsen als merkwürdige Stengelumstellung senkrecht zur Schichtfläche wiederzuerkennen. Unter dem Schlag des Hammers zersplittert der Quarz sehr leicht in Richtung der Stengelachsen. Es müssen innerhalb des Quarzaggregates innere Spannungen herrschen, die übrigens auch durch die undulöse Auslöschung zum Ausdruck kommen. Auf Grund dieser Erscheinungen, die wir vor allem in der Nähe der Kalifeldspatgneiszüge der Val Sambuco beobachten, müssen wir eine gewisse Zerrkluftebildung parallel zur Schichtfläche annehmen. Die kleinen und kleinsten Quarztröpfchen sind einerseits als Relikte von ursprünglichen Quarzsandkörnern aufzufassen, andererseits hängen sie als Einschlüsse im Plagioklas mit dessen Umwandlung zusammen.

Der Plagioklasgehalt ist sehr grossen Schwankungen unterworfen; im Durchschnitt beträgt er 20 %. Die Körner sind immer mehr oder weniger getrübt oder bestäubt, wodurch sie sich deutlich vom Quarz unterscheiden. Ähnlich wie in den Bündnerschiefern füllt der Plagioklas den Raum zwischen den anderen Gemengteilen aus, ist also auch hier eines der letzten Glieder der kristalloblastischen Reihe. Einschlüsse von Quarz, Serizit und Biotit sind nicht selten; helizitische Fältelung konnte jedoch nicht beobachtet werden. Die Brechungsexponenten der Plagioklase liegen zwischen denjenigen des Quarzes. An relativ schwach getrühten Körnern kann daher der Anorthitgehalt mit der BECKE'schen Methode verhältnismässig genau festgestellt werden. Mit Vorteil wurde die Bestimmungstabelle benutzt, die DUPARC und REINHARD in (19) S. 140 angeben. Im übrigen gilt das bei der Beschreibung der Plagioklase in den Bündnerschiefern Gesagte auch hier (siehe S. 79). Verzwil-

lungen nach dem Albit- und Periklingesetz mit Vorherrschaft des letzteren sind, wie in allen kristallinen Schiefern, relativ selten. Meist handelt es sich um einzelne Zwillingslamellen, die sich manchmal polysynthetisch wiederholen. Aus einem Dutzend Plagioklasbestimmungen nach der FEDOROFF-Methode ergab sich ein mittlerer Anorthitgehalt von 25 %. Die Bestimmungen nach der BECKESchen Methode ergaben An-Werte, die einem basischen Oligoklas entsprechen. Viele Plagioklaskörner sind invers zonar struiert, wobei die Differenz im Anorthitgehalt zwischen Kern und Rand zwischen 5 und 15 % schwankt. Die folgenden Zahlen geben die extremsten gemessenen Werte an:

Kern	Rand
An 15	An 30
An 20	An 35
An 20	An 30

Die Entstehung der inversen Zonarstruktur wird in einem späteren Kapitel eingehender behandelt werden.

Der Muskowit ist feinschuppig bis serizitisch ausgebildet. In den Glimmerschiefern hebt er die S-Flächen hervor; sonst ist er ziemlich gleichmässig im Gestein verteilt. Wo er in grösseren Mengen vorhanden ist (um 10 %), bedingt er die diablastische bis nematoblastische Struktur. Ein grosser Teil des Muskowits ist nicht primärer Bestandteil, sondern durch Stoffumlagerung aus dem Biotit entstanden. Im Vergleich zu den Bündnerschiefern ist der Muskowit in den Gneisen grobblättriger und bildet die Kleinfältelung weniger gut ab.

Der Biotit bildet den wichtigsten Bestandteil der dunklen Gesteinsteile. Die Regelung ist meist eine vollkommene; die Elongationsachse der Biotitschuppen liegt in der Richtung der Paralleltexur des Gesteins. Strenge Einregelung der 001 Fläche ist nur selten zu beobachten. Querbiotite spielen nur eine untergeordnete Rolle, sind jedoch fast immer vorhanden. Besonders in den glimmerreichen Gneisen und Glimmerschiefern durchwachsen sich die Biotitblättchen diablastisch. Wie in den Bündnerschiefern ist der Biotit immer stark ausgebuchtet und zerfranst, wobei er vor allem durch den Quarz verdrängt wird. Einschlüsse von Rutil, Apatit und Erz sind recht selten. In einigen Schliffen sind kleine Zirkon- und Orthiteinschlüsse mit pleochroitischen Höfen vorhanden.

Der Biotit ist immer mehr oder weniger in Chlorit umgewandelt oder durch Baueritisierung gebleicht. Der Chlorit ist lamellar

mit dem Biotit verwachsen oder bildet einen Saum um diesen. Neben der Chloritisierung geht die Bildung von Rutil, Titanit und Erz einher, wobei der Rutil vielfach in kleinen Häufchen angereichert ist.

a) Beziehungen zwischen Pleochroismus und chemischer Zusammensetzung des Biotits

Der Biotit der Zweiglimmer-Plagioklasgneise weist normalerweise den charakteristischen Pleochroismus I auf; seltener trifft man den Pleochroismus II, der mehr auf den Biotit der Alkalifeldspatgneise beschränkt ist.

n_{α}	n_{γ}
I strohgelb bis farblos	rotbraun (kastanienbraun)
II blass olivgrün	dunkelbraun bis olivgrün bis opak

Beide Varietäten haben einen sehr kleinen optischen Achsenwinkel.

Die optisch so stark verschiedenen Biotite müssen sich wohl auch in ihrer chemischen Zusammensetzung voneinander unterscheiden. HALL gibt in einer neueren Arbeit folgende Beziehungen (30):

1. Brauner Biotit

- a) Viel FeO + wenig TiO_2 + wenig MgO
- b) $\text{FeO} = \text{MgO}$ + wenig TiO_2

2. Rotbrauner Biotit

- a) Viel TiO_2 + viel FeO + wenig MgO
- b) Viel TiO_2 + FeO + viel MgO

3. Grünbrauner Biotit

- a) Viel FeO + wenig TiO_2 + wenig MgO
- b) Wenig FeO + TiO_2 + viel MgO

(In diesen Beziehungen ist sämtliches Eisen als FeO gerechnet.)

Für die Zweiglimmer-Plagioklasgneise kommt Biotit 1 und 2 in Betracht. Bei der Chloritisierung stellt sich immer eine merkliche Rutil- und Titanitausscheidung ein, so dass wir den Fall 2a (eventuell 1a) annehmen müssen. Leider fehlt eine chemische Analyse, die unsere Annahme bestätigen könnte. Für den dunklen, stark pleochroitischen Biotit gilt Fall 3a, was durch die folgende Analyse bestätigt wird (10). Dieser Biotit wurde aus einer Gesteinsprobe von Matorello-Granitgneis isoliert.

Biotit aus Matorello-Granitgneis. Bn. 551a.

SiO ₂	36,03
Al ₂ O ₃	19,21
Fe ₂ O ₃	1,42
FeO	17,74
MnO	0,27
MgO	8,90
CaO	0,57
Na ₂ O	0,58
K ₂ O	9,64
TiO ₂	2,70
H ₂ O ⁺	2,76
H ₂ O ⁻	0,16
	<u>99,89</u>

Fundort: Valgello (V. Sambuco)

Anal.: VON STEIGER

(Aus Lit. 10. Mit Erlaubnis von H. BUCHMANN)

b) Zweiglimmer-Plagioklasgneis mit Granat

Unter den akzessorischen Gemengteilen der Plagioklasgneise ist an erster Stelle der Granat zu nennen. In geringen Mengen ist er fast immer vorhanden. Gesteine, deren Granatgehalt 5 % übersteigt, sind auf der Karte ausgeschieden worden.

Die Granatkörner sind nur schwach idiomorph, einschlussarm und von blassrötlicher Farbe. In basischeren Partien mit stark pleochroitischem Biotit oder mit Hornblende ist er intensiver gefärbt. Der Habitus ist ein ganz anderer als in den Bündnerschiefern. Während dort der Granat meist skelettartig von Quarz durchwachsen ist, tritt er hier in homogenen, wenig zerstörten Körnern auf. Gedrehte Granate sind nicht vorhanden; das Mineral muss also unter statischen Bedingungen entstanden sein. An besonders glimmerreichen Orten ist der Granat zu kleinen Haufen angereichert. In einem Schliff ist eine durch Serizit abgebildete Kleinfalte mit kleinen Granatporphyroblasten vollgespickt, so dass hier die posttektonische Entstehung des Granats sicher ist. Auch in plagioklasreichen Partien, in denen sich metasomatische Prozesse abgewickelt haben müssen, ist der Granat sehr spät, in Verbindung mit den erwähnten Stoffwanderungen entstanden.

c) Zweiglimmer-Plagioklasgneise mit Disthen und Staurolith

In den schiefrigen Randpartien des Sambuco-Teillappens tritt der Disthen als himmelblaue, ein bis zwei Zentimeter lange stengelige Kristalle auf. In der Regel findet man ihn aber nur als kleine

Schüppchen, die leicht mit einem hellen Glimmer verwechselt werden können. Die wichtigsten Vorkommen befinden sich am Pzo. Massari und in der Gegend des Pso. del Cane, sowie bei den Monti von Zotta E Sambuco. Bei der letztgenannten Fundstelle wurden grössere Disthenaggregate auf Quarzlinsen gefunden, die konkordant in den Paragneisen eingelagert sind. Der Quarz zeigte die schon beschriebene senkrecht zur S-Fläche stehende Stengelung, die ihm einen sehr splittrigen Bruch verleiht (siehe S. 87). Der Disthen ist oft polysynthetisch nach (100) verzwillingt und von Quarzeinschlüssen skelettartig durchwoben.

Der *Staurolith* ist ein ebenso häufiger Gemengteil, der meist in Verbindung mit dem Disthen auftritt. Wie beim Disthen sind seine Porphyroblasten von einem Quarzskelett durchzogen. Rutil- und Ilmeniteinschlüsse lassen auf einen gewissen Ti-Gehalt schliessen. Die Mineralassoziation Disthen-Staurolith ist in erster Linie durch einen starken Tonerdeüberschuss bedingt. Da beide Gemengteile zugleich ausgesprochene Stressminerale sind, ist ihre Entstehung darüber hinaus an besonders starke tektonische Bewegungen gebunden.

Die weiteren Akzessorien, die in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit angeführt sind, machen kaum 1—2 % des Gesamtmineralbestandes aus.

Die rundlichen bis länglichen sehr kleinen *Rutil*körner sind oft mit Erz (Magnetit, Ilmenit) verwachsen. Der Rutil ist das bei der Chloritisierung des Biotits häufiger entstehende Ti-Mineral als der Titanit.

Der wenig verbreitete *Alkalifeldspat* ist ein Restbestand, der bei der Plagioklasierung nicht umgewandelt worden ist. Er ist weniger bestäubt als der Plagioklas und zeigt nicht die zonare Auslöschung desselben. Die optische Untersuchung ergab einen Kalifeldspat mit grossem Achsenwinkel und zuweilen optisch positivem Charakter; die Stereogramme liessen in der Orientierung der Indikatrix immer eine schwache Triklinität erkennen.

Der *Apatit* ist ein ständiger Begleiter der Zweiglimmer-Plagioklasgneise. Seine rundlichen Körner sind am hohen Relief und an der sehr niedrigen Interferenzfarbe leicht zu erkennen.

Der *Turmalin* ist hauptsächlich auf die Glimmerschiefer (Ponc. Tremorgio) beschränkt. Die idiomorphen, zonaren Turmalinsäulchen sind farblos bis olivgrün pleochroitisch.

Der als Umwandlungsprodukt des Biotits bereits erwähnte *Chlorit* birgt oft als Sagenit bezeichnete Einschlüsse von feinsten Rutilnadelchen.

Der Kalzit muss als sekundärer Bestandteil des Gesteins gewertet werden. Er findet sich auf den Schichtflächen fein verteilt in den Gneislamellen der Bedretto-Mulde. Der Umstand, dass der Kalzit nur hier in unmittelbarer Nachbarschaft sehr karbonatreicher Gesteine vorkommt, sowie seine Stellung im Gefüge, gibt uns das Recht, ihn für einen infiltrierte Fremdkörper zu halten.

d) Entstehung der Plagioklasporphyroblasten in den Deckengesteinen

In einigen Zonen der Zweiglimmer-Plagioklasgneise beobachtet man eine die Durchbewegung überdauernde, spätalpine Plagioklasanreicherung, die sich bis zur Porphyroblastenbildung steigert. Diese Erscheinung ist der Ausdruck von metasomatischen Prozessen, die sich in einem spätern Stadium der Alpenfaltung abgewickelt haben müssen. Die Plagioklasansammlungen sind wie gesagt auf wenige, recht scharf begrenzte Zonen beschränkt, welche aber an keine bestimmten Gesteinstypen gebunden sind.

Bei Stoffwanderungsvorgängen kann entweder eine eigentliche Stoffzufuhr von aussen her stattfinden (z. B. von einem Granitkörper her) oder aber es handelt sich um Stoffverschiebungen innerhalb eines Komplexes, um metamorphe Differentiation. In unserem Fall müsste die Zufuhrquelle innerhalb des Sambuco-Gneiskörpers zu suchen sein, denn eine Zufuhr durch die Bündnerschiefer war sicher nicht vorhanden, da zwischen Decken- und Muldengesteinen eine scharfe lithologische und chemische Diskontinuitätsfläche liegt, welche nirgends von Stoffwanderungen durchbrochen wurde. In den Deckengesteinen des Sambuco-Teillappens ist kein Körper vorhanden, der für die Na-Zufuhr verantwortlich gemacht werden könnte, so dass wir die Plagioklasierung auf eine metamorphe Differentiation zurückführen möchten.

In vielen Dünnschliffen können deutlich zwei Feldspatgenerationen festgestellt werden. Die ältere Generation, zu der auch der Alkalifeldspat gehört, ist manchmal nur noch als Relikte in den Plagioklasen der jüngeren Generation eingeschlossen. Die älteren Plagioklase können aber auch neben den neu gebildeten, jüngeren, noch selbständige Körner bilden, welche durch geringere Zonarstruktur und höheren Anorthitgehalt gekennzeichnet sind. Ebenso zeigen sie mit Biotit weniger ausgeprägte Verwachsungserscheinungen. Die jüngere Plagioklasgeneration bildet bis zu 4 mm grosse Porphyroblasten, in denen Einschlüsse aller anderen Gemengteile zu

finden sind (Phot. 1 u. 2, Taf. I). Polysynthetische Verzwillingung nach dem Periklingesetz ist sehr verbreitet. Die Biotiteinschlüsse bilden öfters eine helizitische Fältelung ab, ein eindeutiger Beweis für die posttektonische Entstehung dieses Plagioklases. Er wurde vor allem auf Kosten der schon vorhandenen Feldspäte und des Quarzes gebildet. Die Ausmessung der Dünnschliffe zeigte tatsächlich eine Abnahme des Quarzgehaltes, da der neugebildete Plagioklas saurer ist als der primär vorhandene; es wurde also SiO_2 verbraucht. Scheinbar lieferte auch der Biotit ein wenig Substanz zur Plagioklasbildung. Die dabei frei werdenden femischen Komponenten müssen abgewandert sein (65, 66), denn es können keine Mineralneubildungen festgestellt werden, die diese Bestandteile aufgenommen hätten.

Eine weitere Besonderheit der Plagioklasporphyroblasten ist ihre Inverszonarstruktur; der Anorthitgehalt schwankt hierbei zwischen 20 und 35 %. Im sauren Kern sind oft unregelmässig geformte Relikte von höher brechendem, also basischerem Plagioklas eingeschlossen, dessen Anorthitgehalt ungefähr der gleiche ist wie derjenige der Randzone des Wirtkristalls. Die Verzwillingung der Porphyroblasten geht ungehindert durch die Relikte des primären Plagioklases hindurch. Aus der mikroskopischen Untersuchung geht hervor, dass der neugebildete Feldspat gleich orientiert ist wie sein basischer Vorgänger, der demnach als Keim zur Neubildung gedient hat. Es handelt sich also im weiteren Sinne um eine Sammelkristallisation mit orientiertem Wachstum. Wahrscheinlich reichte die Diffusion durch den immer grösser werdenden Porphyroblasten nicht mehr aus, um die letzten Reste des im Innern eingeschlossenen basischen Reliktes seiner eigenen Zusammensetzung anzupassen.

2. Glimmerquarzite, z. T. Permo-Karbon

Mineralbestand:	Quarz	50—80 %	Kalzit
	Plagioklas	10—30 %	Chlorit
	Muskowit	5—20 %	(Rutil)
	Biotit	0—5 %	(Titanit)
			(Zirkon)
			(Orthit)
			(Turmalin)
			(Granat)
			(Kalifeldspat)
			(Staurolith)
			(Disthen)
			(Epidot)
			(Erz)
Struktur:	Granoblastisch bis porphyroblastisch.		

Diese Gesteine wurden hauptsächlich wegen ihres Aussehens im Felde als Quarzite und Glimmerquarzite bezeichnet. Neben den Granat führenden quarzitischen Gesteinen im Hangenden der Mogno-Fusio-Teilmulde, die der tektonischen Einheit der Campo Tencia-Decke angehören, sind die Quarzite und vor allem die Glimmerquar-

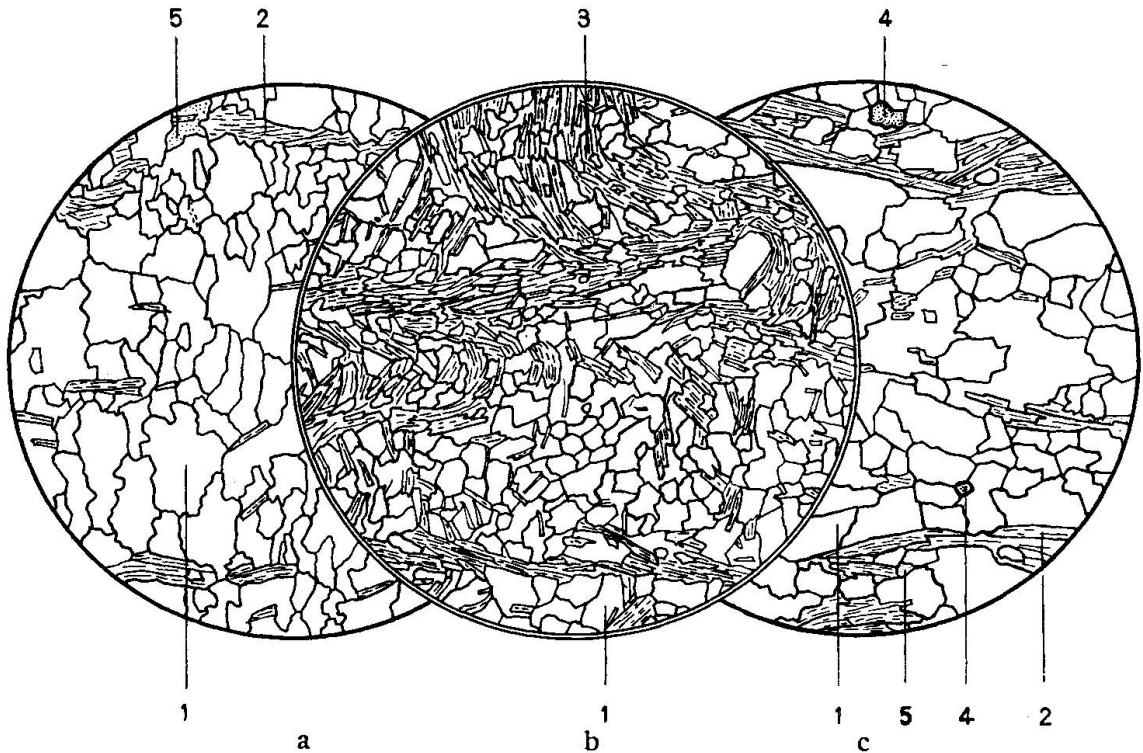


Fig. 7. Quarzit und Glimmerquarzit

- a) Quarzit. Quarz $\perp$ Schichtfläche gelängt. b) Glimmerquarzit mit Kleinfältelung. c) Glimmerquarzit mit Granat

1. Quarz, 2. Biotit, 3. Muskowit-Serizit, 4. Granat, 5. Plagioklas
Vergr. ca. 20:1

zite in ziemlich mächtigen Zügen im SE-Teil des Sambuco-Körpers vertreten. Der durchschnittliche Quarzgehalt liegt bei 70 %. Bei geringem Biotit- und hohem Muskowitgehalt können diese Gesteine eine sehr helle, grünliche Farbe annehmen. Der öfters auftretende Übergang in Zweiglimmer-Plagioklasgneis wird im ursprünglichen Sediment einem Wechsel sandig-tonig entsprochen haben. Ganz allgemein müssen die Quarzite und Glimmerquarzite als umgewandelte Quarzsandsteine mit tonigem Bindemittel betrachtet werden.

Der Quarz ist gleich ausgebildet wie in den Zweiglimmer-Plagioklasgneisen; vielleicht ist seine Regelung hier noch ausgeprägter.

Der **Plagioklas** erinnert an denjenigen der Bündnerschiefer. Deutliche Granoblasten mit Zwillingsbildung sind selten. Er ist immer stark bestäubt und voller Einschlüsse. Die Füllmasse zwischen den Quarzkörnern, welche in den glimmerreichen Lagen stark zunimmt, besteht zur Hauptsache aus Plagioklas. Der Anorthitgehalt beträgt 15—20 %. In den karbonathaltigen Quarziten ist er meist etwas niedriger.

Der **Muskowit** hat auf der Schichtfläche oft einen Stich ins Grünliche. In den plagioklasarmen Arten ist er lange nicht so stark angefressen wie in den plagioklasreichen. Der Muskowit spielt, rein strukturell gesehen, in diesen Gesteinen die gleiche Rolle wie der Biotit in den Zweiglimmer-Plagioklasgneisen; er ist streng eingeregelt. Der Serizit ist der Reaktion mit dem Plagioklas viel stärker ausgesetzt als der Muskowit.

Das Auftreten von **Kalzit** (ca. 1 %) in diesen relativ hoch metamorphen Gesteinen stellte unwillkürlich die Frage nach der Herkunft dieses Gemengteils. Ist er primärer Bestandteil, oder ist er durch Umwandlung aus dem Plagioklas entstanden, oder durch Infiltration erst nachträglich in das Gestein gelangt? Da der Kalzit weder auf Klüftchen oder Äderchen noch an besonders stark verwitterten Stellen angereichert ist, müssen wir die letzte Frage verneinen. Deutliche Umwandlungserscheinungen von Plagioklas in Kalzit fehlen, so dass er wahrscheinlich schon im unmetamorphen Sediment vorhanden gewesen sein muss.

Der blass rötlichbraune **Granat** ist als kleine Körner in das Gefüge der Glimmerquarzite eingestreut. Lokal nimmt er mit einem Durchmesser von $\frac{1}{2}$ —1 cm porphyroblastischen Charakter an.

In den frischen Aufschlüssen hinter der Militärbaracke am Pso. del Cane sind Granat, Disthen, Staurolith und auch Turmalin in den Glimmerquarziten makroskopisch sichtbar. Eiförmige Quarzanreicherungen sind hie und da durch einen Zement getrennt, der aus sehr feinen Granatkörnchen besteht. Wegen seiner „Muldennähe“ und der konglomeratähnlichen Textur könnte man an ein permokarbonisches Konglomerat denken. In der Tat hat dieses Gestein eine grosse Ähnlichkeit mit den permokarbonischen Konglomeratgneisen vom Pzo. Molare.

a) Dunkelgrauer Glimmerquarzit (Permo-Karbon)

Die gleiche Frage nach der stratigraphischen Stellung stellt sich für den Quarzitzug, der einige zehn Meter weiter östlich des Pso.

del Cane ansteht. Dieser Gesteinszug verläuft W Pzo. Meda (Tremorgio) vom Pso. del Cane nach N, bildet das NW Ufer des kleinen Seeleins und endet am oberen Ende der Val Barbughera. Im Kontakt mit den Bündnerschiefern des Pzo. Meda ist es ein dunkelgraues gequältes Gestein mit intensiv gefältelter, graphitisch glänzender Oberfläche. Im Dünnschliff findet man Quarz, Plagioklas, Serizit, wenig Biotit und Granat; vor allem fällt aber der hohe Gehalt an opakem Material auf. Der Plagioklas ist ein basischer Andesin bis Labrador; er hat also einen ähnlichen Anorthitgehalt wie in den Bündnerschiefern. N Pso. del Cane wird der Quarzit hellgrau; im NE geht er in einen karbonathaltigen Glimmerschiefer über. Auf der Strichplatte erzeugt das Gestein den schwarzen Strich des Graphits. Handelt es sich nun aber um ein Decken- oder Muldengestein? Für mesozoisches Alter spricht die Stellung unmittelbar neben den Bündnerschiefern; Mineralbestand sowie Struktur und Textur stimmen jedoch in keiner Weise mit den Triasquarziten überein. Für vormesozoisches Alter spricht die Tatsache, dass in den prämesozoischen Gneisen und Glimmerquarziten östlich der Campolungo-Mulde das gleiche Material als dünne Schichten und Lagen gefunden wurde. In gleicher Art tritt dieses Gestein auch in den oben erwähnten permokarbonischen Gneisen am Pzo. Molare auf. Wir haben also beidseits des Mesozoikums vom Campolungo permokarbonische Gesteine, die jedoch ohne scharfe Grenzen in die älteren Gneise übergehen oder in diese verschuppt sind. Die scharfe Grenze besteht nur zwischen Mesozoikum und Vormesozoikum.

3. Helle feinkörnige Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneise

Mineralbestand:	Quarz	30—50 %	Apatit
	Plagioklas	20—40 %	Zoisit
	Alkalifeldspat	5—30 %	Klinozoisit-Epidot
	Muskowit	5—10 %	Chlorit
	Biotit	5—10 %	Rutil
			(Titanit)
			(Granat)
			(Zirkon)
			(Turmalin)
			(Kalzit)
			(Orthit)
Struktur:	Granoblastisch bis porphyroblastisch.		

Feinkörniger Alkalifeldspat-Plagioklasgneis Hr. 110

SiO ₂	74,95
Al ₂ O ₃	13,02
Fe ₂ O ₃	0,57
FeO	1,10
MnO	0,02
MgO	0,74
CaO	1,41
K ₂ O	4,69
Na ₂ O	2,71
TiO ₂	0,24
P ₂ O ₅	0,11
H ₂ O ⁺	0,36
H ₂ O ⁻	0,07
	<u>99,99</u>

Fundort: NE Sambuco, V. Sambuco

Modus :	Quarz	40 %
	Plagioklas	17 %
	Alkalifeldspat	28 %
	Biotit	4 %
	Muskowit	9 %
	Akzessorien	2 %

Plagioklas: 16 % An

Anal.: HASLER

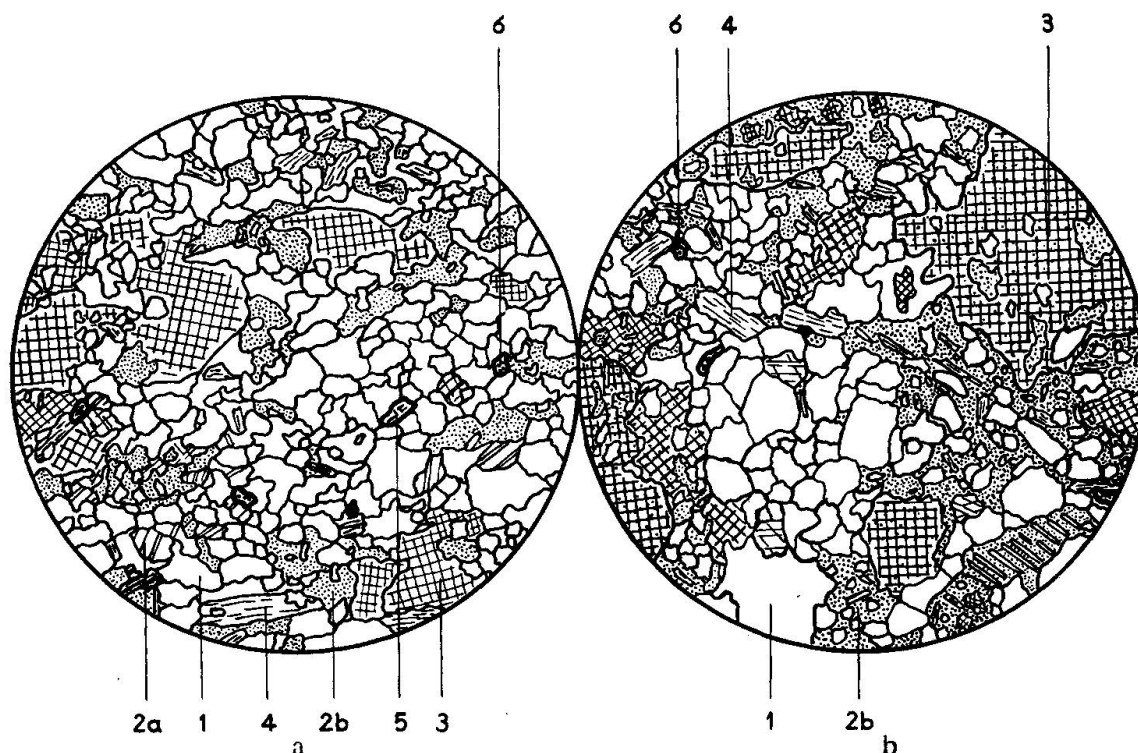


Fig. 8. Heller, feinkörniger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis
Plagioklasierung in b) deutlich sichtbar. 1. Quarz, 2a. Plagioklas (1. Generation),
2b. Plagioklas (2. Generation), 3. Alkalifeldspat, 4. Biotit und Serizit, 5. Epidot,
6. Granat. Vergr. ca. 20:1

Diese hellen Gneise finden wir vor allem in den Randpartien des Sambuco-Teillappens. Sie stehen, besonders im NE, mit den grobflaserigen Alkalifeldspatgneisen in Zusammenhang. Die oft sehr

diffusen Übergänge in die dunkleren Zweiglimmer-Plagioklasgneise im Gebiet der A. Prato und der A. Carra zeigen aufs deutlichste die enge petrographische Verwandtschaft der beiden Gesteinsarten. PREISWERK (56, 62) bezeichnete diese Gesteine als „Mischgneise“. Dieser unklare und vieldeutige Ausdruck, der falsche Vorstellungen erwecken könnte, sollte nach Möglichkeit vermieden werden.

Die hellen Gemengteile bilden meist $\frac{4}{5}$ des gesamten Mineralbestandes; daher die helle Gesteinsfarbe, die sich im Gelände deutlich von den dunkleren Farben der Plagioklasgneise und der Hornblendegesteine abhebt.

Die Alkalifeldspatporphyroblasten sind immer mehr oder weniger serizitisiert und granuliert, so dass oft nur noch eine Anhäufung von Quarz- und Feldspatkörnern übrig bleibt. Die regellos ins Gefüge eingestreuten granoblastischen Alkalifeldspatkörner unterscheiden sich durch ihre Klarheit von den Porphyroblasten. Die chemische Analyse eines Alkalifeldspatauges aus dem Gestein Hr. 110 ergab folgende Werte:

Alkalifeldspatauge aus dem Alkalifeldspat-Plagioklasgneis Hr. 110

SiO ₂	64,74	
Al ₂ O ₃	18,95	
Fe ₂ O ₃	0,19	
FeO	—	
MnO	—	
MgO	0,11	
CaO	0,60	
K ₂ O	12,88	
Na ₂ O	1,95	
TiO ₂	—	
P ₂ O ₅	—	
H ₂ O ⁺	0,78	Fundort: NE Sambuco.
H ₂ O ⁻	0,27	
	<u>100,47</u>	

Anal.: HASLER

$$n_{\alpha} = 1,520 \quad n_{\beta} = 1,525 \quad n_{\gamma} = 1,526 \quad 2V = -71^{\circ}$$

Geringfügige Einschlüsse und Verwachsungen von Quarz, Biotit, Serizit und Plagioklas.

Das Analysenmaterial wurde möglichst sorgfältig ausgelesen und von Fremdmineralien befreit, wobei jedoch nicht verhindert wer-

den konnte, dass winzige Einschlüsse und Verwachsungen als Verunreinigungen mitanalysiert wurden. Der geringe Gehalt an Fe_2O_3 , CaO und MgO ist auf diese Verunreinigungen zurückzuführen. Nach PREISWERK (60) ist die aus zwei Analysen errechnete Zusammensetzung der Alkalifeldspäte in den Tessiner Gneisen Or 62,5 und Ab 37,5. Für unsere Analyse ergeben sich die Werte Or 81 und Ab 19. Das Relief ist deutlich negativ gegen Kanadabalsam. Dreh- tischuntersuchungen ergaben Achsenwinkel von -70° bis -80° . Die Auslöschungsschiefe auf 010 schwankte zwischen 0° und 5° ; eindeutig monokline Symmetrie konnte nicht festgestellt werden. Nach den Tabellen von NIKITIN (54) liegen die Projektionspunkte zwischen denjenigen für Natronorthoklas und Mikroklin.

Das Verhältnis Biotit:Muskowit beträgt rund 1:1; es ist also bedeutend mehr Muskowit vorhanden als in den Zweiglimmer-Plagioklasgneisen. Der helle Glimmer zeigt eine ähnliche Ausbildung wie in den Quarziten und Glimmerquarziten, nämlich grosse stark zerfranste Blättchen.

Der Biotit ist nicht so stark pleochroitisch wie in den grob- flasrigen Alkalifeldspatgneisen. Dunkel olivgrüner Biotit ist häufiger als rotbrauner, wobei alle Übergänge zwischen den beiden Typen auftreten (siehe S. 89). Verwachsungen und Einschlüsse von Epidot-Klinozoisit, seltener von Orthit mit pleochroitischem Hof sind nur in einigen Schliften festgestellt worden.

Chlorit und Baurit sind besonders in den stark zersetzten Gesteinen vorhanden. Damit einher geht eine erhöhte Serizitierung des Plagioklases.

Bemerkenswert ist der diffus verteilte Kalzit. Wir stehen da wieder vor dem gleichen Problem wie bei den Glimmerquarziten; der Kalzit stammt sicher nicht aus karbonatreichen Gesteinen, wie z. B. Bündnerschiefern. Man findet den Kalzit nämlich auch in Gneisen, in deren weiteren Umgebung nirgends Muldengesteine vorkommen (NE Lago Leid E Pso. Campolungo und im Bachbett E Sambuco). An beiden Orten ist in den umliegenden Gesteinen keine Spur von Karbonat vorhanden. Die Feldbeobachtungen geben keinerlei Anhaltspunkte, um hydrothermale Stoffzufuhr für die Karbonat-imprägnation verantwortlich zu machen. Die innige Vermengung mit dem zuletzt ausgeschiedenen Plagioklas deutet auf eine genetische Verwandtschaft der beiden Gemengteile hin. Im letzten Stadium der Umkristallisation zirkulierten wahrscheinlich plagioklas- und karbonatreiche Lösungen im Gestein, aus welchem der Plagioklas und der Kalzit gleichzeitig auskristallisierten.

4. Grobflaserige Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneise

Mineralbestand:	Quarz	30—50 ‰	Zoisit
	Alkalifeldspat	10—40 ‰	Apatit
	Plagioklas	10—50 ‰	Chlorit
	Biotit	5—20 ‰	Titanit
	Muskowit	0—10 ‰	Rutil
	Klinozoisit-Epidot	0—5 ‰	(Turmalin)
			(Granat)
			(Orthit)
			(Kalzit)
			(Zirkon)
			(Erz)

Struktur: Porphyroblastisch bis poikiloblastisch.

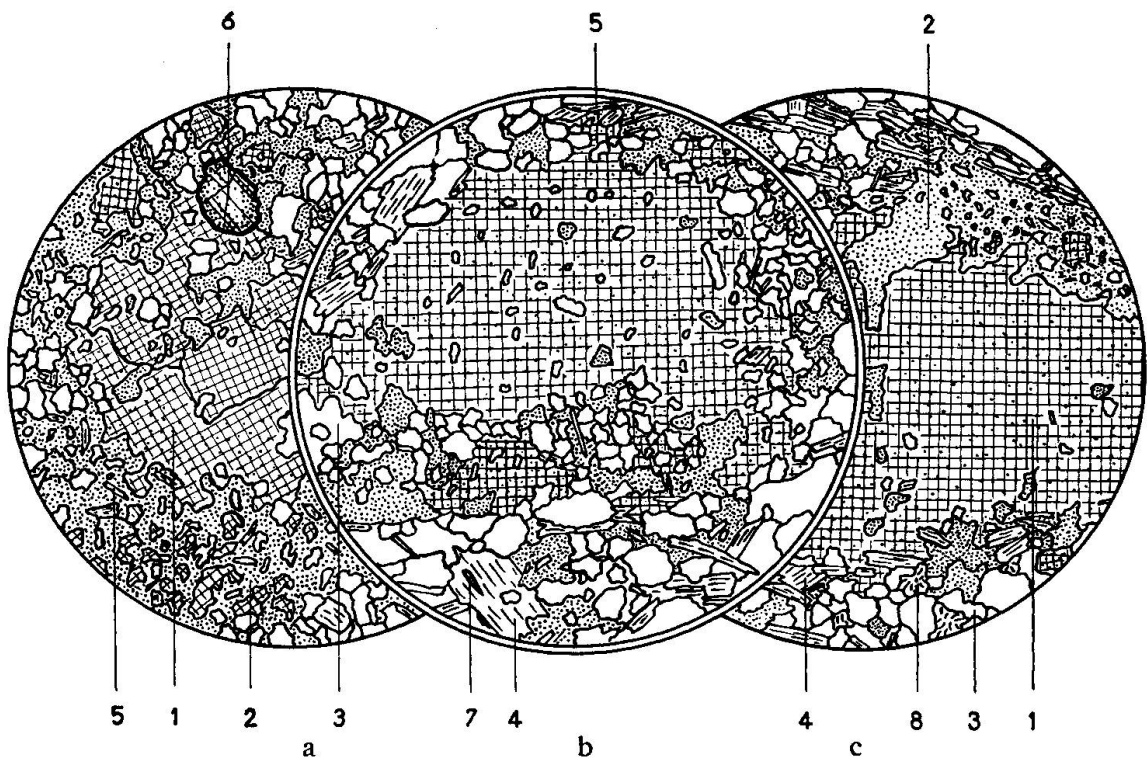


Fig. 9. Grobflaseriger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis

Zerstörung der Alkalifeldspatporphyroblasten unter Plagioklas- und Quarz-bildung. 1. Alkalifeldspat, 2. Plagioklas, 3. Quarz, 4. Biotit, 5. Serizit, 6. Epidot, 7. Rutil, 8. Myrmekit. Vergr. ca. 20:1

Verfolgt man die Granitgneise (Matorello-Granitgneise) bei Corte in der hinteren Val Sambuco weiter gegen die A. Sassello und den Pzo. Corno, so wird das Gestein zusehends inhomogener. Es treten helle Fläsern und Augen auf, welche jedoch nicht, wie bei den eigent-

lichen Augengneisen, aus reinem Kalifeldspat oder Albit bestehen. Makroskopisch haben die Augen ein milchig getrübttes Aussehen und entpuppen sich bei der mikroskopischen Untersuchung als feinkörniges Gewebe von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas. Hin und wieder treten grössere Karlsbaderzwillinge auf. Trotz der flasrigen Textur ist das Gestein gegen Verwitterung viel widerstandsfähiger als die massigeren, feinkörnigeren Gneise.

Die flasrigen Alkalifeldspatgneise gehen öfters in die feinkörnigen über und bilden mit diesen zusammen die äusseren Schalen des Sambuco-Teillappens. Im Gebiet zwischen Corte und Cortino treffen wir drei solche Gneiszüge. Der nördlichste (N Pso. Busèn) steckt schon in den Bündnerschiefern; die andern beiden sind durch die Paragneismassen des Pzo. Corno voneinander getrennt. Die beiden äusseren Züge beidseits des Pso. Busèn vereinigen sich im Gebiet E Lago di Ravina-Zemblasca und schwellen dort stark an. Weiter im SE vergabelt sich dieser Komplex im Bereich der A. Carra und A. Prato in schmale Züge, welche schliesslich zu Linsen verkümmern. In der ganzen Länge dieses Gneiszuges treten erhebliche Veränderungen im Mineralbestand und in der Textur auf. Schon in der Gegend des Lago di Ravina wird der Biotit mehr und mehr durch Muskowit ersetzt, wodurch das Gestein ein viel helleres Aussehen bekommt. Die Quarz-Feldspatflaser verschwinden und das Gestein wird feinkörniger und schiefriger. Die abgetrennten Linsen N der A. Carra sind durch scharfen Wechsel mit dem Nebengestein gekennzeichnet und wohl tektonisch zu erklären. Der dritte grosse Gesteinszug der flasrigen Alkalifeldspatgneise beginnt E Pzo. Corno-A. Sassello und ist bis in die Karfelder N Ponc. Sambuco zu verfolgen. Durch seine helle Farbe fällt dieses Gestein von den Gipfeln des Grenzkammes zwischen der V. Sambuco und der V. Leventina als breites Band auf, das NE P. 2711 sehr mächtig wird und in einem Halbkreis den Pzo. Massari umfasst. In diesem grossen Gesteinszug fallen die beiden analogen Anschwellungen E Lago di Ravina und NE P. 2711 auf. Bei den alpinen Bewegungen scheinen zwei aufeinander senkrecht stehende Kraftkomponenten auf den Sambuco-Teillappen eingewirkt zu haben (1. Richtung SE-NW, 2. Richtung SW-NE). Die Gesteinsmassen waren also gezwungen, in der N-S- und W-E-Richtung auszuweichen. Im S und W befand sich der mehr oder weniger starre Granodiorit der Rodi-Masse. Die duktilen Bündnerschiefer im N und E setzten der Einpressung weniger Widerstand entgegen, so dass die beiden erwähnten Materialanstauungen zustande kamen.

Der Biotit ist stark pleochroitisch (hell olivgrün-dunkelbraun). Er ist wie in den Matorello-Gneisen grobblättrig, jedoch nicht putzenartig angereichert.

Auch der Plagioklas zeigt gewisse Ähnlichkeiten mit demjenigen des Matorello-Gneises. Wie in den feinkörnigen Alkalifeldspatgneisen sind zwei Plagioklasgenerationen vorhanden. Die älteren Plagioklase sind invers zonar und gut verzwilligt; ihr Anorthitgehalt entspricht einem basischen Oligoklas bis Andesin. Die jüngere Generation besteht aus stark serizitisierten Oligoklas-Xenoblasten.

Der Alkalifeldspat, welcher oft noch reliktsche Mikroklingitterung aufweist, hat eine deutliche Albitisierung durchgemacht, was oft zu Schachbrettalbit-artigen und antiperthitischen Verwachsungen führte. Aus dem Schliffbild geht eindeutig hervor, dass es sich nicht um eine Entmischung handelt, die sich eventuell schon präalpin abgespielt hätte. Der Albit, der den Alkalifeldspat aufzehrt, hat ungefähr das gleiche Alter wie der zuletzt ausgeschiedene Plagioklas. Somit ist das relative Alter der Albitisierung festgelegt; sie muss im Rahmen der schon erwähnten Plagioklasierung stattgefunden haben. Die wenigen Myrmekite stehen mit dem jüngeren Gefüge in keinem Zusammenhang; sie sind daher als Relikte einer älteren Stoffumlagerung aufzufassen.

Das Innere der Alkalifeldspatgneiskomplexe ist im allgemeinen sehr inhomogen; grob- und feinflasrige Varietäten wechseln unregelmässig im Streichen und senkrecht dazu. An einigen Stellen werden in den flasrigen Alkalifeldspatgneisen völlig isolierte Lamellen und Schollen eines feinkörnigen dunklen Gneises vorgefunden, die wohl als umgewandelte Paragneise (Anreicherung des Alkalifeldspates) angesehen werden dürfen. Sie sind offenbar in die ursprünglichen Augengneise eingefaltet und unterlagen mit ihnen den metasomatischen Umwandlungen der alpinen Metamorphose. Ein kleines, linsenförmiges Vorkommen befindet sich ca. 100 m W Pso. del Cane; ein anderer mehrere hundert Meter langer „Paragneiszug“ zieht sich auf etwa 2300 m durch das Karfeld NE Pso. Scheggia. Diese Linse ist nur wenige Dezimeter bis maximal ein Meter mächtig. Sie ist gegen das Nebengestein unscharf abgegrenzt, und der Alkalifeldspatgneis weist in der unmittelbaren Nähe der Scholle ein feineres Korn auf. Der „Paragneis“ hat ungefähr folgende Zusammensetzung:

Quarz	40 %	Chlorit
Plagioklas	10 %	Klinozoisit-Epidot
Alkalifeldspat	25 %	(Apatit)
Biotit	10 %	(Titanit)
Muskowit	10 %	(Rutil)
Kalzit	0–5 %	(Zirkon)
		(Orthit)

Struktur: Granoblastisch.

Der Paragneis ist voll von gelängten Quarzknuern. Gegenüber seinem Nebengestein ist er stärker deformiert worden, was durch die unregelmässigen Formen des ganzen Körpers zum Ausdruck kommt. Der Mineralbestand unterscheidet sich nicht wesentlich von demjenigen des Nebengesteins; der Unterschied liegt vielmehr in der Struktur und Textur. Völlig unerwartet erscheint auch wieder der Kalzit, der jedoch wegen seines spärlichen Auftretens erst unter dem Mikroskop festgestellt werden kann. Grössere Körner sind selten; meistens befindet er sich mikrolithisch diffus im Plagioklas verteilt. Wiederum ist im Nebengestein keine Spur von Karbonat vorhanden.

Vor allem wegen des Auftretens von zum Teil albitisiertem Alkalifeldspat wollen wir die flasrigen Alkalifeldspatgneise als mechanisch und stofflich umgewandelte Augengneise auffassen.

5. Körnige Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneise bis Granodiorite („Matorello-Granitgneis“)

Mineralbestand:	Quarz	30–50 %	Apatit
	Plagioklas	10–40 %	Chlorit
	Alkalifeldspat	10–30 %	(Rutil)
	Biotit	10–20 %	(Titanit)
	Muskowit	0–5 %	(Orthit)
			(Turmalin)
			(Erz)

Struktur: Granoblastisch bis porphyroblastisch.

Der Matorello-Granitgneiskörper bildet zweifellos das Hauptvorkommen dieses Gesteins, das schon PREISWERK (56) eingehend beschrieben hat. BUCHMANN (10) nimmt an, dass dieser Komplex als selbständige Masse in einem letzten Stadium der Alpenfaltung in den Rodi-Teillappen eingepresst wurde. Die Detailkartierung des Sambuco-Teillappens zeigte nun aber, dass das Gestein auch hier noch auftritt. Diese Tatsache hat natürlich wesentliche Konsequenzen für

die tektonische Interpretation des ganzen Maggia-Lappens. Die Abzweigung des Matorello-Granitgneises vom Hauptkörper im Rodi-Teillappen in den Sambuco-Teillappen findet in der Nähe von Corte in der hinteren Val Sambuco statt. Das Gestein ist hier nicht mehr so massig wie weiter im E; infolge erhöhter tektonischer Beanspruchung weist es einen mehr gneisigen Charakter auf.

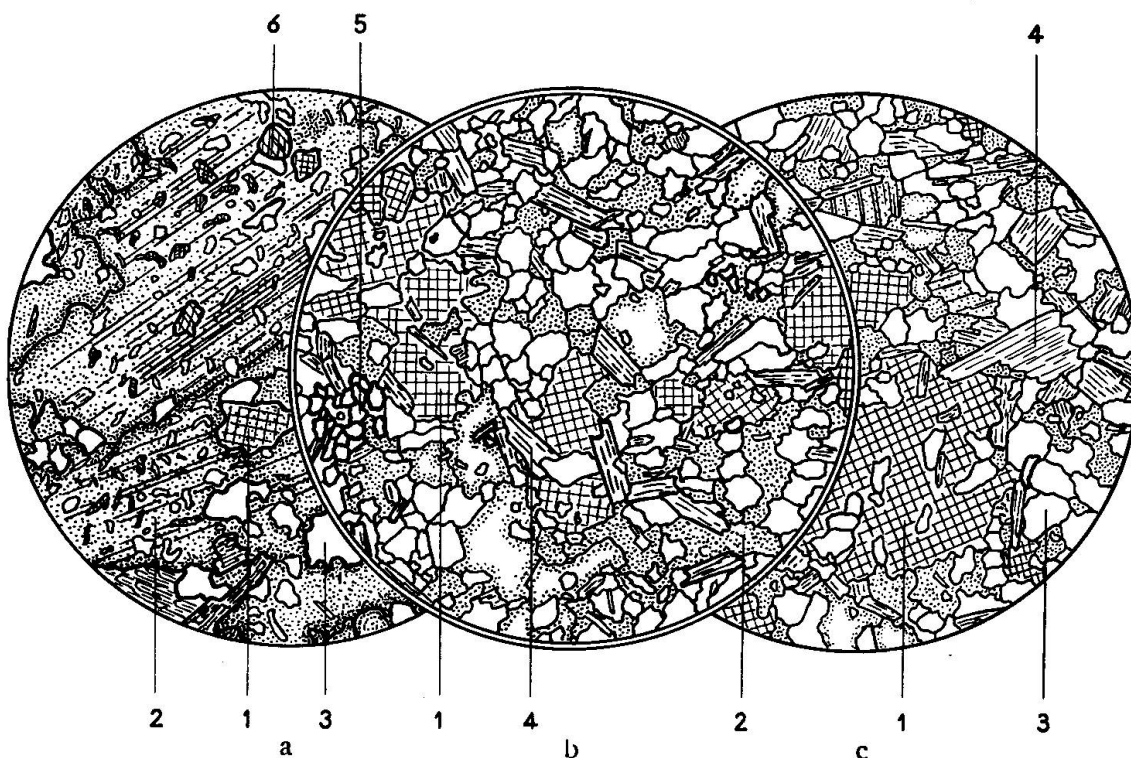


Fig. 10. Körniger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis („Matorello-Granitgneis“)

In b) und c) Alkalifeldspat (Mikroklin) noch sehr gut erhalten und nur wenig plagioklasiiert. a) Plagioklasporphyroblastenbildung unter Auflösung des Alkalifeldspats. Wenig Kalzit führend

1. Alkalifeldspat, 2. Plagioklas, 3. Quarz, 4. Biotit, 5. Epidot, 6. Kalzit
Vergr. ca. 20:1

Der Biotit ist besser eingeregelt und gleichmässiger verteilt als in der massigen Abart im Rodi-Teillappen. Er ist stark pleochroitisch olivgrün-opak und tritt als stark zerfranste und gelpappte Blättchen auf.

Im Zentrum der Klinozoisit-Epidot-Häufchen ist bisweilen ein grösseres Orthitkorn zu erkennen. Im Biotit treten Orthiteinschlüsse mit pleochroitischen Höfen auf.

Der Chlorit fällt durch seine anomalen, prächtig violetten Interferenzfarben auf. Die Chloritisierung kann so stark werden, dass das Gestein eine grünliche Farbe annimmt. Diese erheblichen Umwandlungserscheinungen des Biotits haben sich erst in der letzten Phase der Metamorphose eingestellt, wenn sie nicht überhaupt das Produkt der Verwitterung sind.

In den massigen Alkalifeldspatgneisen geht oft die diffuse Plagioklasbildung Hand in Hand mit der Chloritisierung. Der stark serizitisierte Plagioklas besteht aus einschlussreichen xenomorphen Körnern mit einem um 25 % schwankenden Anorthitgehalt. Daneben beobachtet man wiederum die klaren, besser ausgebildeten Granoblasten der älteren Generation von mehr basischer Zusammensetzung (intermediärer bis basischer Andesin). Wir stellen also auch hier wieder den Übergang von basischem in sauren Plagioklas fest. In den Granitgneisen bei Corte stösst man auf einen stark invers zonalen Plagioklas von 15 % bis 30 % An. Damit im Zusammenhang stehen viele einschlussreiche Albitporphyroblasten, die wie der übrige Plagioklas das jüngste Element im Mineralbestand darstellen und erst posttektonisch entstanden sind.

6. Hornblendefels, Amphibolite und Hornblendegneise

Mineralbestand:	Quarz	0—30 %	Apatit
	Plagioklas	10—50 %	Chlorit
	Hornblende	5—100%	(Titanit)
	Biotit	0—20 %	(Rutil)
	Epidot	0—5 %	(Orthit)
			(Zirkon)
			(Granat)
			(Turmalin)
			(Prehnit)
			(Erz)

Struktur: Granoblastisch bis porphyroblastisch bis fibroblastisch.

Scharfe Grenzen zwischen Hornblendefels, Amphiboliten und Hornblendegneisen bestehen im untersuchten Gebiet nicht. Man kann an ein und demselben Gesteinszug alle Übergänge von reinem Hornblendefels in Hornblendegneis feststellen. Als Hornblendefels werden hier Gesteine mit einem Hornblendegehalt von mehr als 80 % bezeichnet. Gesteine mit weniger als 5 % Hornblende werden Hornblende führend genannt. Auf der Karte sind die Hornblendite und Amphibolite einheitlich schwarz eingezeichnet, die Hornblende-

gneise sind mit Signaturen dargestellt, wobei die Hornblendegneise mit Hornblendeknötchen speziell hervorgehoben werden (strichpunktiert).

Wie aus dem Kartenbild hervorgeht, bildet die Hauptmasse der Hornblendegesteine den eigentlichen Kern des Sambuco-Teillappens. Kleinere, untergeordnete Amphibolitzüge treten W A. Mas-

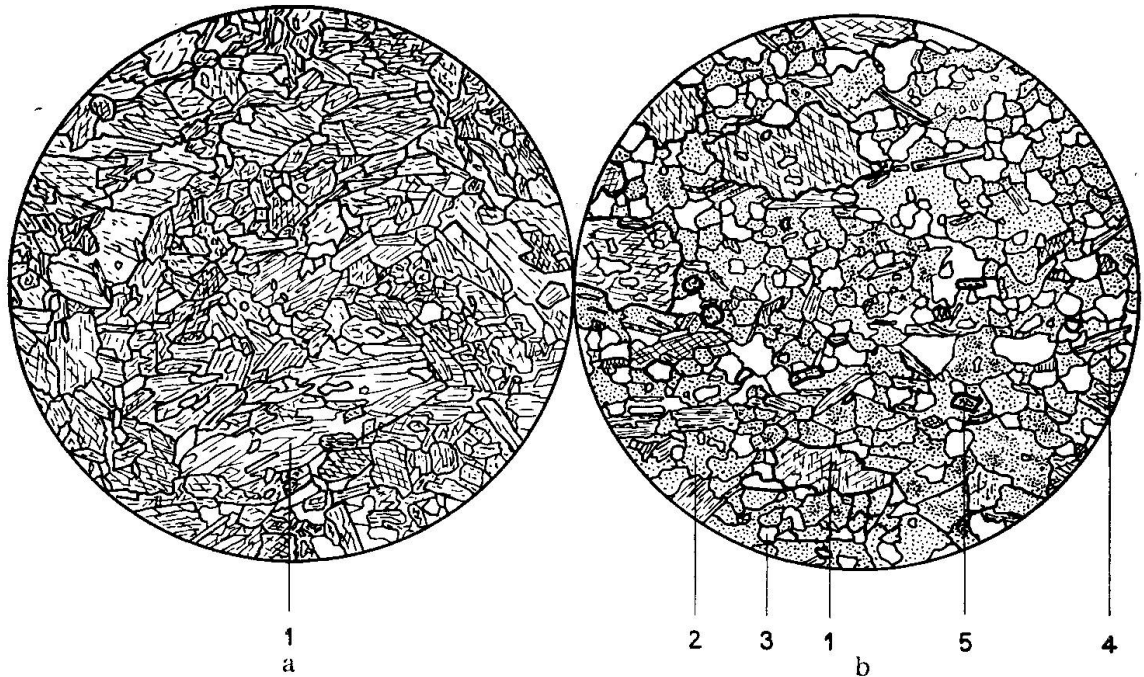


Fig. 11. a) Hornblendefels. Fibroblastische bis diablastische Struktur.
Nahezu 100 % Hornblende

b) Hornblendegneis. Hornblende zum Teil porphyroblastisch (Hornblendeknötchen)

1. Hornblende, 2. Plagioklas, 3. Quarz, 4. Biotit, 5. Epidot. Vergr. ca. 20:1

sari und S Pzo. Massari auf; sie bilden die Schlingen der östlichen Umbiegungszone besonders gut ab. Ein längerer Amphibolitzug erstreckt sich SSE Corte gegen die A. Sassello. Dieser Zug findet möglicherweise seine Fortsetzung in den Amphiboliten W der Maggia zwischen Fusio und Sambuco.

Morphologisch treten die Hornblendegesteine in Form von markanten Felsköpfen und bizarr geformten Gipfeln hervor. Der imposante Zirkus rings um den Talkessel S Lago di Prato besteht fast ausschliesslich aus sehr steil stehenden Hornblendegneisen und Amphiboliten. Der stellenweise aus reinem Hornblendefels bestehende

Grat W Lareggio Massari bildet 30 bis 50 Meter hohe, fast senkrecht abfallende Felswände, die durch ihre rostige Anwitterungsfarbe von weitem auffallen. Die Erwärmung durch Sonnenbestrahlung ist wegen der dunklen Oberflächenfarbe sehr intensiv, so dass die Verwitterung sehr schnell fortschreitet. Dies macht sich durch regen Steinschlag und Bildung grosser Schuttkegel im Bereich der Amphibolite bemerkbar. Die massigen, wenig geschieferten Gesteine ergeben einen gröberen Schutt, bestehend aus ungefähr dezimetergrossen, im Innern noch sehr frischen Blöcken; denn das verfilzte Gewebe erteilt dem Gestein eine ausserordentliche Zähigkeit. Solches Geröll findet man mehr in den peripheren Amphibolitzügen im S und W. Die zentralen Amphibolite mit ihrer mehr schiefrigen Textur zerfallen bei der Verwitterung in plattige Komponenten oder gar rostroten Grus. Durch den lokal erhöhten Erzgehalt kann die Verwitterungsfarbe ins intensiv Rotbraune gesteigert werden (E P. 2568, A. Scheggia).

Die rundlichen, undulös auslöschenden Quarzkörner bilden zusammen mit dem Plagioklas die hellen Lagen in den gebänderten Amphiboliten, die besonders in den Karfeldern der A. Massari und der A. Scheggia aufgeschlossen sind. Die Kleinfältelung wird durch diese hell-dunkel Bänderung ausserordentlich schön abgebildet (Phot. 6). In den hellen Lagen ist der Quarz oft tröpfchenförmig im Plagioklas eingeschlossen.

Der Plagioklas ist neben dem Quarz der einzige helle Gemengteil der Hornblendegesteine. Er ist in den ungebänderten Typen granoblastisch ausgebildet. Die kleinen Körner zeigen hie und da schwache Zwillingsbildung und sind leicht invers zonar. In den hellen Lagen der gebänderten Typen sind die Plagioklaskörner grösser und nehmen porphyroblastische Gestalt an, wobei die Inverszonarstruktur stark ausgeprägt wird. Der Unterschied im Anorthitgehalt zwischen Kern und Rand kann bis 30 % betragen. Leider konnten die am stärksten zonierten Körner nicht auf dem Drehtisch bestimmt werden, da sie nur undeutlich wahrnehmbare morphologische Bezugsrichtungen aufweisen.

Der Biotit spielt im Gefüge der Hornblendegesteine eine unwesentliche Rolle. Mit zunehmendem Hornblendegehalt wird er seltener. Sein Pleochroismus ist schwach olivgrün-farblos; oft ist er diablastisch durchwachsen. Orthiteinschlüsse mit pleochroitischen Höfen konnten in einigen Schliffen beobachtet werden. Bei der letzten Umprägung des Gesteins gelangte der Biotit vor der Hornblende zur Ausscheidung, wie an ihren Verwachsungen deutlich sichtbar ist.

Die Mineralien der Mischungsreihe Klinozoisit-Epidot bilden einen nie fehlenden akzessorischen Gemengteil der Hornblendegesteine. Sie sind als kleine Körner ins Gefüge eingestreut, in den biotit- und hornblendereichen Partien angereichert. Die Unterscheidung zwischen Klinozoisit und Zoisit ist sehr schwierig, denn die Körner sind sehr klein (ca. 0,1 mm), und Messungen der Achsenwinkel deshalb kaum möglich. Die Zusammensetzung des Klinozoisit-Epidot konnte jedoch an Hand der Doppelbrechung einigermaßen bestimmt werden. Im Durchschnitt beträgt $n_\gamma - n_\alpha = 0,030$; nach WINCHELL (80) entspricht dieser Wert einem Gehalt von 20 Mol % Pistazit. Der höchste, auf Grund der Doppelbrechung bestimmte Pistazitgehalt beträgt 25 Mol %. In den Amphiboliten NE Corte bildet der in Lagen schlierig angereicherte Epidot makroskopisch gut erkennbare grüne Bänder. Er ist hier mit kleinen Granatkörnern vermischt und zeigt einen verhältnismässig niedrigen Fe-Gehalt. Im Zentrum von kleinen Epidothäufchen treten öfters einige schmutziggelbe, zonar gebaute Orthitkörner auf.

Der Zoisit ist wahrscheinlich wegen seiner Unfähigkeit, Fe in sein Gitter einzubauen, seltener als der Klinozoisit-Epidot. Er ist an der niedrigen Interferenzfarbe und der prismatischen Ausbildung mit Spaltbarkeit nach der Basis zu erkennen.

Granat und Erz treten nur sporadisch auf. Das gleiche gilt für den Prehnit, der nur auf Klüftchen in den tektonisch stark beanspruchten Amphiboliten S Lago di Prato gefunden wurde.

Zirkon, Turmalin und Apatit treten nur in ganz vereinzelten Körnern auf. Rutil und Titanit sind da und dort mit Biotit oder Hornblende verwachsen. Der ebenfalls spärlich vorhandene Chlorit ist durch Umwandlung aus Biotit entstanden.

Der wichtigste Bestandteil, die Hornblende, wurde einer genaueren Untersuchung unterworfen. Optische Daten:

Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha = 0,019$

Auslöschungswinkel $c/n_\gamma = 18^\circ$

Pleochroismus: n_α blaß gelbgrün	1,664
n_β hell grasgrün	1,674
n_γ blaß blaugrün	1,683

Zur chemischen Analyse wurde ein Hornblendit verwendet. Die verschwindend kleinen Mengen von Rutil, Titanit und Apatit, die als mikrolithische Einschlüsse und Verwachsungen in der Hornblende auftreten, haben auf die Analyse praktisch keinen Einfluss.

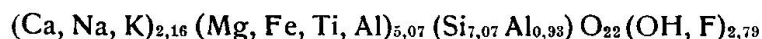
Hornblendit Hr. 39

SiO ₂	50,23
Al ₂ O ₃	5,73
Fe ₂ O ₃	2,23
FeO	7,34
MnO	—
MgO	18,01
CaO	11,28
Na ₂ O	0,78
K ₂ O	0,11
TiO ₂	0,97
P ₂ O ₅	0,01
H ₂ O ⁺	2,98
H ₂ O ⁻	0,19
F	0,11
	<u>99,97</u>

Fundort: A. Massari (Lareggio).

Anal.: HASLER

Die Auswertung der Analysendaten führte zu folgender Hornblendeformel:



Auffallend ist der niedrige Tonerdegehalt. Nach obiger Berechnung ist sozusagen alles Al mit Si in der Vierer-Koordination im Gitter eingebaut.

Die Hornblendite haben nematoblastische bis fibroblastische Struktur (Fig. 11a). In den Amphiboliten ist die Hornblende eher granoblastisch bis porphyroblastisch ausgebildet; seltener beobachtet man eine diablastische Verwachsung.

Der Hornblendegneis mit porphyroblastischer Hornblende, welchen wir als Hornblendeknötchengneis bezeichnen, ist auf der Karte mit Strich-Punkt-Signatur angegeben. Die Porphyroblasten treten makroskopisch als kleine Hornblendeknötchen hervor. Diese können stellenweise zu eigentlichen Augen anwachsen, welche je nach Stärke der stattgefundenen Differentialbewegungen in die Länge gezogen sind und dann im ohnehin schon gebänderten Gestein kaum mehr auffallen. Im Dünnschliff erkennt man die Knötchen als Hornblendeporphyroblasten mit einem Durchmesser von 3 bis 4 mm bis zu 2 cm. Sie werden vom Glimmer stromlinienförmig umschlossen, so dass für sie prätektonische oder frühtektonische Entstehung angenommen werden muss; Zwillinge nach (100) sind ziemlich häufig. Die porphyroblastische Hornblende zeigt im Auslöschungswinkel und Pleochroismus keinen Unterschied gegen-

über der Hornblende des Grundgewebes; folglich darf für beide auch die gleiche chemische Zusammensetzung angenommen werden. Die Porphyroblastenbildung ist also lediglich als Sammelkristallisation im Rahmen der metamorphen Differentiation aufzufassen. Die Stengelachse der Hornblendekristalle liegt in der Richtung der linearen Paralleltexur des Gesteins.

Während die Hornblendegneise immer eine ausgesprochene Gneistexur aufweisen, wurde bei Koordinate 692,7; 192,2 S Lago di Prato ein richtungslos massiges, fast gabbroides Hornblendegestein gefunden (Hr. 328a), das sich auch durch den Gehalt von 10 % Kalifeldspat von den anderen Hornblendegesteinen unterscheidet.

Amphibolit Hr. 328 a

SiO ₂	61,97
Al ₂ O ₃	16,45
Fe ₂ O ₃	1,41
FeO	3,42
MnO	0,04
MgO	2,89
CaO	2,86
K ₂ O	4,78
Na ₂ O	3,16
TiO ₂	1,25
P ₂ O ₅	0,30
H ₂ O ⁺	1,69
H ₂ O ⁻	0,11
F	—
	<u>100,33</u>

Anal.: HASLER

Fundort: S Lago di Prato.

Modus :	Quarz	26 %
	Plagioklas	36 %
	Kalifeldspat	14 %
	Hornblende	12 %
	Biotit	10 %
	Akzessorien	2 %
	Zirkon, Apatit, Klinozoisit	
	Plagioklas	26 % An

Amphibolit Hr. 150

SiO ₂	57,46
Al ₂ O ₃	18,54
Fe ₂ O ₃	1,97
FeO	4,21
MnO	0,06
MgO	3,87
CaO	7,42
K ₂ O	0,90
Na ₂ O	3,56
TiO ₂	0,56
P ₂ O ₅	0,05
H ₂ O ⁺	1,39
H ₂ O ⁻	0,11
F	0,07
	<u>100,17</u>

Anal.: HASLER

Fundort: Mariseiolo, V. Sambuco.

Modus :	Quarz	27 %
	Plagioklas	40 %
	Hornblende	25 %
	Biotit	7 %
	Akzessorien	1 %
	Klinozoisit, Apatit	
	Plagioklas	42 % An

Während das Gestein Hr. 150 wegen seines sukzessiven Übergangs in typischen Paragneis sicher ein Paraamphibolit ist, könnte Hr. 328a infolge seiner Struktur und seiner chemischen Zusammensetzung als Orthoamphibolit betrachtet werden. Sein Chemismus entspricht einem syenitischen bis granitischen Magmatyp (51). Die Probe 328a könnte

somit als Eruptivgestein bezeichnet werden, wenn dies nicht mit den bei der Entscheidung „Para oder Ortho“ ebenso wichtigen, ja ausschlaggebenden Feldbeobachtungen im Widerspruch stände. Der nur wenige Meter mächtige Zug, aus dem 328a stammt, geht im Liegenden in einen feinkörnigen Amphibolit über; im Hangenden wird das Gestein ständig gneisiger und geht in einen Hornblendeknötchengneis über, welcher weiter im NW in einen reinen Zweiglimmer-Plagioklasgneis, also in ein typisches Paragestein übergeht. Auch im Streichen lässt sich das eigenartige Gestein nur wenige Meter verfolgen. Es verschwindet gegen den Grat und ist im Gebiet der A. Scheggia nicht mehr zu finden, so dass es als lokal veränderter Hornblendeknötchengneis anzusehen ist. Man befindet sich hier im S des Lago di Prato gewissermassen im Angelpunkt der N Umbiegung des Sambuco-Teillappens; durch den allseitig sehr hohen Druck während den alpinen Vorgängen waren die physikalisch-chemischen Bedingungen zu einer maximalen Stoffmobilisation vorhanden. Lokal konnte keine Differentialbewegung stattfinden, daher die massige Textur. Der hohe Gehalt an Alkalien sowie das Auftreten von mehreren Zentimeter grossen Kalifeldspatporphyroblasten zwingen uns zur Annahme einer gewissen Stoffzufuhr.

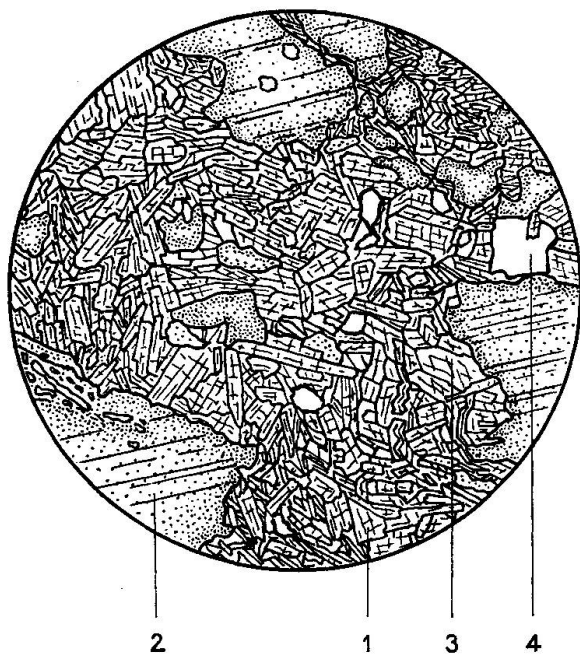


Fig. 12. Metasomatisch umgewandelter Amphibolit, S L. di Prato

Feinkörniges bis dichtes Gewebe aus Klinozoisit-Epidot mit Plagioklasporphyroblasten und Prehnit. 1. Klinozoisit-Epidot, 2. Plagioklas, 3. Hornblende, 4. Prehnit. Vergr. ca. 20:1

In diesem tektonisch sehr beanspruchten Gebiet kam es an mehreren Orten zur Mylonitisierung. Der hellgrüne Mylonit bildet nur wenige Zentimeter mächtige konkordante Lagen im Amphibolit. Feine mit Prehnit gefüllte Klüftchen durchziehen diskordant das Gestein. Im Dünnschliff erkennt man ein feinflasriges Gemenge von Hornblende, Klinozoisit und Plagioklas (Fig. 12). Stellenweise ist das Gestein intensiv weiss und mattgrün gebändert. Die hellen Lagen bestehen aus Plagioklas mit einem Anorthitgehalt von 15 %. Die dunkelgrüne, sehr feinkörnige bis dichte Masse der dunklen Bänder besteht zum grössten Teil aus äusserst fein verteiltem Chlorit und Klinozoisit. Die Bänderung kann plötzlich aufhören, wobei das Gestein richtungslos massig wird. In der Chloritsubstanz schwimmen dann mehrere Zentimeter grosse Plagioklasidioblasten; umgekehrt beobachtet man aber auch grössere Chloritporphyroblasten, welche in Plagioklassubstanz eingebettet sind. Im Zentrum von kleinen Falten entstanden zuweilen Hohlräume, Drusen, in welchen sehr schöne Albitprismen gewachsen sind. Genau die gleiche Erscheinung findet man bei der kleinen Amphibolitschlinge NE Forno unterhalb der A. Scheggia. Zugleich mit der Mylonitisierung wurde also das Gestein von albitreichen Lösungen durchdrungen; die Hornblende wurde in Chlorit und Klinozoisit umgewandelt.

Die Hornblende der stark gebänderten Gneise der A. Massari weisen in Richtung von n_{β} eine auffallend blaugrüne Absorptionsfarbe auf. Der Pleochroismus ist der gleiche wie in der Hornblende aus den Gesteinen der Tremolaserie (33) oder aus den Quartenschiefern der Val Piora (41); auch in den Amphiboliten des Pzo. Forno (Campo Tencia-Gebiet) zeigt die Hornblende die gleiche bläulichige Farbe. Diese auffällige Färbung weist auf einen erhöhten Gehalt an Alkalien (besonders Na) hin (baroisitische Hornblende). Sowohl in der Tremolaserie wie auch im Gebiet des Pzo. Forno wird, auf Grund von anderen Tatsachen, eine Natronzufuhr angenommen. Das Auftreten dieser baroisitischen Hornblende ist für uns ein weiterer Hinweis für Natronzufuhr, oder, vorsichtiger gesagt, für Natronanreicherung im Sambuco-Teillappen. Sowohl die Plagioklasporphyroblastenbildung wie auch das Auftreten der baroisitischen Hornblende ist nur in gewissen Zonen festzustellen, folglich umfasst die Natronanreicherung nicht das ganze Gebiet, sondern sie ist nur auf gewisse Stellen beschränkt. Aus diesem Grunde ist man eher geneigt, von einer Anreicherung als von einer Zufuhr zu reden.

a) Orthoamphibolit und seine Entstehung

In den stark gebänderten Amphiboliten des Scheggia Kars findet man kleine, nur wenige Dezimeter lange Linsen eines grobkörnigen, gabbroiden, vollkommen richtungslosen Hornblendegesteins. Die kleinsten Linsen, die man eher als Augen bezeichnen möchte, treten wegen ihrer grösseren Härte oft als dunkle Warzen und Narben hervor. Bei Koordinate 694,2; 148,2 auf Kote 2310 m befindet sich eine ungefähr hundert Meter lange und im Mittel 1 m mächtige konkordante Bank dieses Materials.

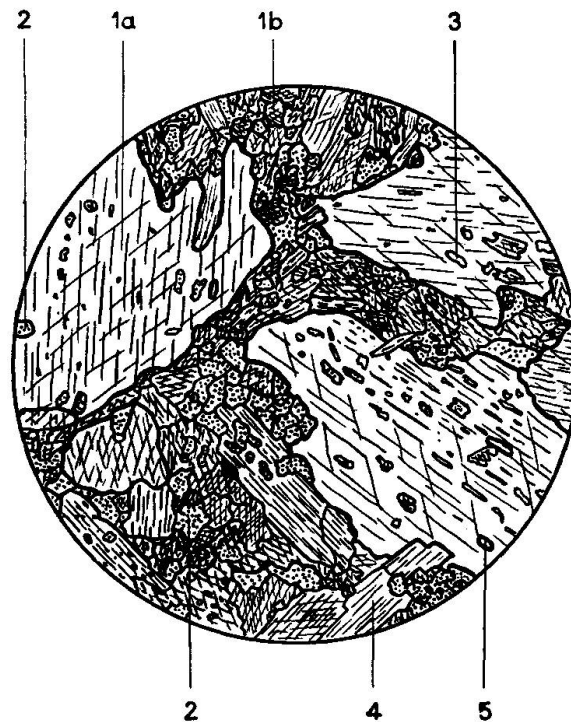


Fig. 13. Orthoamphibolit. Grobkörnig, gabbroid. Alpe Scheggia
1a. Hornblendeporphyroblasten, 1b. Abgetrennte, zum Teil rekristallisierte Hornblende, 2. Plagioklas, 3. Quarz, 4. Biotit, 5. Rutil. Vergr. ca. 20:1

Die eckigen, teilweise idiomorphen Hornblendekörner können bis 1 cm gross werden, während der Plagioklas die feinkörnige Füllmasse bildet. Der Hornblendegehalt schwankt zwischen 70 und 90 %. Der Rest besteht zur Hauptsache aus stark invers zonarem Plagioklas mit 5 bis 40 % An. Daneben findet sich etwas Quarz, Epidot und Titanit. In den Randpartien tritt auch Biotit auf. Die Struktur ist ausgesprochen porphyroblastisch.

Grobkörniger, gabbroider Amphibolit Hr. 501

SiO ₂	52,58
Al ₂ O ₃	11,83
Fe ₂ O ₃	2,28
FeO	4,76
MnO	0,13
MgO	12,29
CaO	12,20
Na ₂ O	1,51
K ₂ O	0,20
TiO ₂	0,64
P ₂ O ₅	0,09
H ₂ O ⁺	1,82
H ₂ O ⁻	0,08
	<u>100,41</u>

Fundort: Alpe Scheggia

Modus⁶⁾: Hornblende 75 %
 Plagioklas 15 %
 Quarz 5 %
 Epidot 5 %

Plagioklas 20 bis 50 % An, invers zonar.

Anal.: VOEGTLI.

Die Hornblende zeigt eine blaugrüne Farbe und beherbergt mikrolithische Einschlüsse von Epidot, seltener Titanit und Rutil. Ist wenig Zwischenmasse vorhanden, so zeigen die Hornblendekristalle rundliche Formen und sind weniger diablastisch miteinander verwachsen.

Die Zwischenmasse besteht in den dunkleren Partien aus einem feinkörnigen Gemenge von Hornblende, Plagioklas und Epidot. In den helleren Partien ist die Füllmasse vorwiegend aus Quarz und Plagioklas zusammengesetzt, worin Hornblende- und Epidotkörner schwimmen. Die rundlichen Umrisse zeigen, dass die Hornblende durch die plagioklasreichen Lösungen resorbiert wurde. Mineralogisch entspricht die Plagioklas-Zwischenmasse den hellen Lagen der gebänderten Amphibolite.

Aus den geologischen Verbandsverhältnissen geht nicht ohne weiteres hervor, ob das grobkörnige Hornblendegestein sedimentären oder eruptiven Ursprungs ist. Es kann als Lagergang interpretiert werden, wobei das basische Material aber schon präalpin intrudiert sein muss, da keine Kontakterscheinungen sichtbar sind. Diese sind bei der alpinen Metamorphose vollkommen verwischt worden. Die grossen Hornblendekristalle zeigen die ersten Anzeichen beginnender Kataklyse (Verbiegung, undulöse Auslöschung); sie können als Relikte eines basischen Eruptivum gedeutet werden.

Betrachtet man das Gestein als einen metamorphosierten Mergel, so muss man sich fragen, warum sich die Hornblende zu derart

⁶⁾ Mineralbestand geschätzt!

grossen Körnern entwickeln konnte. Die sicheren Paraamphibolite im untersuchten Gebiet haben alle eher schiefrige Textur, wobei die Hornblende ein feinkörniges, manchmal auch filziges Gewebe bildet. Durch eine starke Mobilisierung der Hornblendesubstanz und nachheriger Sammelkristallisation hätte der ursprünglich feinkörnige Amphibolit in diesen grobkörnigen Hornblendefels übergeführt werden können, wobei irgendwelche „agents minéralisateurs“ eine Rolle gespielt haben könnten.

Nach mündlichen Mitteilungen fand E. WENK bei seinen Untersuchungen in der Valle Verzasca in den Paragneisen N Brione ein verblüffend ähnliches Gestein. In struktureller, mineralogischer und auch chemischer Hinsicht ist es sozusagen identisch mit dem Gestein von der A. Scheggia. Bei Brione tritt dieser Hornblende-Quarzdiorit zusammen mit Amphiboliten und Hornblendefelsen in Linsen auf, welche von einer biotitreichen, zum Teil Kalzit und Strahlstein führenden Schale umgeben sind. Dort dürfte es sich kaum um Paraamphibolitlinsen handeln.

Zusammenfassend möchten wir folgende Entstehung als die wahrscheinlichste annehmen: Präalpin intrudierte ein vielleicht zu einer Ophiolitserie gehörendes basisches Magma, das nach Analyse Hr. 501 eine „si-pyroxenitische“ Zusammensetzung hatte. Durch Uralitisierung wurde der Pyroxen in die niedriger silifizierte Hornblende umgewandelt, wobei Quarz ausgeschieden wurde. Dieser Vorgang musste schon sehr früh (frühalpin oder präalpin) stattgefunden haben, da einerseits sämtlicher Pyroxen umgewandelt worden ist, andererseits die Hornblende bereits wieder Bewegungsspuren in Form von Verbiegungen aufweist.

b) Die Entstehung der Paraamphibolite

Über die Abstammung der Hornblendegesteine des Sambuco-Teil-lappens schreiben PREISWERK und GRÜTTER (62, S. 13): „Auf sedimentäre Abkunft ist vor allem da zu schliessen, wo sie meist in geringer Mächtigkeit, aber in vielfacher Wechsellagerung mit den feinkörnigen Paragneisen, zum Teil auch mit Paraglimmerschiefern vergesellschaftet sind. Sie dürften dann von dolomitischen Tonmergeln abstammen. Teilweise dürften sie auch den Abkömmlingen von intrusiven, basischen Eruptivmassen, zum Teil auch Tuffen von solchen entsprechen. Es trifft dies vor allem bei jenen zu, die mit auffallender Regelmässigkeit die Ränder saurer Orthogneismassen begleiten und mehr oder weniger ausgesprochenen Amphibolithcharakter be-

sitzen.“ Und S. 23: „Die verbreitetste Art amphibolitischer Gesteine bilden — abgesehen von den S. 13 erwähnten sedimentogenen und, untergeordnet auch tuffogenen Typen, die Umwandlungsprodukte dioritischer und gabbroider Spaltungsprodukte der grossen Orthogesteinskörper... Die Gipfelreihe zwischen Sassellopass und dem Ponc. Sambuco besteht aus Amphiboliten, welche inmitten von Paragesteinen und ohne Verbindung mit grösseren Granitkörpern den Kern des Sambuco-Teillappens bilden. Sie sind oft als Granatamphibolite ausgebildet; entwickeln sich aber auch hier anschliessend an biotitreiche kleinere Granitgneiszüge.“ Damit geben PREISWERK und GRÜTTER eigentlich zu, dass es sich um Paraamphibolite handelt, da sie mit Paragesteinen vorkommen (und auch wechsellagern). Die „kleineren biotitreichen Granitgneiszüge“ sind nach unserem Befund nur helle Lagen der Bändergneise, wie sie im folgenden Abschnitt beschrieben werden.

Vor allem die sukzessiven Übergänge von Zweiglimmer-Plagioklasgneis in Hornblende führenden Gneis und Amphibolit, resp. Hornblendefels, deuten darauf hin, dass die Hornblendegesteine des Sambuco-Teillappens mit Ausnahme des sehr grobkörnigen Amphibolits der A. Scheggia sedimentärer Herkunft sind.

7. Heller feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis

Mineralbestand:	Quarz	20—40 %	Muskowit
	Plagioklas	40—60 %	Chlorit
	Biotit	5—10 %	Klinozoisit-Epidot
			Apatit
			(Granat)
			(Titanit)
			(Rutil)
			(Turmalin)
			(Kalifeldspat)
			(Zoisit)
Struktur:	Granoblastisch.		

Dieser Gneis ist nur in wenigen, langgestreckten Zügen entwickelt. Durch seine helle Farbe und die bankigen Absonderungen ist er im Gelände sehr leicht zu erkennen. Es ist das gleiche Gestein, das die hellen Lagen in den Bändergneisen bildet. Bei Corte ist es von den umliegenden Zweiglimmer-Plagioklasgneisen scharf abgegrenzt. Das mikroskopische Bild ist, wie man aus der makroskopisch sichtbaren Textur entnehmen kann, sehr monoton.

Heller feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis Hr. 153

SiO ₂	73,86
Al ₂ O ₃	14,87
Fe ₂ O ₃	0,55
FeO	1,02
MnO	0,05
MgO	0,25
CaO	2,40
Na ₂ O	4,44
K ₂ O	1,41
TiO ₂	0,43
P ₂ O ₅	0,30
H ₂ O ⁺	0,64
H ₂ O ⁻	0,06
	<u>100,28</u>

Fundort: A. Scheggia SW P. 2568

Modus:	Quarz	36 %
	Plagioklas	53 %
	Biotit	6 %
	Akzessorien:	
	Muskowit	5 %
	Klinozoisit	
	Apatit	

Plagioklas: Saurer Oligoklas.

Anal.: VOEGTLI.

Der feinkörnige Quarz und Plagioklas bilden eine gleichförmige granoblastische Struktur, die selten durch Kalifeldspatkörner gestört wird.

Der Plagioklas ist zumeist noch sehr gut erhalten und invers zonar. Bei einem durchschnittlichen Anorthitgehalt von 15 % schwanken die Werte von Kern und Rand zwischen 10 und 30 % An.

Der Biotit ist nur in kleinen, schlecht geregelten Blättchen vorhanden, welche stark pleochroitisch sind (hell oliv—dunkel grünbraun), folglich der Ti-armen Gruppe angehören (siehe S. 89). Er ist nur wenig chloritisiert und baueritisiert. In einigen Schliffen beobachtet man winzige Einschlüsse, welche von pleochroitischen Höfen umgeben sind.

Der Klinozoisit-Epidot ist in kleinen Häufchen angereichert; seine Doppelbrechung ist relativ niedrig, was auf einen geringen Fe-Gehalt hinweist.

Der Apatit bildet die für die kristallinen Schiefer typischen, rundlichen Körner. Granat, Rutil, Titanit und Turmalin treten nur in geringer Menge und nur sporadisch auf.

8. Bändergneise

In den zentralen Teilen des Sambuco-Teillappens weisen in zwei Zonen die Gesteine eine intensive Bänderung auf. Die eine Zone zieht S des Pso. Scheggia durch die Karfelder der A. Scheggia und A. Massari bis zum Fuss des Pzo. Massari, die andere von den

Hütten P. 2246 der A. Scheggia in SSE-Richtung fast geradlinig bis zu den Monti von Corte della Fontana N Colla. Zwischen diesen beiden Komplexen liegen Amphibolite und Hornblende führende Zweiglimmer-Plagioklasgneise. Eine klare Trennungslinie zwischen Bändergneisen und ungebänderten Deckengesteinen ist nicht zu ziehen; nur die Muldengesteine der Massari-Teilmulde sind von den Bändergneisen scharf getrennt, wobei das Fehlen jeglicher Kontakterscheinungen oder Mylonitisierung für die Genese sehr bedeutungsvoll ist.

Die hellen Lagen der Bändergneise bestehen aus einem feinkörnigen, biotitarmen Plagioklasgneis (siehe S. 116). Die dunklen Bänder werden einerseits von hornblendereichen Gneisen, anderseits von Hornblende führenden Zweiglimmer-Plagiogneisen gebildet, welche vereinzelt Augen und Flasern von Kalifeldspat und Plagioklas führen.

Der Wechsel zwischen hellen und dunklen Bändern kann im Zentimeter- oder Dezimeterbereich liegen. Die feinere Bänderung ist vor allem in den hornblendereichen Gesteinen NE Piatto auf A. Massari zu sehen, wo sie durch die intensive Kleinfältelung besonders unterstrichen wird. In den biotitreichen Lagen kommt es oft zu Kornzeilenbau, da sich der Biotit wegen seines Kristallhabitus besser einregelt als die Hornblende.

Die hellen, oft nur wenige Millimeter mächtigen Lagen bestehen vorwiegend aus Quarz und stark invers zonarem Plagioklas. Sie können lokal grössere Mächtigkeit annehmen (einige Dezimeter bis mehrere Meter). In den mächtigeren Partien der hellen Quarz-Plagioklas-Masse liegen dunkle Bänder und Schlieren, oder schwimmen losgelöste dunkle Schollen. Durch Transversalbewegungen sind die Bänder oft mehrere Zentimeter quer zur Streichrichtung verstellt, wobei das helle Material ausweichen und die entstandenen Klüfte ausheilen konnte. Die weniger plastischen, dunklen Bänder erlitten bei den alpinen Bewegungen im mobileren, hellen Gestein eine starke mechanische Beanspruchung. Sie wurden bei der Faltenbildung derart in die Länge gezogen, dass es zur Boudinagebildung kam (Phot. 6. u. 7, Taf. III). In einem weiteren Stadium lösten sich die abgeschnürten Teile aus der lagenweisen Anordnung; sie schwimmen nun als dunkle Schollen im hellen Gestein (Phot. 8, Taf. III). Diese abgelösten Schollen standen natürlich immer noch unter dem Einfluss des leichter deformierbaren Materials; sie wurden gedreht und zum Teil S-förmig verformt und ausgeschwänzt. Es ist leicht zu sehen, dass die Differentialbewegungen vor allem parallel zur S-

Fläche stattgefunden haben. Dass es sich hierbei um alpine Bewegungen handelte, geht eindeutig aus der Lage der Faltenachsen hervor, welche sich ganz in das Faltenachsensystem der Grosstruktur des Sambuco-Teillappens und seiner mesozoischen Umhüllung einfügen.

Im Dünnschliff fällt der hohe Plagioklasgehalt dieser gebänderten Gesteine auf; der Plagioklas neigt sehr zur Porphyroblastenbildung.

Die Hornblende hat meist eine bläulich-grüne Farbe, welche auf einen erhöhten Natrongehalt schliessen lässt. Diese Tatsache deutet wiederum auf eine Na-Wanderung hin. Damit in Verbindung steht die stellenweise sehr starke Inverszonierung des Plagioklases, sowie das Vorhandensein basischer Plagioklasrelikte.

Beim Anblick der ausserordentlich schönen Bänderung drängt sich unwillkürlich die Frage nach ihrer Entstehung auf. Handelt es sich um Injektionen, bei welchen saures Material in die Paragneise und Amphibolite eindrang? Haben wir es mit Produkten einer stark ausgeprägten metamorphen Differentiation zu tun oder ist die Bänderung das Abbild einer primären, durch rhythmische Sedimentation bedingte Feinschichtung?

Die erste Annahme darf wohl zum vorneherein ausgeschlossen werden. Es fehlen jegliche Anzeichen einer Injektionszone, wie z. B. Durchaderung mit aplitischem Material. Die relativ wenig metamorphen Gesteine der Massari-Teilmulde liegen in unmittelbarer Nähe der Bändergneise, zeigen jedoch nicht die geringsten Spuren einer Umwandlung, die auf die Nähe eines Injektionskörpers deuten würden. Durch metamorphe Differentiation allein konnten jedoch die viele Meter mächtigen Bänke von einheitlichem sauren Plagioklasgneis auch nicht entstanden sein, denn die komplementären basischen Anreicherungen sind nicht vorhanden. Die dunklen Lagen der Bändergneise bestehen aus den gleichen Hornblendegesteinen und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen, wie sie an anderen Orten im ganzen umliegenden Gebiet vorkommen. Die metamorphe Differentiation hat daher wohl zur Steigerung der Bänderung beigetragen, kann aber nicht allein dafür verantwortlich gemacht werden. Wir kommen also zum Schluss, dass die Inhomogenität auf die Wechsellagerung verschiedenartiger Sedimente zurückzuführen ist, die dann nachträglich durch metamorphe Differentiation noch stärker ausgeprägt wurde. Die dunklen Partien entsprechen sandigen Tonen und Mergeln, die hellen arkosenartigen Gesteinen. Wir können daher keine Einteilung in Alt- und Neubestand vornehmen wie dies z. B. HUBER

(36) bei seinen „chorismatischen“ Gneisen (Stromatiten) des südöstlichen Gotthardmassivs tun konnte. Beziehungen zwischen Anorthitgehalt und Farbzahl, wie sie WENK (78) in den Bändergneisen von Ornö Huvud nachweisen konnte, bestehen ebenfalls nicht.

In die stark gebänderten Partien sind öfters mehrere Meter mächtige Gneisbänke eingeschaltet, welche von der Bänderung gar nicht ergriffen worden sind, die also schon ursprünglich sehr homogen gewesen sein mussten. Andererseits ist die Bänderung an das Vorkommen längerer Züge von hellem feinkörnigem Biotitplagioklasgneis gebunden. Die Bändergneisbildung ist also auf bestimmte stratigraphische Horizonte beschränkt, die wir aber nicht als tektonisch stärker beansprucht bezeichnen müssen. — Dieser Erklärungsversuch schliesst natürlich nicht aus, dass die Bänderung durch die Entstehung eines in der Nähe sich befindlichen Ultrametamorphits von der Art des Alpigia-Granitgneises beeinflusst wurde. Diese Frage muss jedoch offen gelassen werden, da im Sambuco-Gebiet solch ein granitoider Körper nicht aufgeschlossen ist.

Die Homoachsie des linearen Parallelgefüges in den Bändergneisen, den Bündnerschiefern und Paragneisen zwingt uns, gleichzeitige Faltung und sekundäre Umprägung der drei genannten Gesteinsgruppen anzunehmen. Bei diesem Vorgang wurde besonders das helle Material mobilisiert.

9. Die inverse Zonarstruktur der Plagioklase

Das Wesen der inversen Zonarstruktur der Plagioklase scheint bis heute noch ein ungelöstes Problem zu sein. Das Phänomen wurde von BECKE (4) zum ersten Mal genauer beschrieben. GRUBENMANN und NIGGLI (25) schreiben darüber folgendes: „Die Allgemeinheit der Erscheinung legt es nahe, ihre Erklärung in den Entstehungsbedingungen der Plagioklase kristalliner Schiefer zu suchen. Dieselben scheiden sich bei der Neubildung in dieser Gesteinsklasse aus wässriger Lösung aus... Aller Erfahrung nach ist Anorthit am leichtesten, Albit am schwersten löslich; dazwischenliegende Mischungsstufen verlieren unter Einwirkung von Lösungsmitteln immer mehr Anorthit als Albit... Es wird daher bei der Umkristallisation eines gegebenen Plagioklaskornes der schwerer lösliche Albit sich gerne zuerst bilden und erst nach aussen hin der leichter lösliche Anorthitanteil anreichern“.

Diese Hypothese stützt sich auf ältere Untersuchungen über die Löslichkeit der Plagioklase von MÜLLER, LEMBERG, DOELTER und

JANNASCH (48) aus den Jahren 1876—1888. Aus diesen Versuchen ging eine leichtere Löslichkeit der basischen Plagioklase hervor.

In neuerer Zeit haben THUGUTT und KOLOCZKOWSKA (74—76) wiederum das Verhalten der Plagioklase in überhitztem Wasser untersucht. Die Ergebnisse sind in (76) zusammengefasst. Leider wurde hierbei nicht die ganze Plagioklasreihe systematisch erfasst; die Versuche wurden nur mit je einem sauren und einem basischen Plagioklas angestellt. Solange keine einwandfreie Löslichkeitskurve für die ganze Plagioklasreihe gefunden ist, müssen die erhaltenen Resultate mit grösstem Vorbehalt aufgenommen werden. Immerhin geht aus dem Studium der Literatur hervor, dass die Ergebnisse von THUGUTT bis jetzt die zuverlässigsten sind. Seine Angaben über Versuchsbedingungen sowie über die Art der erhaltenen Reaktionsprodukte sind genauer als diejenigen der früheren Forscher.

Der behandelte Labrador löste sich nur zu 6 % in Wasser; die Lösung reagierte neutral und koagulierte auch bei der Behandlung mit starken Elektrolyten nicht. Der ungelöste Anteil setzte sich in mehreren verschieden gefärbten Lagen auf den beigegebenen Platinplättchen ab. Eine Lage bestand aus amorphem Material; die Substanz der anderen Lagen erwies sich bei der röntgenographischen Untersuchung als Plagioklas mit dem gleichen Anorthitgehalt wie die Ausgangssubstanz. Das Gitter war lediglich durch Wasseraufnahme ein wenig aufgeweitet worden. Der Albit ging zu 39 % in kolloidale Lösung. In beiden Fällen wurde die Probe während 100 bis 103 Stunden mit Wasser von 200 bis 240 Grad behandelt.

Nicht ganz logisch scheint die Erklärung der inversen Zonarstruktur, die THUGUTT (76) auf Grund seiner experimentellen Ergebnisse glauben zu können. Er schreibt: „Or, l'albite, étant facilement soluble dans l'eau, doit, surtout en présence des électrolytes, cristalliser la première, servant comme base à l'anorthite moins soluble“. Diese Erklärung enthält scheinbar einen Widerspruch, denn der leichter lösliche Albit sollte sich doch erst nach dem schwerer löslichen Labrador absetzen. THUGUTT erklärt diesen scheinbaren Widerspruch damit, dass sich der Albit wegen seiner Löslichkeit in kolloid-disperser Phase zuerst ausscheidet.

Beide Hypothesen sind nur auf Laboratoriumsexperimenten aufgebaut; die Löslichkeitsversuche wurden mit reinem Wasser als Lösungsmittel angestellt, wobei sehr viel mehr Lösungsmittel als zu lösende Substanz vorhanden war. Auch war die Versuchsdauer, verglichen mit geologischen Zeiträumen, verschwindend klein. In der Natur muss zweifellos mit viel komplexeren Vorgängen gerech-

net werden. Das Lösungsmittel ist kaum reines Wasser; sicher sind darin alle Bestandteile des Gesteins in kleineren Mengen, und auch weitere, leichtflüchtige, Bestandteile (z. B. CO_2) gelöst. Über Druck und Temperatur während der Metamorphose der kristallinen Schiefer haben wir nur vage Vorstellungen, im Gegensatz z. B. zu den Ergussgesteinen, über deren Erstarrungsbedingungen wir besser orientiert sind und die wir auch im Laboratorium reproduzieren können.

Der einzige Weg, der zum Ziele führen kann, ist einstweilen die Beobachtung am natürlichen Material. In unserem Fall sind die invers zonierte Plagioklase an Gebiete gebunden, in denen Stoffwanderungsvorgänge stattgefunden haben. Der Plagioklas war also in erhöhtem Masse mobilisiert, wobei er, wie wir schon gesehen haben, eine Albitisierung erfuhr. Folglich muss der Anorthitgehalt der wanderungsfähigen Plagioklassubstanz niedriger gewesen sein als derjenige des primären Plagioklases. Dieser wurde zunächst von einem Ab-reichen Mantel umgeben; mit der Zeit liess jedoch die Zuwanderung von Lösungen mit saurer Plagioklassubstanz nach und die äusseren Schichten der sich bildenden Plagioklaskörner wurden ständig Ab-ärmer. Diese Entwicklung hielt an, bis das Gleichgewicht erreicht war, d. h. bis die gelöste Plagioklassubstanz die gleiche Zusammensetzung hatte wie der ursprüngliche, noch in Relikten vorhandene Plagioklas. Der äusserste Rand der invers zonaren Körner hat daher oft den gleichen Anorthitgehalt wie das im Kern enthaltene Relikt des primären Feldspats. Diese Erscheinung konnte in vielen Schliffen festgestellt werden.

Bei den experimentellen Löslichkeitsuntersuchungen wurde immer mit wässrigen Lösungen gearbeitet. Bei den im festen Zustand abgelaufenen Stoffaustausch-Prozessen waren jedoch kaum grössere Wassermengen im Gestein vorhanden. Der Ausdruck „wässrige Lösung“ soll daher nicht allzu eng gefasst werden. Als Arbeitshypothese wollen wir nun den Zustand der „wässrigen Lösung“ als Modell für die grössere Beweglichkeit der Teilchen innerhalb des Gefüges betrachten. Tatsache bleibe nur, dass die Plagioklassubstanz wanderungsfähig ist. Ob dabei eine Aufspaltung in Ionen, Moleküle oder grössere Silikatkomplexe erfolgt, hängt in erster Linie von der Temperatur ab; darüber kann einstweilen noch nichts Genaues ausgesagt werden.

In neuerer Zeit hat BUEGER (11 u. 12) theoretische Betrachtungen über den Einfluss der Temperatur auf die Energieverhältnisse im Kristallgebäude angestellt. Schon weit unter dem

Schmelzpunkt befinden sich die Bausteine eines Kristalls im Zustand einer gewissen Unordnung. Bei Temperaturerniedrigung, d. h. bei Abnahme der freien Energie, können sich die Bausteine auf verschiedene Arten wieder ordnen. Nach **BUERGER** erfolgt diese Ordnung sprungweise, wobei die Gleichung $A = E - TS$ eine grosse Rolle spielt (A freie Energie; E Gesamtenergie; T absolute Temperatur; S Entropie). Damit im Zusammenhang kann vielleicht das sprungweise Ändern des Anorthitgehaltes der Plagioklase im Grossbereich stehen ⁷⁾. **BUERGER** betrachtet die Unordnung der Bausteine innerhalb des Kristallgitters nur in bezug auf den Einzelkristall. Gehen wir nun noch einen Schritt weiter und lassen die Bausteine aus dem Gitter austreten (ohne das Gitter durch Schmelzen zu zerstören). Besteht irgend ein Energie-(Temperatur-)Gefälle, so beginnt das Teilchen zu wandern und wird erst wieder im Gitter eines gleichartigen oder wenigstens verwandten Kristalls festgehalten, wenn seine freie Energie auf einen gewissen Betrag heruntergesunken ist.

Übertragen wir diese Hypothese auf die Entstehung der inversen Zonarstruktur der Plagioklase. Der ursprüngliche Plagioklas geriet unter den Einfluss wanderungsfähiger Plagioklasteilchen. Bei langsamer Temperaturerniedrigung ordneten sich die eigenen und die zugewanderten Teilchen sprungweise zu immer basischeren Plagioklasen, die sich als submikroskopisch feine Schalen aneinander legten, so dass unter dem Mikroskop eine scheinbar kontinuierliche Änderung der Indikatrixlage als zonare Auslöschung sichtbar wird. Bei schneller Temperaturänderung musste sich jedoch ein grösserer Sprung im Anorthitgehalt ergeben. Tatsächlich kann diese Erscheinung in vielen Plagioklaskörnern in Form eines mehr oder weniger einheitlich auslöschenden basischen Saumes beobachtet werden.

Chemischer Teil

EINLEITUNG

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden 12 Gesteins- und Mineralproben analysiert. Sie verteilen sich auf folgende Gruppen:

⁷⁾ Vergleiche die Arbeit von E. **WENK** über: „Beziehungen zwischen normativem und modalem Anorthitgehalt in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern“. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28 (1948), 380.

Bündnerschiefer		2
Zweiglimmer-Plagioklasgneise		3
Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneise		1
Helle Biotit-Plagioklasgneise		1
Hornblendegesteine		3
Hornblende	} Mineralanalysen	1
Alkalifeldspat		1

Das Hauptgewicht wurde auf die Untersuchung der sedimentogenen Typen gelegt. Die Gesteine mit vorwiegendem Orthocharakter werden chemisch nicht näher betrachtet, ihre Zusammensetzung wird in den Arbeiten von BUCHMANN (10) und GÜNTHER (28) diskutiert. Zu Vergleichszwecken wurden noch einige unveröffentlichten Analysen von WENK, BUCHMANN und GÜNTHER herangezogen. Der grösste Teil der Vergleichsanalysen stammt jedoch aus den publizierten Zusammenstellungen (45 u. 53).

Unter Zuziehung von Sedimentanalysen wurde der Versuch unternommen, die chemische Zusammensetzung von unmetamorphen Sedimenten, von Bündnerschiefern und von Paragneisen miteinander zu vergleichen und ihre Beziehungen zu diskutieren.

PRINZIPIELLE BEMERKUNGEN ZU DEN ANALYSENBERECHNUNGEN

Zur Berechnung und graphischen Darstellung der Analysendaten wurden ausschliesslich die von NIGGLI eingeführten Methoden verwendet (14, 52). Diese Methoden haben sich bei der Erörterung petrochemischer Probleme von Eruptivgesteinen gut bewährt; bei der Anwendung auf tonerdereiche und karbonatreiche Sedimente und sedimentogene Metamorphite ergeben sich in bezug auf die Äquivalentnormen gewisse Schwierigkeiten. Diese sind nicht durch die Berechnungsmethode an und für sich bedingt, sondern sie betreffen im wesentlichen die Reihenfolge der Berechnung, die Art der Gruppierung und die graphische Darstellung der Basisverbindungen.

Bei der Diskussion der chemischen Verhältnisse von magmatischen Gesteinen werden die errechneten Basisverbindungen zweckmässig in die drei Gruppen L (Feldspat- und Feldspatoidkomplexe), M (Olivin- und Augitkomplexe) und Q (Quarz und Silifizierungssubstanz) zusammengefasst. Andere Basisverbindungen als $Kp + Ne + Cal = L$, $Cs + Fo + Fs + Fa = M$ und Q treten in Eruptivgesteinen selten und meist nur in geringen Mengen auf. Am Aufbau von Sedimenten hingegen sind zwei weitere Gruppen von Basisver-

bindungen wesentlich beteiligt, nämlich Karbonate (Cc, Mgs) und Spinell-, Cordierit-, Korund- und Sillimanitgrundsubstanz (Sp, Hz, C). Diese beiden Gruppen dürfen weder mit Q noch mit der Sammelgruppe L vereinigt werden, sondern am ehesten mit der Gruppe M. Bei den folgenden Darstellungen sind Cc, Mgs, Hz, Sp und C wie auch Ru und Cp stets zu M geschlagen worden. In den QLM-Dreiecken sind die Projektionspunkte der Karbonat führenden Gesteine durch eine spezielle Signatur hervorgehoben. Die Sammelgruppe M wird bei diesem Vorgehen sehr heterogen. Es scheint dies trotzdem das übersichtlichere Verfahren zu sein, als vom zweidimensionalen Dreieck in eine Tetraederprojektion mit den Karbonaten als vierte Gruppe überzugehen. — Vor allem muss man sich aber bewusst sein, dass jedes Klassifizieren und Systematisieren von natürlichen Produkten oder Vorgängen stets unvollkommen ist.

Bei der Bildung der Äquivalentnormen von Karbonat führenden Sedimenten und sedimentogenen Metamorphiten muss das CO_2 von Anfang an in die Berechnung einbezogen werden, da Kalzit und Dolomit primäre Gemengteile dieser Gesteine sind. Dieses Vorgehen unterscheidet sich vom Berechnungsmodus bei epithermalen Magmatiten (Spiliten etc.) und metamorphen Ophiolithen, bei denen die gleiche Frage sich in anderer Form stellt. So betrachtet VUAGNAT (77) bei der Spilitbildung zwei Fälle: 1. CO_2 magmatogen; 2. CO_2 zugeführt. Bei der Berechnung der Basiswerte wird im ersten Fall Cc gebildet, während im zweiten Fall CO_2 nicht berücksichtigt wird und alles CaO zur Bildung von Cal beziehungsweise Cs verwendet wird. DIEHL (18) geht bei der Behandlung von metamorphen Ophiolithen so vor, dass er vorerst alles CaO in Cal und Cs verwandelt, um erst nachher Cs nach folgender Gleichung in Cc überzuführen:



Bei den alpinen Ophiolithen ist die Kalzitbildung meist ein sekundärer Vorgang. In den in unserem Fall zur Diskussion stehenden Karbonat führenden Bündnerschiefern und den vergleichsweise berücksichtigten nicht metamorphen Sedimenten ist das Karbonat als primärer Bestandteil vorhanden. Bei der Berechnung der Basiswerte wurde daher so vorgegangen, dass vorerst alles CO_2 mit der äquivalenten Menge CaO resp. MgO zur Bildung von Cc resp. Mgs verwendet wurde. Aus dem dann noch übrigbleibenden CaO wurde Cal berechnet; in den wenigsten Fällen ergab sich auch noch Cs. Es scheint uns, dass dies das gegebene Vorgehen ist, um dem Mineralgehalt des Gesteins gerecht zu werden.

Soviel uns bekannt ist, ist bis jetzt noch nie der Versuch unternommen worden, systematisch auch Sedimente mit Äquivalentnormen von NIGOLI zu erfassen. Zu unseren vergleichenden Betrachtungen wurden möglichst sorgfältig nur solche Sedimente ausgewählt, die der ursprünglichen Zusammensetzung der Bündnerschiefer und Paragneise am ehesten entsprechen dürften, also Kalke, Mergel, Tone, Sande und ihre Zwischenglieder.

-
- 305 Kalkphyllit mit Granat. N Pzo. Massari.
 - 385 Karbonatfreier Phyllit mit Granat und Staurolith. NE Mogno. Koord. 694,2; 143,65.
 - 188 Prämesozoischer Granat-Staurolith-Glimmerschiefer. Maggia-Brücke E Fusio.
 - 454 Zweiglimmer-Plagioklasgneis. NE Fusio, Koordinate 694,4; 145,1.
 - 112 Zweiglimmer-Plagioklasgneis. E Sambuco. V. Sambuco. Koord. 692,6; 147,25.
 - 110 Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis. Val Sambuco, Koordinate 692,5; 147,3.
 - 153 Feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis. N A. Scheggia.
 - 501 Grobkörniger gabbroider Orthoamphibolit. A. Scheggia.
 - 328a Gabbroider Amphibolit. S Lago di Prato. Koordinate 692,7; 149,2.
 - 150 Amphibolit. Monti Mariseiolo, E Val Sambuco. Koord. 693,35; 148,3.
 - 110_{Min.} Alkalifeldspat aus Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis.
 - 39_{Min.} Hornblende aus Hornblendefels. Lareggio, A. Massari.

Nachtrag bei der Korrektur:

Die Gesteine Hr. 112 und 188 sind im Text nicht beschrieben. Ihr Mineralbestand ist folgender:

Hr. 112: Biotitreicher, alkalifeldspatführender Zweiglimmer-Plagioklasgneis. Quarz 30 Vol.%, Oligoklas (26 % An) und etwas Alkalifeldspat, zusammen 37 %, Biotit 25 %, Muskowit 8 %.

Hr. 188: Granatführender Staurolith-Glimmerschiefer mit Oligoklasporphyroblasten. Quarz 30 %, Muskowit 25 %, Biotit 18 %, Oligoklas (24—25% An) 11 %, Staurolith 10 %, Granat 5 %, Disthen 1 %.

Von der S. 113 beschriebenen Orthoamphibolitbank auf der Alpe Scheggia, Koord. 694,2; 148,2, ist ausser der erwähnten Probe Hr. 501 nachträglich noch der etwas hornblendereichere und feldspatärmere gabbroide Amphibolit Hr. 498 chemisch analysiert worden. Seine Analysenwerte lauten: SiO₂ 53,32, Al₂O₃ 9,11, Fe₂O₃ 3,25, FeO 4,52, MnO 0,15, MgO 13,03, CaO 11,79, BaO 0,13, Na₂O 1,45, K₂O 0,23, TiO₂ 0,93, P₂O₅ 0,08, H₂O 1,76, H₂O 0,24, F 0,12, Summe 100,11, abzüglich 0,05 (Sauerstoff für Fluor), Total 100,06. Analytiker: W. VOEGTLI 1948.

	305	385	188	454	112	110
SiO ₂	57,04	56,07	55,65	64,87	66,98	74,95
Al ₂ O ₃	6,77	19,62	24,61	17,57	14,93	13,02
Fe ₂ O ₃	0,51	0,13	0,87	0,23	0,77	0,57
FeO	3,82	7,93	6,34	4,58	3,15	1,10
MnO	0,04	0,03	0,04	0,11	0,07	0,02
MgO	4,75	3,17	2,39	2,58	2,30	0,74
CaO	13,02	2,37	1,06	2,53	2,46	1,41
Na ₂ O	0,31	2,92	1,95	2,45	3,16	2,71
K ₂ O	0,90	3,55	3,87	3,15	3,70	4,69
TiO ₂	0,44	1,31	1,20	0,61	0,69	0,24
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,08	0,23	0,18	0,11
H ₂ O ⁺	2,80	2,74	2,69	1,23	1,24	0,36
H ₂ O ⁻	0,17	0,39	0,17	0,13	0,07	0,07
CO ₂	9,38	—	—	—	—	—
S	0,38	0,08	—	—	—	—
Total	100,39	100,33	100,92	100,27	99,70	99,99

— O für S	0,99	0,02
	100,30	100,31

	305	385	188	454	112	110
si	193	183	189	257	284	435
al	13,5	37,5	49	41	37	44,5
fm	36	37,5	32	31	28,5	14
c	47,5	8,5	4	10,5	11,5	8,5
alk	3	16,5	15	17,5	23	33
ti	1,0	3,1	3,1	1,9	2,3	1,0
co ₂	43,5	—	—	—	—	—
π	0,40	0,20	0,12	0,21	0,18	0,12
k	0,65	0,44	0,57	0,47	0,43	0,53
γ	—	—	—	—	—	—
mg	0,67	0,42	0,37	0,49	0,51	0,45
mg'	0,59	0,11	0,00	0,06	0,43	0,30
Q	48,7	40,5	44,5	51,0	50,5	59,5
L	8,3	36,6	28,0	31,6	37,6	36,1
Cs + Fo + Fa + + Fs	12,5	10,8	1,0	6,1	8,2	2,7
Sp + Hz	5,7	11,2	25,3	10,2	2,8	1,5
C	—	—	0,3	—	—	—
Cc	24,5	—	—	—	—	—
Ru	0,3	0,9	0,9	0,5	0,5	0,2
Cp	—	—	—	0,6	0,4	—

	153	501	328a	150	110 _{Min.}	39 _{Min.}
SiO ₂	73,86	52,58	61,97	57,46	64,74	50,23
Al ₂ O ₃	14,87	11,83	16,45	18,54	18,95	5,73
Fe ₂ O ₃	0,55	2,28	1,41	1,97	0,19	2,23
FeO	1,02	4,76	3,42	4,21	—	7,34
MnO	0,05	0,13	0,04	0,06	—	—
MgO	0,25	12,29	2,89	3,87	0,11	18,01
CaO	2,40	12,20	2,86	7,42	0,60	11,28
Na ₂ O	4,44	1,51	3,16	3,56	1,95	0,78
K ₂ O	1,41	0,20	4,78	0,90	12,88	0,11
TiO ₂	0,43	0,64	1,25	0,56	—	0,97
P ₂ O ₅	0,30	0,09	0,30	0,05	—	0,01
H ₂ O ⁺	0,64	1,82	1,69	1,39	0,78	2,98
H ₂ O ⁻	0,06	0,08	0,11	0,11	0,27	0,19
F	—	—	—	0,07	—	0,11
Total	100,28	100,41	100,33	100,17	100,47	99,97
— O für F				0,03		0,05
				100,14		99,92

	153	501	328a	150	110 _{Min.}	39 _{Min.}
si	407	115	228	171	292	98
al	48,5	15,5	35,5	32,5	50,5	7
fm	9	52,5	30,5	32	1	68
c	14	28,5	11,5	23,5	3	23,5
alk	28,5	3,5	22,5	12	45,5	1,5
ti	1,7	1,0	3,6	1,2	—	1,4
π	0,17	0,63	0,18	0,46	0,03	0,60
k	0,17	0,08	0,50	0,14	0,82	0,07
γ	—	0,24	—	0,09	—	0,21
mg	0,22	0,76	0,52	0,53	—	0,78
mg'	0,00	0,76	0,47	0,53	—	0,78
Q	59,4	31,4	43,6	40,8	41,2	24,9
L	35,5	23,8	42,3	42,1	57,7	12,0
Cs + Fo + Fa +						
+ Fs	0,6	44,3	10,1	16,7	0,2	62,4
Sp + Hz	3,3	—	2,5	—	0,3	—
C	0,3	—	—	—	0,6	—
Ru	0,3	0,4	0,9	0,4	—	0,7
Cp	0,6	0,1	0,6	—	—	—

1. Bündnerschiefer

Die beiden analysierten Proben stammen von zwei weit auseinander gelegenen Fundorten (385: Mogno-Fusio-Teilmulde; 305: Massari-Teilmulde). Keines der beiden Gesteine ist jedoch besonders typisch für die betreffende tektonische Einheit. 305 entspricht wegen seines Karbonatgehaltes eher der Durchschnittszusammensetzung der penninischen Bündnerschiefer, deren Karbonatgehalt aber sehr grossen Schwankungen unterworfen ist. 385 muss wegen seines Gehaltes an Granat, Staurolith und Disthen zu den tonerdereichen Typen gerechnet werden. Die beiden Analysen repräsentieren gewissermassen zwei extreme Typen der Muldengesteine. Wenn auch die chemische Zusammensetzung von 385 angenähert die gleiche ist wie diejenige der Zweiglimmer-Plagioklasgneise, so stempelt ihn sein Aussehen (dunkel blaugrauer Phyllit) doch zweifellos zum Bündnerschiefer.

Der Vergleich mit anderen penninischen Bündnerschiefer-Analysen zeigt die ausserordentlich grosse Mannigfaltigkeit dieser Gesteinsgruppe sehr deutlich. Besonders die grossen Differenzen im Tonerde- und Alkaligehalt fallen auf.

Im QLM-Dreieck (Fig. 17) können wir das Bündnerschieferfeld durch die folgenden Beziehungen festlegen:

$$10 < L < 30; \quad 0,05 < \frac{Q}{Q+M} < 0,95.$$

Die Projektionspunkte liegen also auf einem Band, das im Abstand 10 bis 30 % L der QM-Linie parallel verläuft. Infolge der angewandten Berechnungsart fallen die Punkte der karbonatreichen Gesteine in die untere Feldhälfte, während die quarzreichen Bündnerschiefer in den rechten oberen Teil des Dreiecks zu liegen kommen. Unterhalb der Linie PF fallen die Projektionspunkte einiger Bündnerschiefer scheinbar in das Feld der basischen und ultrabasischen Eruptivgesteine. Fig. 17 zeigt jedoch, dass die betreffenden Bündnerschiefer Karbonat führen, dass somit Eruptivfeld und Bündnerschieferfeld klar voneinander getrennt sind.

Im Feldspatdreieck Kp-Ne-Cal (Fig. 21) liegen die Projektionspunkte oberhalb der Geraden Kp = 20 und links der Geraden k = 0,8. Die grosse Streuung von k ist vor allem auf die Schwankungen im Feldspat- und Biotitgehalt zurückzuführen. Bezeichnend ist der meist sehr hohe normative Anorthitgehalt der Bündnerschiefer.

fer. Wie aus der graphischen Darstellung hervorgeht, liegen die meisten Werte für $\frac{\text{Cal}}{\text{Ne} + \text{Cal}} = \text{An}_{\text{norm.}}$ zwischen 0,35 und 0,85. Gesteine mit niedrigem normativem Anorthitgehalt sind relativ selten. In der Literatur wird es oft unterlassen, neben dem normativen auch den modalen Anorthitgehalt anzugeben, z. T. weil er häufig unbestimmbar ist, so dass über die Beziehung des modalen zum normativen Anorthitgehalt nichts näheres ausgesagt werden kann.

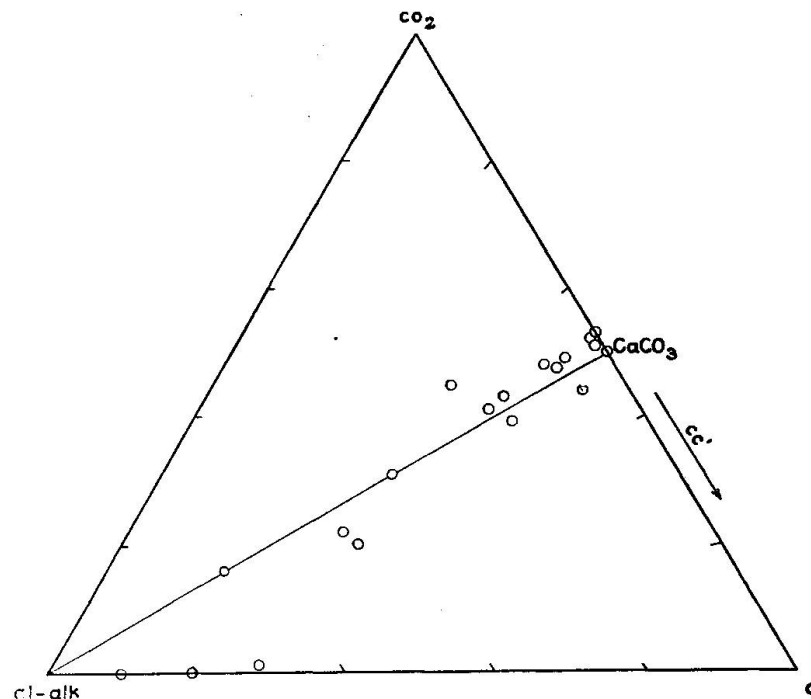


Fig. 14. Sedimente. c—CO₂—(al—alk)-Dreieck

In unseren beiden Fällen liegt $\text{An}_{\text{mod.}}$ ungefähr 10 % unter $\text{An}_{\text{norm.}}$, was angesichts des Gehalts an Kalkalumosilikaten wie Epidot oder Zoisit durchaus verständlich ist und auch zu erwarten war. Zusammenfassend entnehmen wir dem Diagramm, dass mit zunehmendem Cal die Werte für Ne und Kp sich einander angleichen.

Auf die Wiedergabe des Konzentrationsdreiecks Fo-(Fa, Fs)-Cs kann verzichtet werden; infolge der Anwesenheit von Kalzit ist die Komponente Cs meist gleich Null, so dass die Projektionspunkte auf die Gerade Fo-(Fa, Fs) fallen würden. Das Verhältnis $\frac{\text{Fo}}{\text{Fo} + (\text{Fa}, \text{Fs})} = \text{mg}'$ schwankt zwischen 0 und 0,7. Die Diagramme Fig. 14 und 15 dienen zum Vergleich der CO₂, (al-alk) und c-Werte

der nicht metamorphen Sedimente und der Bündnerschiefer. Das Vorhandensein von Kalksilikaten ist aus dem Verhältnis $\frac{c}{c + \text{CO}_2} = cc$ sehr schön ersichtlich. Ist dieser Wert grösser als 0,5, so muss Kalksilikat auftreten; beträgt $cc = 0,5$, so ist alles CaO im Kalzit gebunden, während bei $cc < 0,5$ neben dem Kalzit noch andere Karbonate (meist Dolomit) vorhanden sein müssen. Bei den Kalzit füh-

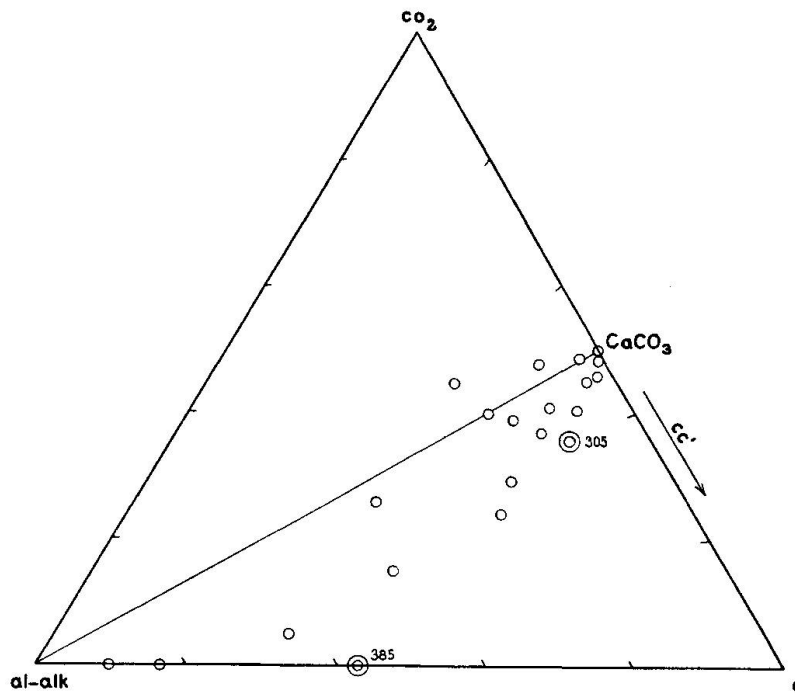


Fig. 15. Bündnerschiefer. c—co₂—(al—alk)-Dreieck
 Doppelkreise mit Nummern = eigene Analysen

renden Bündnerschiefern gilt $0,4 < cc < 0,5$. Nur einige wenige Punkte von Dolomit führenden Gesteinen fallen über die Gerade, welche vom Dreieckspunkt (al—alk) nach CaCO₃ führt. Das Verhältnis $\frac{c}{\text{al—alk}}$ steigt in den karbonatfreien Bündnerschiefern bis zu einem Wert von 0,7. Wird diese Zahl noch grösser, so tritt Kalzit auf, das heisst, das CaO behält seinen ursprünglichen Platz im Karbonat bei.

2. Paragneise und Paraamphibolite

Die Paragneise und Paraamphibolite ergeben in den Dreiecksdarstellungen ein anderes Bild als die Bündnerschiefer. Es mag dies zum Teil auf die Verschiedenheit im Ursprungsmaterial zurückzuführen sein, teilweise ist sie aber auch durch die andersartige Metamorphose oder durch die polymetamorphe Natur dieser prämesozoischen Gesteine bedingt. Dies zeigt sich besonders deutlich beim Vergleich der QLM-Diagramme. In Fig. 18 sind die Projektionspunkte nicht wie bei den Bündnerschiefern über das ganze Sedimentfeld verteilt; sie besetzen vielmehr ein gekrümmtes Band, das einer Variationskurve von den basischen zu sauren Gesteinen entspricht. Diese Kurve verläuft deutlich links von der Geraden ED, so dass die Linie QF etwas oberhalb des Eutektikums E erreicht wird. Dies steht im Zusammenhang mit dem hohen Quarzgehalt der Zweiglimmer-Plagioklasgneise. Das Feld der Paragneise und Paraamphibolite zeigt also im Vergleich mit den Bündnerschiefern und Sedimenten eine gewisse Verlagerung gegen den Variationsbereich der pazifischen Eruptivgesteinssippe. Die Projektionspunkte (Fig. 19) der zusammen mit diesen Paragesteinen auftretenden „Orthogesteine“ der Cocco-, Matorello- und Alpigia-Granitgneiskörper liegen rechts der Geraden ED bis auf wenige Ausnahmen, welche Analysen von Gesteinsproben entsprechen, die feldgeologisch als umgewandelte Paragesteinseinschlüsse in den erwähnten granitoiden Körpern gedeutet werden (10).

Die erwähnte Angleichung des Paragneisfeldes an das Eruptivfeld entspricht einer Annäherung gegen den Feldspatpunkt F und somit einem erhöhten Feldspatgehalt. Dies ist tatsächlich auch der wichtigste mineralogische Unterschied der Paragneise gegenüber den Bündnerschiefern und Sedimenten.

Im Feldspatdreieck (Fig. 22) schält sich eine Kurve heraus, welche von den Hornblendegesteinen über die Zweiglimmer-Plagioklasgneise zu den Alkalifeldspatgneisen führt. Der normative Anorthitgehalt der hornblendefreien Gesteine liegt eindeutig zwischen 20 und 35 %, während der gemessene modale Anorthitgehalt zwischen 20 und 30 % schwankt.

Auf die Wiedergabe des Fo-(Fa, Fs)-Cs-Dreiecks kann verzichtet werden, da wegen des starken Tonerdeüberschusses die meisten Projektionspunkte auf der Linie Fo-(Fo, Fs) liegen würden.

3. Vergleich mit Sedimenten

Abschliessend wollen wir versuchen, den Chemismus der Bündnerschiefer, Paragneise und Paraamphibolite mit demjenigen von unmetamorphen Sedimenten zu vergleichen. Hierbei sollten natürlich nur solche Sedimente in Betracht gezogen werden, deren Zusammensetzung möglichst derjenigen der Ausgangsgesteine der Metamorphite entspricht, wenn ein solcher Vergleich Schlussfolgerungen über eventuelle Änderungen im Pauschalchemismus, hervorgerufen durch metamorphe Prozesse, gestatten soll. Da keine Übergänge von Paragneisen und Bündnerschiefern in unmetamorphe Sedimente feststellbar sind, können jedoch keine sicheren Aussagen über das Ausgangsgestein dieser kristallinen Schiefer gemacht werden.

Zum Vergleich sind vor allem Analysen von tonigen bis mergeligen bis kalkigen Sedimenten aus dem Jura, der Molasse und den helvetischen Decken (53), sowie von Tonschiefern und Phylliten teils paläozoischen Alters herangezogen werden (45). Von sandigen bis arkoseartigen Gesteinen stehen leider nur wenig Analysen zur Verfügung.

Im QLM-Dreieck (Fig. 16) liegt der Schwerpunkt der Sedimentanalysen deutlich über der Quarzsättigungslinie PF; es tritt also meist freier Quarz auf.

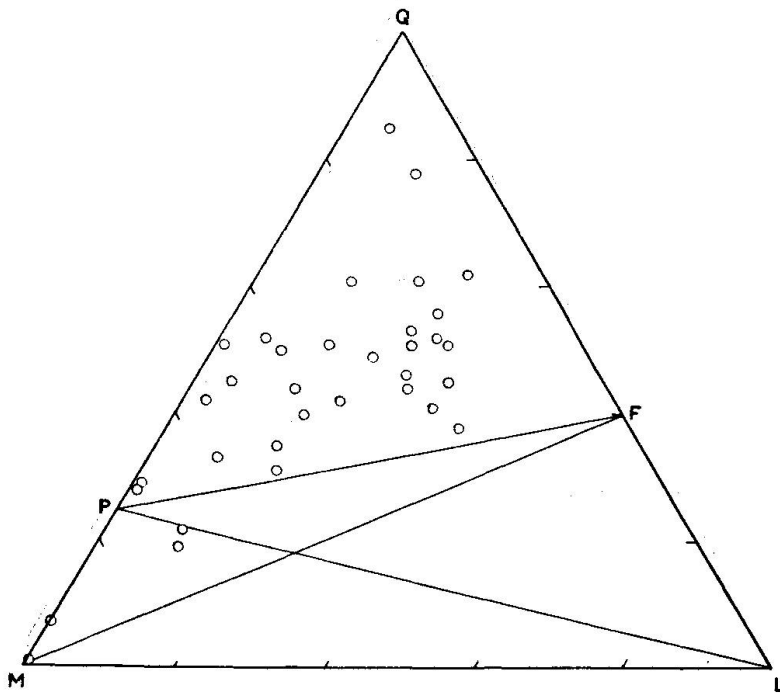


Fig. 16. Sedimente. QLM-Dreieck

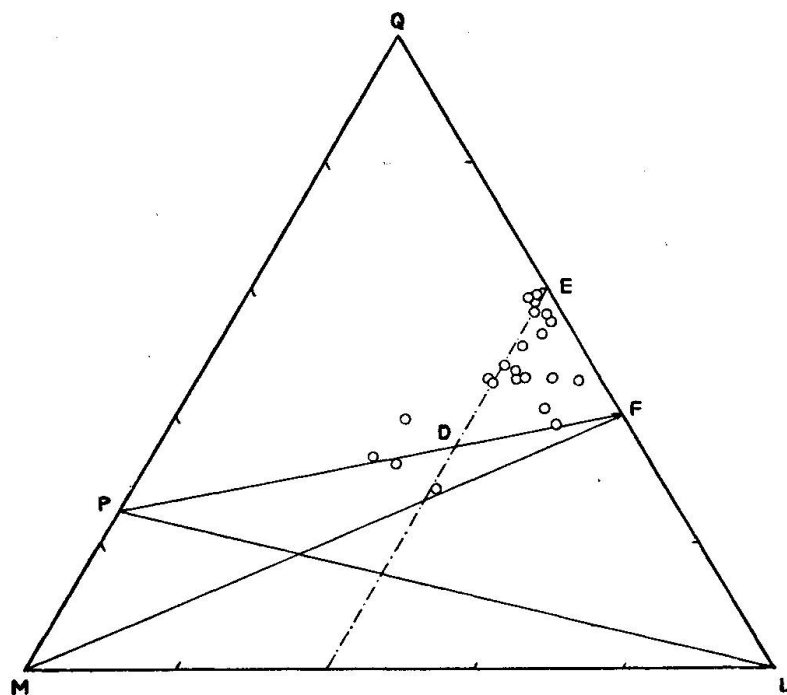


Fig. 19. Granitoide Gesteine (Cocco, Matorello, Alpigia). QLM-Dreieck

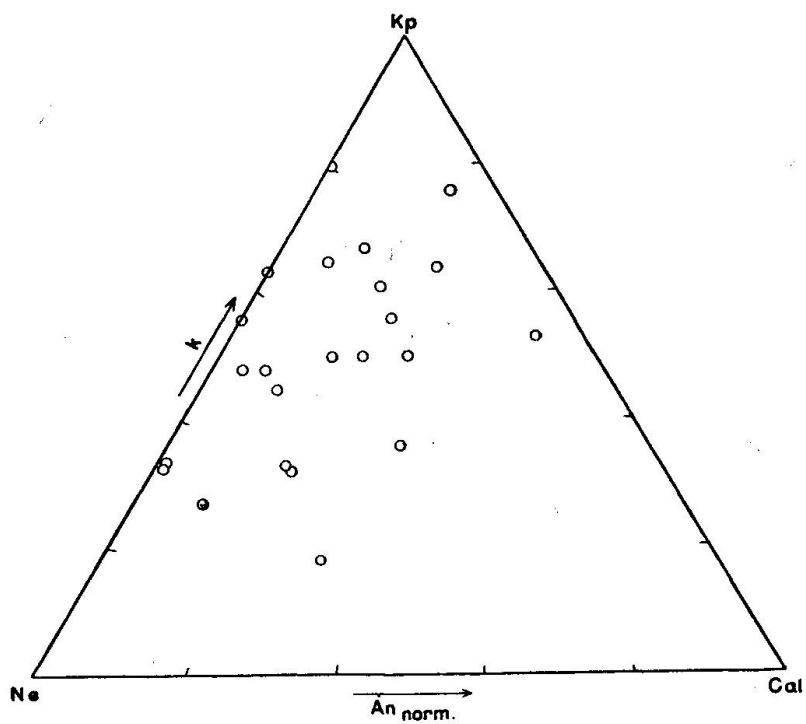


Fig. 20. Sedimente. Feldspatdreieck

Beim Vergleich der Figuren 16 und 17 ist zu ersehen, dass die Bündnerschiefer noch deutlich ins Sedimentfeld fallen. Die tonerde- und karbonatreichen Bündnerschiefer weisen infolge der angewandten Berechnungsart sehr niedrige Q-Werte auf.

Die bei den Paragneisen schon erwähnte Verschiebung der Projektionspunkte gegen den Feldspatpunkt F ist übrigens schon bei den Bündnerschiefern zu beobachten. Diese Verlagerung ist nicht

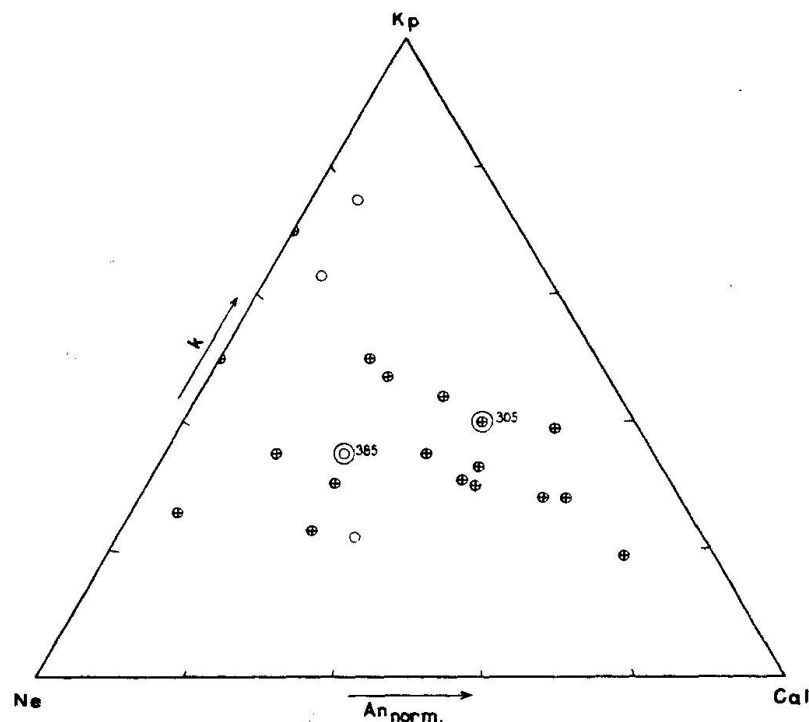


Fig. 21. Bündnerschiefer. Feldspatdreieck
(Karbonathaltige mit + bezeichnet)

durch die Verschiedenartigkeit der Ausgangssubstanz allein zu erklären, sondern ist wesentlich durch die Metamorphose mitbedingt. Mit anderen Worten: Bei der Metamorphose muss die Feldspatisierung eine wesentliche Rolle gespielt haben.

Wie aus dem Vergleich der Feldspatdreiecke (Fig. 20, 21 u. 22) hervorgeht, ist in den metamorphen Typen der Cal-Gehalt durchschnittlich höher als in den nicht metamorphen Sedimenten, was sich in den Bündnerschiefern durch das Auftreten von basischem Plagioklas und Klinozoisit-Epidot zu erkennen gibt.

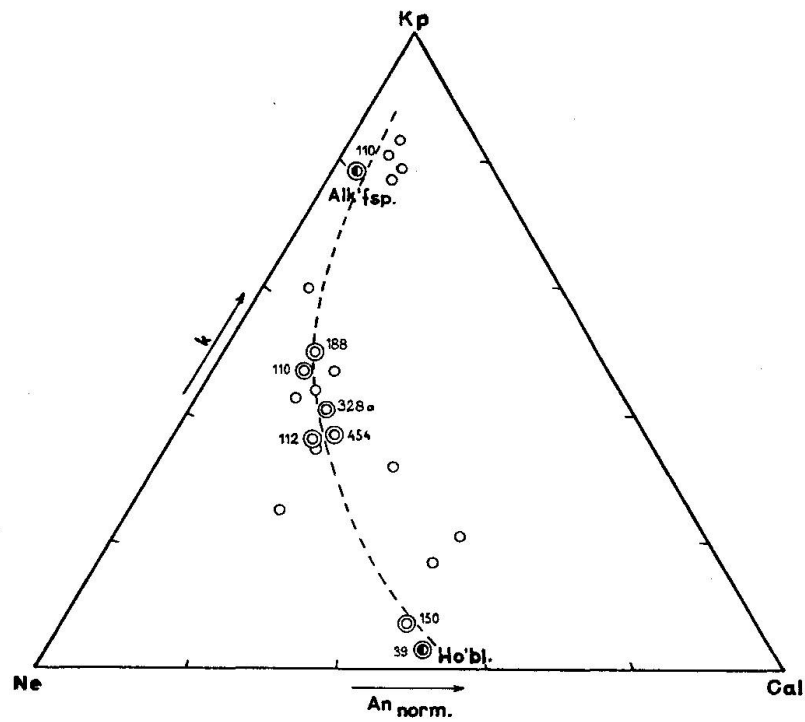


Fig. 22. Paragneise und Paraamphibolite. Feldspatdreieck

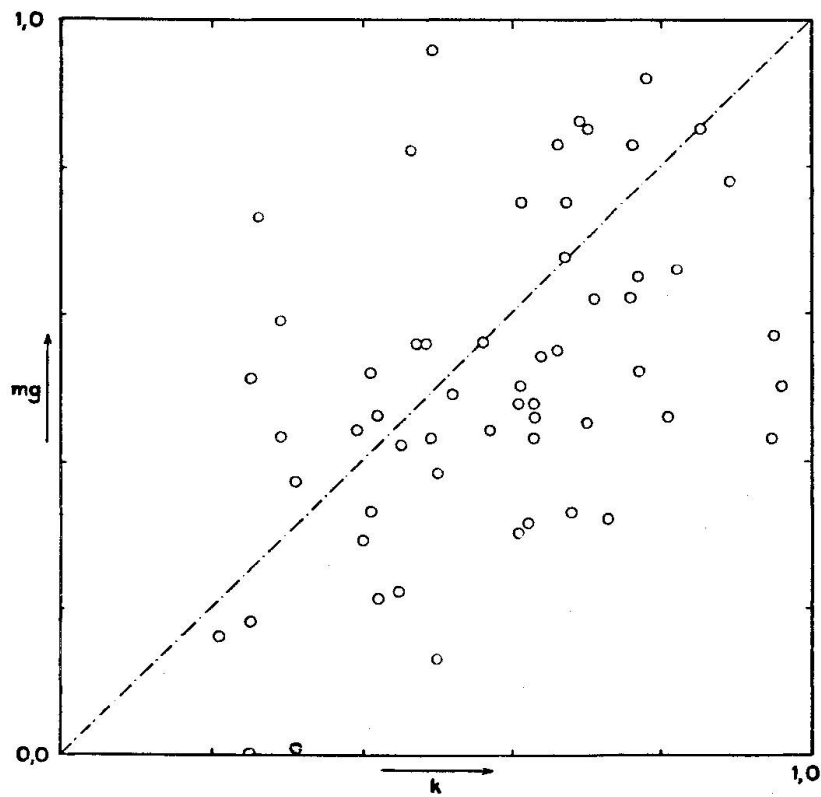


Fig. 23. Sedimente. k—mg-Diagramm

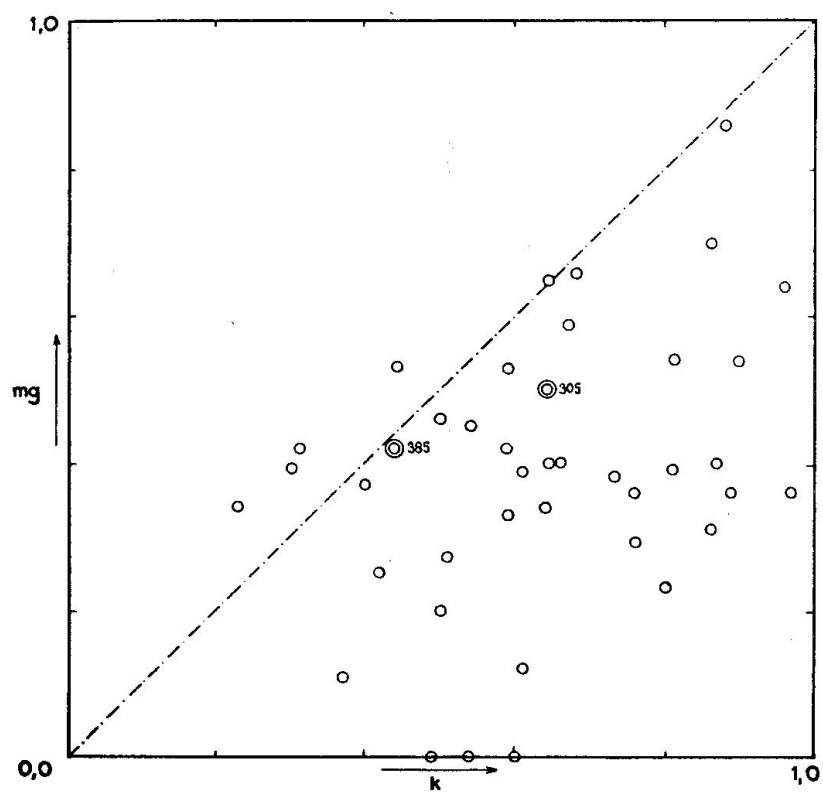


Fig. 24. Bündnerschiefer. k—mg-Diagramm.

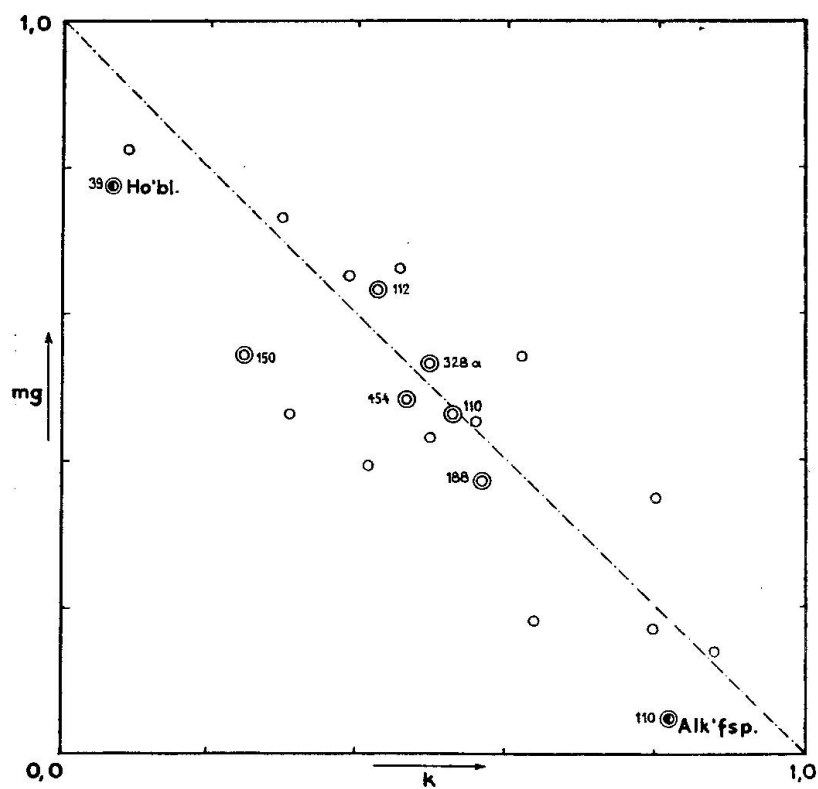


Fig. 25. Paragneise und Paraamphibolite. k—mg-Diagramm

Die k — mg -Diagramme sind petrogenetisch besonders instruktiv. Die Projektionspunkte der Sedimente streuen ziemlich stark (Fig. 23), im Gegensatz zu den metamorphen Bündnerschiefern (Fig. 24), bei welchen eine gewisse Proportionalität zwischen k und mg zu bemerken ist. Bei den Bündnerschiefern ist in den meisten Fällen $k > mg$. Mit zunehmendem k steigt auch der Wert für mg nach der rohen Gleichung $k = mg + v$, wobei v zwischen $-0,15$ und $0,6$ variiert; im Durchschnitt beträgt v $0,3$. Infolge des Kalzitgehaltes tritt MgO hinter CaO zurück. Der oft hohe Biotitgehalt drückt die k -Zahl trotz der entgegengesetzten Wirkung der Plagioklase hinauf. Bei den Paragneisen verhalten sich k und mg gerade umgekehrt. Von den Amphiboliten nimmt mg mit zunehmendem k bis zu den Kalifeldspatgneisen ab. Die Beziehung zwischen k und mg entspricht ungefähr der Gleichung $k + mg \sim 1$.

Gleich wie bei den QLM-Dreiecken der Paragneise, Bündnerschiefer und Sedimente sind somit auch im k — mg -Diagramm die drei Gruppen gut charakterisiert. Vom wenig differenzierten Diagramm der Sedimente (Fig. 23) unterscheidet sich das Bündnerschiefer-Diagramm (Fig. 24) im wesentlichen nur durch das Fehlen der Projektionspunkte oberhalb der Geraden $k = mg$ und lässt somit keine wichtigen Folgerungen zu. Das Paragneis-Diagramm hingegen zeigt durch seine diagonale Anordnung der Projektionspunkte wesentlich andere Züge als die Diagramme der Sedimente und Bündnerschiefer. Dieser bei den begleitenden Orthogesteinen noch deutlicher entwickelte Verlauf von mg -reichen, k -armen zu mg -armen und k -reichen Typen darf als eine durch die Metamorphose verursachte Erscheinung betrachtet werden.

Tektonischer Teil

EINLEITUNG

Wie aus Tafel IV des Erläuterungstextes (62) zur geologischen Spezialkarte 116 (84) hervorgeht, hat die tektonische Interpretation der penninischen Decken zwischen Wallis und Graubünden eine sehr bewegte Geschichte hinter sich. Nicht weniger als 11 mehr oder weniger verschiedene Deutungen wurden aufgestellt, modifiziert und wieder verworfen. Im Folgenden soll untersucht werden, ob die in unserem Arbeitsgebiet erhaltenen Resultate mit einer dieser Ansichten in Übereinstimmung gebracht werden können.

1. Frühere Deutungen

PREISWERK (56) hat den fast allseitig von Bündnerschiefern umrahmten und nur im S durch den schmalen Maggia-Stil mit den wurzelnahen Teilen der Bernhard-Decke zusammenhängenden Maggia-Lappen nach seiner äußeren Gestalt und seinem schalenförmigen Innenbau mit einer Zwiebel verglichen, deren Stil nach S gerichtet ist. Der eigenartige geologische Körper des Maggia-Lappens ist von diesem Pionier der nördlichen Tessiner Alpen unterteilt worden in den westlichen, grösseren, Rodi-Teillappen von der Form eines flachen Löffels und in den östlichen, kleineren Sambuco-Teillappen, der ein seitlich zusammengepresstes, kahnförmiges Gebilde darstellt.

Der von PREISWERK festgestellte Verlauf der Gesteinszonen des Sambuco-Teillappens wurde durch die neue Detailkartierung durchaus bestätigt (siehe Taf. IV). Die PREISWERK'sche Kartierung kann jedoch nun in mehreren Punkten präzisiert werden. Zunächst ist hervorzuheben, dass nicht etwa jeder Gesteinshorizont den eigenartig geschlungenen Teillappen als kontinuierliche Schale umhüllt, sondern dass vielmehr einzelne schalig angeordnete Blätter sich um diesen tektonischen Körper legen. Einige von ihnen lassen sich über grössere Strecken verfolgen, andere wiederum keilen rasch aus. Weiter geht aus der geologischen Karte (Taf. IV) hervor, dass nur die zentralen Gesteinszonen aus der Gegend von Fusio ausstrahlen und nach dem Umlauf des Teillappens — ihrer Streichrichtung nach — wieder in den eng gepressten Stiel bei Fusio zurückkehren. Die äusseren Schalen aber, die das Zentrum des Sambuco-Teillappens im N umfassen (A. Carra - A. Prato - A. di Ravina - A. Sassello - Ob. Val Sambuco), gehören zugleich auch dem Rodi-Teillappen an. Darin kommt der Zusammenhang der beiden Teillappen zum Ausdruck.

Des weiteren hat PREISWERK (56, S. 72) den Maggia-Lappen als antiklinale Stirn einer flachliegenden Decke (Bernhard-Decke) aufgefasst, die durch das Einpressen in die Bündnerschiefer eine starke Anschwellung erfahren hat und von der nur der untere Teil, d. h. der Übergang vom Gewölbescheitel zum Mittelschenkel, erhalten geblieben ist. Dieses Relikt eines genetisch antiklinalen Elementes hat — rein deskriptiv — Muldencharakter. Wir wollen im folgenden prüfen, ob diese tektonische Konzeption mit unseren strukturellen Untersuchungen vereinbar ist.

2. Die Bedeutung der linearen Paralleltexur

Auf Taf. V sind die Streich- und Fallrichtungen der Schieferungsflächen, sowie die mit Sicherheit messbaren Richtungen der linearen Paralleltexur eingetragen. Besonders die letztgenannten Messungen der Striemung und der Fältelung wurden möglichst systematisch durchgeführt. Darauf wurde in den früheren Arbeiten in diesem Teil der Tessiner Alpen zu wenig Gewicht gelegt. Im E-Teil des Maggia-Lappens fehlen Messungen von Faltenachsen oder Striemung fast vollständig. Hingegen hat E. WENK bei seinen noch im Gang befindlichen Untersuchungen im Gebiet der Valle Verzasca eine grössere Zahl solcher Messungen angestellt (79); ihm verdanke ich auch die Anregung, das gleiche in meinem Gebiet zu tun.

Im Gebiet der penninischen Decken ist in der Regel eine lineare Paralleltexur deutlich entwickelt; sie entspricht meist den senkrecht zur Bewegungsrichtung stehenden Faltenachsen, welche wir nach SANDER (70) als *b-Achsen* (= Symmetrieachsen des Gefüges bei monokliner Deformation) bezeichnen. Die in der Bewegungsrichtung liegende *Rillung* oder *Riefung* ist seltener, meist nur auf Harnischen, anzutreffen.

Die *b-Achsen* sind schon in den tektonischen Formen im Gelände sichtbar. Am besten messbar sind sie an Hand der *Kleinfältelung*, die sich auf der Schichtfläche bald als sanfte Wellung, bald als parallele Stengelung zu erkennen gibt. Im untersuchten Gebiet stimmt im allgemeinen die Richtung der Faltenachsen mit der Elongationsrichtung der Hornblende und Glimmer, vor allem des Biotits, überein. Im Gestein ist somit nur eine Richtung ausgezeichnet; allfällige ältere Strukturen wurden von der letzten starken Durchbewegung vollständig verwischt. Zu dieser Annahme sind wir wohl berechtigt; denn der Biotit reagiert auf Bewegungen nicht so schnell wie der viel empfindlichere Quarz. An Hand eines Quarzgefügediagramms kann in der Regel nur der jüngste und meist wenig intensive Deformationsakt festgestellt werden, der für uns von geringerem Interesse ist, da er sich im grosstektonischen Bau nicht auswirken konnte. Ältere Bewegungen könnten demnach aus Quarzgefüge-Diagrammen nicht herausgelesen werden. Die Messungen der *b-Achsen* ergänzen die Messungen von Streichen und Fallen aufs beste und lassen die Tektonik erst im richtigen Licht erscheinen. Tafel V gibt die Struktur des bearbeiteten Gebietes so deutlich wieder, dass sich Profile erübrigen (siehe auch Blockdiagramm Fig. 26).

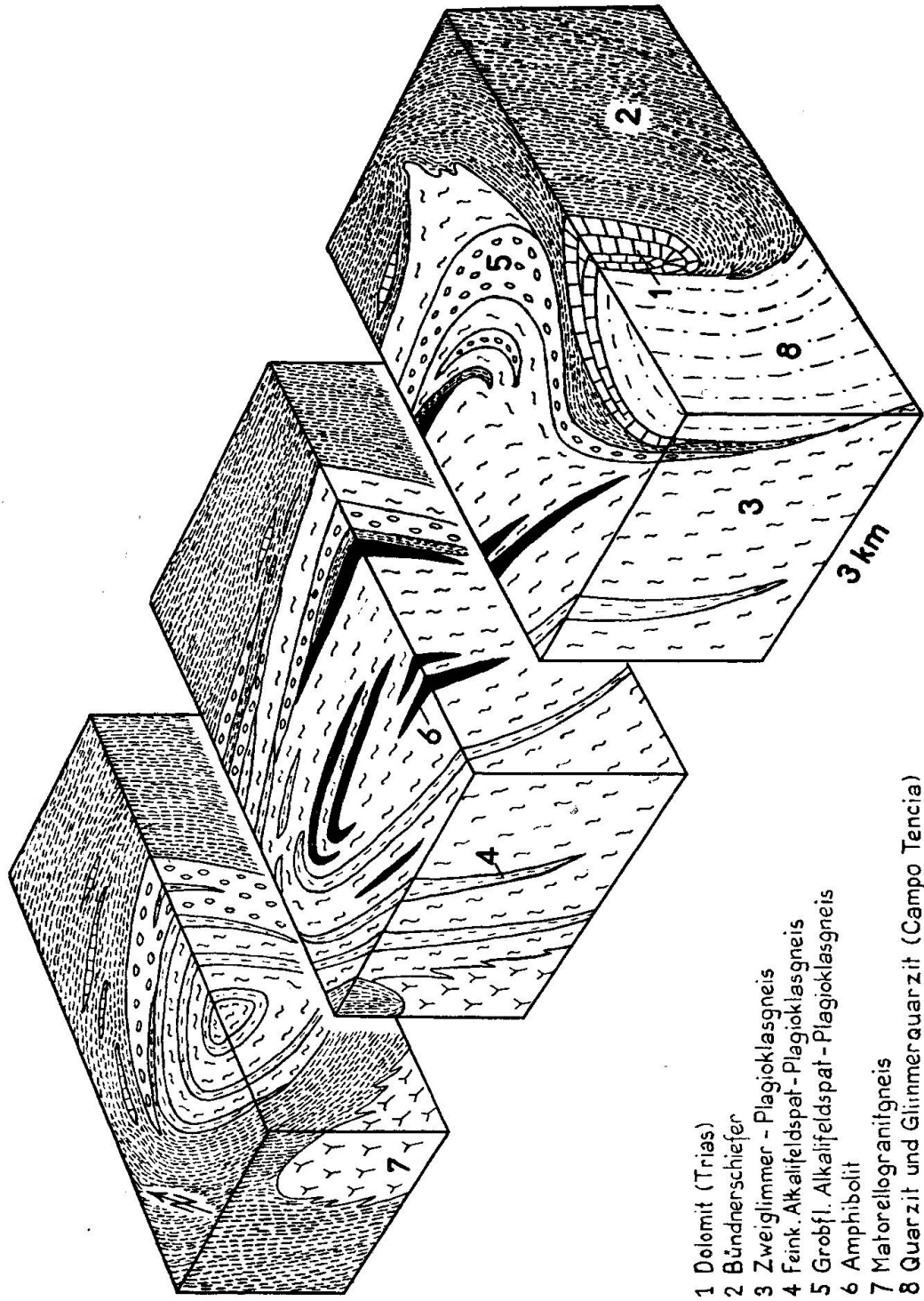


Fig. 26. Blockstereogramm des Sambuco-Teilappens

3. Strukturen innerhalb des Sambuco-Teillappens

Das tektonisch wichtigste Ergebnis unserer Untersuchungen ist die Tatsache, dass nicht nur die s-Flächen verhältnismässig steil einfallen, sondern dass auch die Faltenachsen zumeist ziemlich steil stehen, so dass der Baustil Schlingencharakter annimmt. Aus den Aufnahmen (Taf. V) geht eine merkwürdige radiale Anordnung der Faltenachsen im N des untersuchten Gebietes hervor (A. Prato). Die Faltenachsen liegen hier auf den Mantelflächen sehr spitzer, konvokaler Kegel, deren Spitze nach unten gerichtet ist und deren gemeinsame Achse (E Lago di Prato) mit ungefähr 60 Grad gegen NE in die Tiefe sticht.

Im Bereich der auf der geologischen Karte hervortretenden Umbiegungsstellen S Alpe Ravina und W Lago Tremorgio stimmen die Achsen der Kleinfältelung mit denjenigen der Grosstruktur überein. In den gleichen Bauplan gehören die konzentrisch angeordneten Faltenachsen im Gebiete der A. Prato. Die Struktur wirkt sich hier jedoch nur in der Kleinfältelung aus, wobei die Streichrichtung der Zonen nicht beeinflusst wird; deshalb kommt sie im Kartenbild auch nicht zum Ausdruck. Während die leichter deformierbaren Zweiglimmer-Plagioklasgneise und Hornblendegesteine die Verformung durch intensive Fältelung abbilden, entspricht in den starrereren Alkalifeldspatgneisen die gleiche Gefügerichtung nur den Achsen einer leichten Wellung oder der Faser (= bevorzugte Elongationsrichtung der Minerale) des Gesteins. Diese Gesteine haben im Gegensatz zu den fein gefältelten Gneisen einen plattigen bis stengeligen Bruch, der besonders in den Alkalifeldspat-Plagioklasgneisen E Sambuco und Corte auffällt.

Beim Vergleich der geologischen Karte (Taf. IV) mit der Strukturkarte (Taf. V) fallen vor allem zwei Tatsachen auf:

1. Bei relativer Gleichförmigkeit der steilstehenden Faltenachsen wechselt die Streichrichtung der Gesteinszonen auf kurze Distanz sehr stark (Pso. Busèn, Lago Tremorgio). Diese Erscheinung trifft man sehr oft in Gebieten mit steilstehenden Faltenachsen und ist auch leicht zu verstehen.

2. Bei ziemlich gleichbleibender Streichrichtung der s-Flächen ist die Richtung der Faltenachsen nur in sehr kleinen Bereichen konstant (A. Prato). Auf eine Distanz von wenigen hundert Metern können die Faltenachsen ihre Richtung beträchtlich ändern.

Mit anderen Worten: Während in Fall 1 das Faltenachsen-System noch eine monokline Symmetrie aufweist, ist in Fall 2 nur

noch eine triklin Symmetrie vorhanden. Das Streichen der Faltenachsen wird oft schon auf kurze Entfernung unstetig. Diese Erscheinung stellt in bezug auf die penninischen Decken und die Alpen überhaupt eine Besonderheit dar. Die Tektonik des ganzen Maggia-Lappens zeigt uns jedoch, dass dieses Gebilde durch das Zusammenwirken mehrerer Kraftkomponenten während der Alpenfaltung zustande kam. Dabei wurden die Stirnpartien der Decken seitlich zusammengepresst und steilgestellt — daher die steilen Faltenachsen —. Das Gestein quoll gegen N in die Bündnerschiefer der Bedretto-Mulde und wurde gegen das Gotthard-Massiv gepresst. Wir haben es hier also nicht, wie zumeist im alpinen Deckenbau, mit einem „freien Fliessen“ im Sinne SANDERS (70) zu tun, sondern mit einem „Fliessen zwischen starren Backen“.

4. Die Massari-Teilmulde

Die mesozoischen Gesteine des Pzo. Massari und der südlichen A. Prato hingen ursprünglich wohl mit der Bedretto-Mulde zusammen. Beim Vordringen des Maggia-Lappens in die Bündnerschiefer wurden grosse Massen von Muldengesteinen gleichsam aufgeschaufelt und bei der Verschlingung des Faltenwurfs in die Deckengesteine eingefaltet, wobei aber nur die Scheitelpartie der so entstandenen Massari-Teilmulde der Abtragung entging und heute noch sichtbar ist. Dieser Einfaltung ist es zuzuschreiben, dass das Gefüge (planare und lineare Paralleltextur) und die grosstektonische Struktur der Massari-Teilmulde mit den Strukturen der Deckengesteine, in welche die Mulde eingebettet liegt, übereinstimmen. Bemerkenswert ist überhaupt die in dieser Beziehung bestehende Identität zwischen Mulden- und Deckengesteinen im untersuchten Gebiet.

5. Die Stellung der Gneislamellen in den Bündnerschiefern der Bedretto-Mulde

Verfolgen wir die Bündnerschiefer der Bedretto-Mulde vom Pso. Busèn nach SE, so fallen zunächst die Gneislamellen auf, die bis ins Gebiet der A. Prato ziehen. Wie schon PREISWERK (56) erkannte, handelt es sich um Digitationen des Sambuco-Kristallins, die von oben in die Muldengesteine einstechen. Der Zusammenhang dieser

Lamellen mit dem Maggia-Lappen tritt weiter W im Gebiet der A. Campo la Torba (ca. 1 km W Casone, V. Sambuco) ganz eindeutig zu Tage. Dass diese Kristallinfetzen zugleich der Lebendundecke zugeordnet werden dürfen, wie dies von verschiedenen Autoren getan wurde (62, Taf. IV), ist nach den Ergebnissen von BURCKHARDT (13) und GÜNTHER (28) nicht wahrscheinlich. Die letzten Ausläufer dieser Decke reichen nach diesen Autoren nur bis in die nördliche A. Campo la Torba.

6. Die Campolungo-Teilmulde

Im Gebiet des Lago Tremorgio zweigt die Campolungo-Teilmulde von der Bedretto-Mulde scharf nach SW ab. Das geologisch Interessanteste und landschaftlich Auffälligste dieser Neben-Mulde sind zweifellos die imposanten Dolomitfalten des Pso. Campolungo und Pso. Cadonighino, welche mehrmals beschrieben worden sind. Die bedeutendsten Arbeiten stammen von PREISWERK (57), welcher die Lokaltektone nach vielen anderen Versuchen endgültig zu lösen vermochte, und von GÜBELIN (27), der die zahlreichen Mineralien beschrieben hat, für die das Gebiet seit langem bekannt ist.

Wie aus den Profilen (Fig. 27) hervorgeht, muss die schwächliche Dolomitsynklinale NW Pzo. Meda (Tremorgio) mit der Tauchfalte des Pso. Campolungo in Zusammenhang gebracht werden. Die beiden neu entdeckten Aufschlüsse von Granat-Glimmerquarzit in den Bündnerschiefern W der A. Campolungo sind als Einschuppungen der Campo Tencia-Decke zu betrachten. Damit im Zusammenhang stehen wohl auch die Disthen und Staurolith führenden Granatglimmerschiefer vom Pso. del Cane. Dieses Gestein ist sowohl makroskopisch wie auch im Dünnschliff nicht zu unterscheiden von den Gesteinen aus der Umgebung des Lago Leid E Pso. Campolungo. Wie schon auf Seite 96 erwähnt, hat dieses Gestein wahrscheinlich permokarbonisches Alter. Es zeigt sich, dass die gross angelegten Faltungerscheinungen am Campolungopass nicht nur auf die Mulden- und Muldensteine beschränkt sind, sondern auch noch kleinere Fetzen der Campo Tencia-Decke mit eingefaltet, ja sogar über die Mulde hinweggeschleppt worden sind. Damit wird auch die Annahme PREISWERK's (57) bestätigt, der für die Campolungo-Tauchfalte einen Kristallkern annahm. Wie aus den Profilen Fig. 27 hervorgeht, ist dieser Kern, wenn auch nur rudimentär, auf der A. Pianascio und E der A. Campolungo vorhanden.

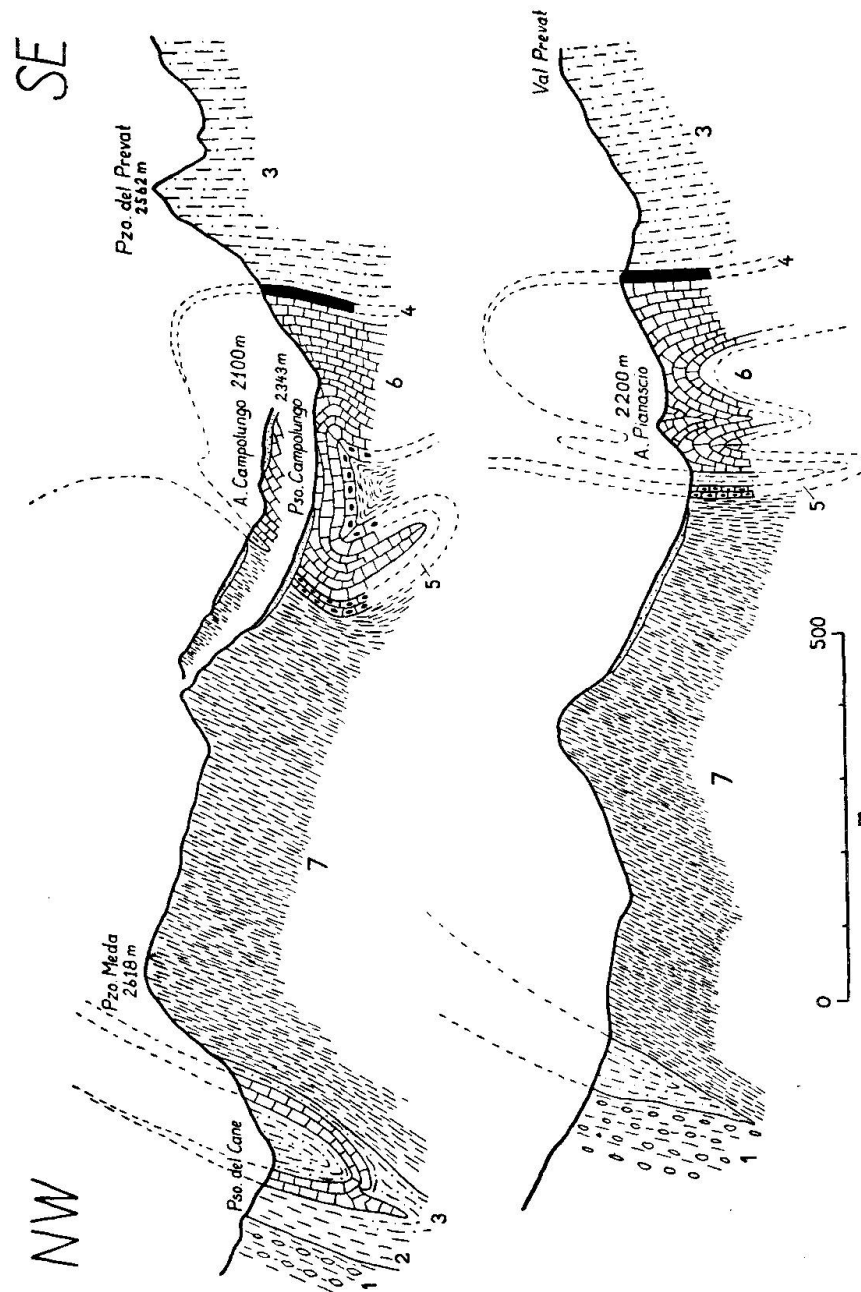


Fig. 27. Profile durch die Campolungo-Teilmulde

1. Grobflaseriger Zweiglimmer-Kalifeldspat-Plagioklasgneis, 2. Zweiglimmer-Plagioklasgneis, 3. Quarzite und Glimmerquarzite (z. T. Permokarbon), 4. Trias-Quarzit, 5. Rauhwaacke, 6. Trias-Dolomit, 7. Bündnerschiefer.

7. Die Mogno-Fusio-Teilmulde

Zwischen der A. Pianascio und Colla wurden die Bündnerschiefer der Campolungo-Teilmulde halbkreisförmig gegen die Paragneise des Sambuco-Teillappens gepresst. S Colla ist der Verlauf der Mulde gegen Fusio und Mogno stark gestört durch Sackungen, die auf unterirdische Auskolkungen zurückzuführen sind (siehe S. 60). Leider verdeckt der Bergsturz unmittelbar S Colla das wichtige Verbindungsstück zwischen der Campolungo- und der Mogno-Fusio-Teilmulde. Längs der ungefähr E-W verlaufenden Schlucht des Campolungo-Baches unterhalb Colla wird der von der A. Pianascio herunterkommende Rauhwackezug abgesichert und verstellt. Die senkrechten Wände der Schlucht lassen auf eine Kluft schliessen, längs welcher der südliche Flügel der Mulde talabwärts geglitten und gegen W gesackt ist. Weitere Bewegungsspuren sind an der verstellten Lage der Marmorzüge zwischen Mogno und Fusio zu erkennen. Wir glauben deshalb, dass der Rauhwackezug von A. Pianascio ursprünglich bis in die Gegend von Mogno führte, dass aber der einheitliche Zug durch junge Sackungen, die auf unterirdische Auskolkungen der kalkreichen mesozoischen Gesteine zurückzuführen sind, stark gestört und verstellt wurde.

Die stellenweise Granat führenden Glimmerquarzite der Campo Tencia-Masse östlich der Mogno-Fusio-Teilmulde sind von der A. Pianascio bis SE Mogno lückenlos zu verfolgen. Auch ist quer zum Streichen von Mogno aufwärts bis zum Lago Mognole kein Quarzitzug zu sehen, der die Fortsetzung der Pertusio-Mulde (10) darstellen könnte. Meiner Meinung nach ist eine Abzweigung der Campolungo-Teilmulde bei Colla in die von BUCHMANN postulierte Pertusio-Mulde nicht anzunehmen.

8. Zusammenhang zwischen Rodi- und Sambuco-Teillappen

Im Abschnitt Morphologie wurde schon dargelegt, dass die verbindenden Aufschlüsse zwischen den beiden Teillappen zum grössten Teil vom Talboden der Val Sambuco zugedeckt sind. In der Schlucht zwischen Fusio und Sambuco ist jedoch der Zusammenhang zwischen E und W ganz offensichtlich, indem ein langer Alkalifeldspatgneiszug die Maggia unter einem ziemlich spitzen Winkel schneidet.

Wesentlich interessanter ist der Zusammenhang der beiden Teillappen östlich Corte (siehe S. 104). Hier trifft man auf einen Ma-

torello-Granitgneiszug, der gegen die A. Sassello streicht, im S und SE jedoch mit dem Hauptkörper im Rodi-Teillappen in Verbindung steht, wenn der Gneiszug auch für einige zehn Meter von der Alluvialebene der Maggia zugedeckt wird. Weiter talaufwärts sind es Zweiglimmer-Plagioklasgneise und grobflasrige Alkalifeldspatgneise, die — eine gegen E einfallende Antiklinale bildend — die Maggia queren und als eine der äussersten Schalen des Rodi-Teillappens weiter verfolgt werden können. Wahrscheinlich steht auch der Amphibolit, der vom Pzo. Ceresa (W Corte) in SE Richtung gegen die Maggia herunter zieht, mit dem schmalen Amphibolitzug bei Corte im Zusammenhang.

PREISWERK (56) unterteilt den Maggia-Lappen durch eine der Val Sambuco folgende „antiklinale Querfurche“, wobei „quer“ als quer zum alpinen Streichen zu verstehen ist. — Wie schon erwähnt, lässt sich die Antiklinalstruktur des Verbindungsstückes zwischen Rodi- und Sambuco-Teillappen, die man auch als Schlingenstruktur bezeichnen könnte, in der hinteren Val Sambuco feststellen. Im Bereich der breiten Alluvialebene bei Sambuco ist scheinbar jeglicher Zusammenhang zwischen den beiden Teillappen verloren gegangen. Der Matorello-Granitgneis bildet hier einen in sich geschlossenen Komplex, der gegen die Paragneismassen des Sambuco-Teillappens angepresst wurde. Wir möchten daher die Abgrenzung zwischen den beiden Teillappen lediglich als eine tektonische Furche bezeichnen, welche durch die Abquetschung des kleineren Sambuco-Teillappens vom grösseren Rodi-Teillappen entstand, den wir somit als Maggia-Hauptlappen oder Maggia-Lappen schlechthin betrachten wollen.

Wir halten folgende wichtige Tatsachen fest:

1. Der Matorello-Granitgneis setzt sich als eingefalteter schmaler Zug E der Maggia im Sambuco-Teillappen fort.

2. Der augengneisähnliche, flasrige Alkalifeldspat-Plagioklasgneis, der den Pzo. Massari in einem Halbkreis umfasst und über die A. Prato und A. di Ravina den Grenzkamm zwischen der V. Levantina und der V. Sambuco beim Pso. Busèn erreicht, lässt sich im Rodi-Teillappen weiter verfolgen. Er umschliesst den Matorello-Granitgneiskörper, bildet aber auch schmale Lamellen in den Bündnerschiefern der Bedretto-Mulde (S Pso. Naret).

3. Zwischen Fusio und Sambuco vereinigen sich die Paragneise der beiden Teillappen.

Wir ziehen hieraus den Schluss, dass der Maggia-Lappen als Ganzes seinen heutigen Platz eingenommen hat. Der Matorello-

Granitgneis wurde schon relativ früh mit seiner Paragneishülle verfaltet. Durch die Aufstauung am Gotthardmassiv wurden die Paragneismassen am E Rand des Maggia-Lappens gegen die Bedretto-Mulde im NE abgedrängt und zu einem synklinalen Gebilde, dem Sambuco-Teillappen, zusammengepresst. Dieser stellt somit einen Auswuchs des eigentlichen Maggia-Lappens, des Rodi-Teillappens, dar.

Zusammenfassung

TEKTONIK

Im Gebiet des Maggiatals und seiner Seitentäler findet sich eines der merkwürdigsten tektonischen Gebilde der penninischen Decken, die Maggia-Querzone. Im Gebiet zwischen der Val Verzasca und der Valle Maggia biegt der nördliche Teil der Wurzelzone nach N um. Auch die lineare Paralleltextur ändert ihre Richtung und verläuft quer zur alpinen Hauptfaltungsrichtung. Diese Querzone wurde von KÜNDIG (43, 62) als Querspur gedeutet, die nach seiner Ansicht als Ausläufer der eigentlichen Wurzelzone bei Locarno abzweigt, bis ins Gebiet der Val Sambuco nach N streicht und ihren Wurzelcharakter (saigere Stellung) beibehält. Schon die früheren Arbeiten von PREISWERK, der, vom Simplon her kommend, seine Untersuchungen nach E und SE ausdehnte, zeigten, dass eine Verlängerung der Wurzelzone bis weit nach N nicht sehr wahrscheinlich ist (56). Zum gleichen Resultat führten die neueren Untersuchungen von WENK (79), BURCKHARDT (13), GÜNTHER (28) und BUCHMANN (10). Endgültig kann diese Frage erst nach Abschluss der Detailkartierungen im südlichen Teil der Maggia-Querzone gelöst werden.

Verfolgen wir diese Querzone vom unteren Maggiatal her nach N, so bemerken wir, dass die Elemente der Bernhard-Decke zu einem dünnen Stiel reduziert werden, der die Verbindung der südlichen Teile dieser Decke mit dem Maggia-Lappen herstellt. Am E-Rand dieser N—S verlaufenden Zone ist die langgestreckte Masse des Cocco-Granodiorites eingeklemmt. Bei Fusio, am S-Ende der Val Sambuco, schwillt dieser Stiel pilzartig an, wobei er sich in zwei Teile gabelt. Der westliche, grössere Rodi-Teillappen, der eigentliche Maggia-Lappen, wird durch die Val Sambuco vom östlichen, kleineren Sambuco-Teillappen getrennt. Diese Ausquellungen kamen

bei der Zusammenstauchung zustande, die die Maggia-Querzone hervorrief und die als Folge einer Verbiegung des ganzen Penninikums zwischen Wallis und Graubünden quer zur alpinen Streichrichtung aufzufassen ist. Inwiefern dabei die Kulminationen der Tosa und des Tessins eine Rolle gespielt haben, bleibe dahingestellt.

Der in (10 und 28) eingehend beschriebene granitoide Körper des Matorello ist in bezug auf seinen heutigen Ort nicht autochthon, sondern mit dem Granodiorit des Cocco-Gebiets in Zusammenhang zu bringen. Der Matorello-Granitgneis ist aber in die Paragneise des Sambuco-Teillappens eingefaltet und schon bei der Bildung des ganzen Maggia-Lappens hierher verfrachtet worden. In diesem Punkt weicht die hier vertretene Ansicht von derjenigen BUCHMANN'S (10) ab, der den Matorello-Gneis nachträglich in die Paragneise des Maggia-Lappens hineinstossen lässt.

PETROGRAPHIE

In der grossen Mannigfaltigkeit der Bündnerschiefer spiegeln sich sowohl die ungleichförmigen Sedimentationsbedingungen, als auch die lokal verschiedenen Bedingungen bei der Metamorphose wieder. Das teilweise porphyroblastische Auftreten von intermediärem bis basischem Plagioklas ist für die tektonisch am tiefsten gelegenen penninischen Bündnerschiefer charakteristisch.

Im untersuchten Gebiet ist trotz der tektonischen Gleichförmigkeit der Decken- und Muldengesteine die Unterteilung in diese beiden Kategorien auf Grund der lithologischen Verschiedenheit immer durchführbar. Die Deckengesteine legen sich schalenartig um einen Kern, die Massari-Teilmulde, so dass der Sambuco-Teillappen mit einer entzwei geschnittenen Zwiebel vergleichbar ist. Die zentralen Teile des Teillappens bestehen zu einem grossen Teil aus hornblendereichen Gesteinen (Hornblendegneise, Amphibolite, Hornblendefelse), in welchen die Reste eines alten, präalpinen Plutons liegen (A. Scheggia). Im übrigen wird den Hornblendegesteinen sedimentäre Herkunft zugeschrieben. Im SE gehen sie in intensiv gefaltete Bändergneise über, deren Bänderung schon primär bei der Sedimentation angelegt, später jedoch durch metamorphe Differentiation noch verstärkt wurde. Die Schalen um diesen Kern bestehen zur Hauptsache aus Zweiglimmer-Plagioklasgneisen, d. h. typischen Paragneisen, die besonders im N mächtigen Zonen von Alkalifeldspat-Plagioklasgneisen (teilweise mit Augengneischarakter) Platz machen.

Über die Art oder gar die Anzahl der Metamorphosen, die über die Deckengesteine hinweggegangen sind, vermögen wir nichts Genaues auszusagen; ebenso fehlen jegliche Spuren voralpiner Bewegungen. Der grosse Unterschied in der Kristallinität von Decken- und Muldengesteinen beweist, dass die hochkristallinen prämesozoischen Gneise der Decken schon als kristalline Schiefer vorlagen, bevor sie, zusammen mit den mesozoischen Sedimenten, alpin noch einmal umgeprägt wurden. Im Gebiet des Pso. Campolungo gehen die Paragneise beidseits der mesozoischen Mulde im quarzitisches Gesteine über, die wir wegen ihrer grossen Ähnlichkeit mit den Gesteinen am Pzo. Molare und auch wegen ihrer stratigraphischen Stellung als Permo-Karbon bezeichnen möchten.

Bei der letzten Metamorphose haben Sammelkristallisation und Stoffwanderung (metamorphe Differentiation) eine grosse Rolle gespielt. Darauf sind die zahlreichen Porphyroblastenbildungen von Granat, Disthen, Staurolith und vor allem Plagioklas zurückzuführen.

Eine Diskontinuitätsfläche zwischen Decke und Mulde besteht nur bezüglich der lithologischen Beschaffenheit und beruht nicht nur auf der Verschiedenheit des sedimentären Ausgangsmaterials, sondern ist vor allem vom Grad und der Anzahl der Metamorphosen abhängig. Ganz im Gegenteil dazu sind die Richtungen des Parallelgefüges in den Decken- und Muldengesteinen vollkommen identisch.

Literaturverzeichnis

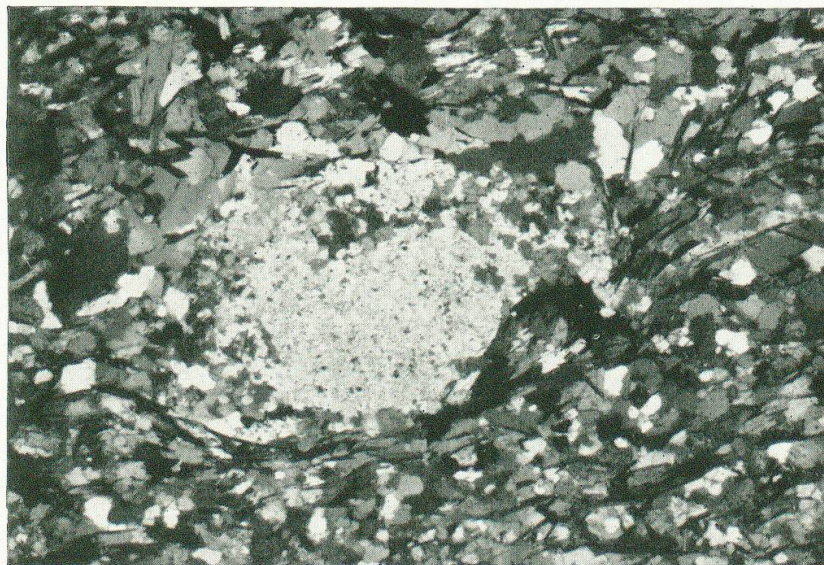
1. ARNDT, H., Petrographische Studien in den Kontaktzonen der Gneise und Kalksteine im Simplongebiet. Jahresber. Schles. Ges. vaterl. Kultur 1913 (1914).
2. BACKLUND, H. G., Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geol. Rundsch. 27 (1936), 47.
3. BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P., Die Entstehung der Gesteine. Ein Lehrbuch der Petrogenese. Berlin 1939.
4. BECKE, F., Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Optische Untersuchungsmethoden. Zur Physiographie der Gemengteile der kristallinen Schiefer. Denkschr. Ak. Wiss. Wien 75 (1913).
5. BOECKE, H. E., Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie. Berlin 1923.
6. BONNEY, T. G., Notes on some small lake basins in the Lepontine Alps. Geol. Mag. 5 (1898), 15.

7. — Crystalline Schists and their relation to the mesozoic rocks in the Lepontine Alps. *Quart. J. Geol. Soc.* 46 (1890).
8. BOSSARD, L., Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiet der Tessiner Kulmination. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 9 (1929), 107.
9. BRÜCKNER, W., Über die Entstehung der Rauhacken und Zellendolomite. *Ecl. geol. Helv.* 34 (1941), 117.
10. BUCHMANN, H., Geologie und Petrographie des oberen Maggiaales zwischen Fusio und Broglio im NW Tessin (in Vorbereitung).
11. BUERGER, M. J., The temperature-structure-composition behaviour of certain crystals. *Proc. Nat. Acad. Sc.* 20 (1934), 444.
12. — The rôle of temperature in mineralogy. *Amer. Min.* 33 (1948), 101.
13. BURCKHARDT, C. E., Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 22 (1942), 99.
14. BURRI, C., NIGGLI, P., Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Hauptteil. Zürich 1945.
15. CASASOPRA, St., Studio petrographico dello Gneiss Granitico Leventina. Valle Riviera e Valle Leventina. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 19 (1939), 449.
16. CORNELIUS, H. P., Über tektonische Brekzien, tektonische Rauhacken und verwandte Erscheinungen. *Zentralbl. Min. Abt. B.* 4 (1927), 120.
17. — Geologie der Err-Julier-Gruppe. *Beitr. Geol. Karte Schweiz. N.F. Liefg.* 70, I. Teil (1935).
18. DIEHL, E. A., Geologisch-petrographische Untersuchungen der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 18 (1938), 214.
19. DUPARC, L., REINHARD, M., La détermination des plagioclases dans les coupes minces. *Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. de Genève*, Vol. 40 (1924).
20. ESKOLA, P., Om metasomatiska omvandlingar i silikatbergarter. *Norsk Geol. Tidsskr.* 6 (1921).
21. — On the principles of metamorphic differentiation. *Bull. Comm. géol. Finl.* 97 (1932), 68.
22. FABIAN, R., Die Metamorphose devonischer Phyllite im Altvatergebirge. *Chemie d. Erde* 10 (1936), 343.
23. GARWOOD, J. E., The tarns of the Canton Ticino. *Quart. J. Geol. Soc. London* 62 (1906).
24. GERLACH, H., Die penninischen Alpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, Liefg.* 27 (1883).
25. GRUBENMANN, U., und NIGGLI, P., Die Gesteinsmetamorphose. Berlin 1924.
26. GRÜTTER, O., Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (V. Maggia). *Verh. Natf. Ges. Basel* 40 (1928/29), 78.
27. GÜBELIN, E., Die Mineralien im Dolomit vom Campolungo (Tessin). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 19 (1939), 325.
28. GÜNTHER, A., Geologie und Petrographie der oberen Val Peccia (NW Tessin) (in Vorbereitung).
29. GYGAX, F., Beitrag zur Morphologie der Valle Verzasca. *Schweizer Geograph* (1934/35).
30. HALL, A. J., The relation between colour and chemical composition in the biotites. *Amer. Min.* 26 (1941), 29.

31. HARKER, A., Metamorphism. London 1932.
32. HEIM, ALB., und SCHMIDT, C., Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. geol. Karte Schweiz. Liefg. 25 (1891).
33. HEZNER, L., Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). N. Jahrb. Min., Beil. Bd. 27 (1909), 157.
34. HOLMES, A., Petrographic Methods and Calculations. London 1921.
35. VAN HOLST-PELLEKAAN, W., Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Amsterdam (1913).
36. HUBER, H. M., Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23 (1943), 72.
37. HÜGI, TH., Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 25 (1945), 114.
38. JENNY, H., Über Bau und Entstehung der penninischen Decken. Ecl. geol. Helv. 17 (1923), 501.
39. JENNY, H., FRISCHKNECHT, G., und KOPP, J., Geologie der westlichen Adula. Beitr. geol. Karte Schweiz. N.F. Liefg. 51 (1923).
40. KLEMM, G., Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. Z. deutsch. geol. Ges. 63 (1911), 464.
41. KRIGE, L. J., Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Ecl. geol. Helv. 14 (1918), 519.
42. KÜNDIG, E., Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6 (1926), 1.
43. — Neue Gesichtspunkte in den Problemen der Tessiner Tektonik. Ecl. geol. Helv. 27 (1934), 333.
44. — Morphologie, Tektonik und Petrographie. Schweizer Geograph 13 (1936), 92.
45. LAPADU-HARGUES, P., Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. Bull. Soc. géol. France 14 (1944), 255.
46. LAUTENSACH, H., Die Übertiefung des Tessingebietes. Geogr. Abh. Berlin 1912.
47. — Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen. Z. Gletscherk. 9 (1914).
48. LEMBERG, J., Zur Kenntnis und Umwandlung von Silikaten. Z. deutsch. geol. Ges. 40 (1888), 625.
49. NABHOLZ, W. K., Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. Ecl. geol. Helv. 38 (1945), 1.
50. NIGGLI, P., Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9 (1929), 160.
51. — Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16 (1936), 335.
52. — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16 (1936), 295.
53. NIGOLI, P., DE QUERVAIN, F., WINTERHALTER, R. U., und FRIEDLÄNDER, C., Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, Liefg. 14 (1930). Nachtrag Liefg. 20 (1942).
54. NIKITIN, V. V., Diagrammes nouvelles pour la détermination des feldspats selon la méthode universelle de Fédoroff. Soc. Min. russe (1929).

55. PREISWERK, H., Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. Verh. Natf. Ges. Basel 24 (1913), 1.
56. — Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. II. Teil. Ob. Tessin- und Maggia-Gebiet. Beitr. geol. Karte Schweiz, Liefg. 26, II. (1918).
57. — Die überkippte Tauchfalte am Campolungopass und ihre früheren Deutungen. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich 64 (1919).
58. — Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte. Ecl. geol. Helv. 16 (1921), 485.
59. — Coccogneis und Verzasagneis in den zentralen Tessiner Alpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9 (1929), 454.
60. — Der Quarzdiorit des Coccomassives und seine Beziehungen zum Verzasagneis. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11 (1931), 27.
61. — Historischer Überblick über die geologische Erforschung des Kantons Tessin bis 1920. Boll. Soc. Tic. Sc. nat. 1933.
62. PREISWERK, H., NIGGLI, P., GRÜTTER, O., BOSSARD, L., und KÜNDIG, E., Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. geol. Karte Schweiz. N.F. Liefg. 71 (1936).
63. PENCK, A., und BRÜCKNER, E., Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 1. Leipzig 1909.
64. REINHARD, M., Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.
65. REYNOLDS, D. L., The association of basic fronts with granitisation. Sc. Progr. 35 (1947).
66. — Hercynian Fe-Mg Metasomatism in Cornwall. Geol. Mag. 84 (1947).
67. RODGERS, J., Distinction between Calcite and Dolomite on polished surfaces. Amer. J. Sc. 238 (1940), 788.
68. ROTHPLETZ, A., Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. Z. deutsch. geol. Ges. 66 (1914), 75.
69. SANDER, B., Gefügekunde der Gesteine mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite. Wien (1930).
70. — Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). Mitt. Reichsamt f. Bodenforschung 4. Wien 1942, 3.
71. STAPFF, F. M., Geologische Beobachtungen im Tessintal während Tracierung und Bau der Gotthardbahn. Z. deutsch. geol. Ges. 33—34 (1881 bis 1883).
72. STUDER, B., Mémoires géologiques sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du Saint Gothard. Mém. Soc. géol. France 1 (1844).
73. TADDEI, C., Dalle Alpi Lepontini al Ceneri. Bellinzona (1937).
74. THUGUTT, St. J., Sur la solubilité de certains silicates dans l'eau. C. R. Soc. Sc. Varsovie 6 (1913), 629.
75. — Sur les produits d'hydrolyse du Labrador volhynien de Horoscki. Arch. Min. Soc. Sc. Varsovie 11 (1935), 147.
76. — Sur la structure laminée des plagioclases constituant les roches métamorphiques. Arch. Min. Soc. Sc. Varsovie 15 (1939/45), 246.
77. VUAGNAT, M., Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 26 (1946), 116.

Tafel I

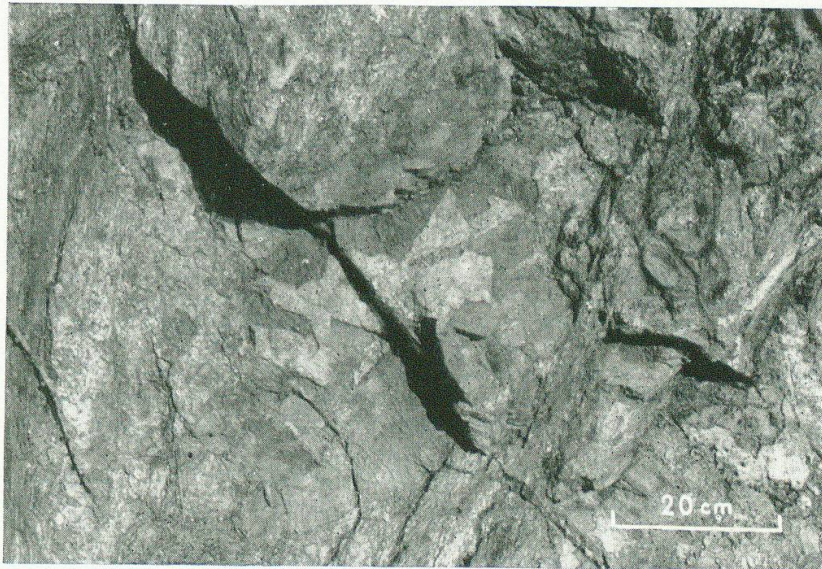


Phot. 1. Plagioklasanreicherung in den Zweiglimmer-Plagioklasgneisen S Piatto Massari. Die jungen Porphyroblasten durchdringen das Gefüge unabhängig von der alten Struktur. Vergr. 13 : 1



Phot. 2. Gefüllter Plagioklasporphyroblast von der gleichen Stelle wie 1. Die Einschlüsse bestehen aus : Quarz, Biotit, Sericit, Klinozoisit-Epidot und Apatit. Die links-rechts verlaufende Schieferung ist noch schwach an den Glimmereinschlüssen zu erkennen. Verg. 20 : 1

Tafel II



Phot. 3. Kalzit-Quarz-Brocken in den Bündnerschiefern NE Lago Tremorgio. Der jüngere Quarz liegt zwischen den Calcitrhomboedern eingebettet

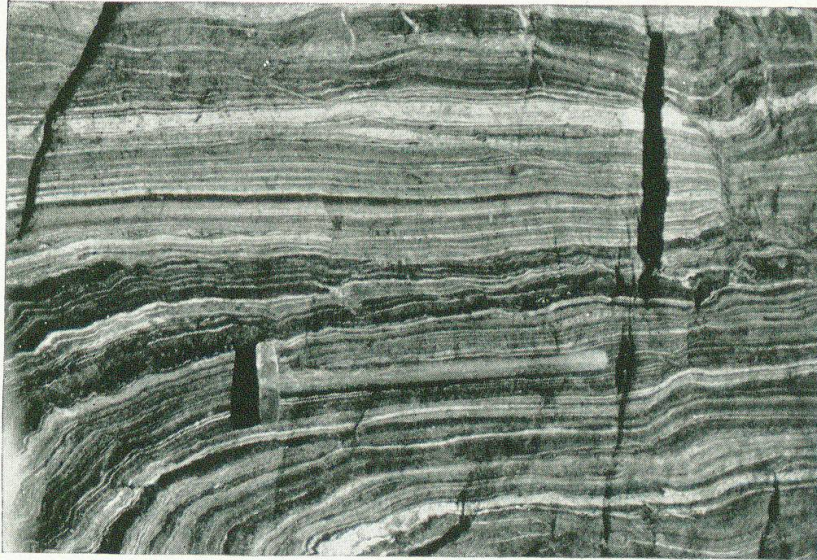


Phot. 4. Stromlinienförmige Kalzit-Quarz-Linsen und Lagen in den Bündnerschiefern NE Lago Tremorgio

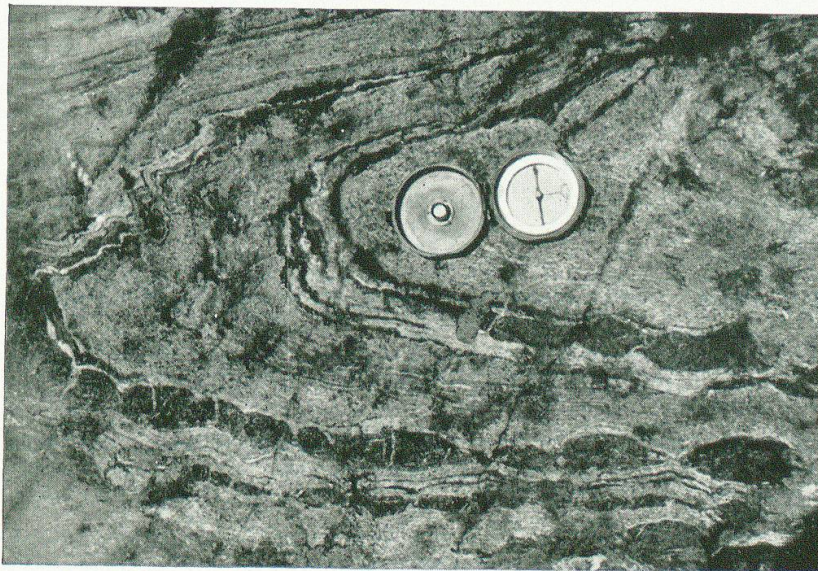


Phot. 5. Ähnlich Phot 4, jedoch teilweise gefältelt und gedreht. (Beachtenswert ist die grosse Ähnlichkeit dieses Strukturbildes mit demjenigen von Adergneisen der Wurzelzone!)

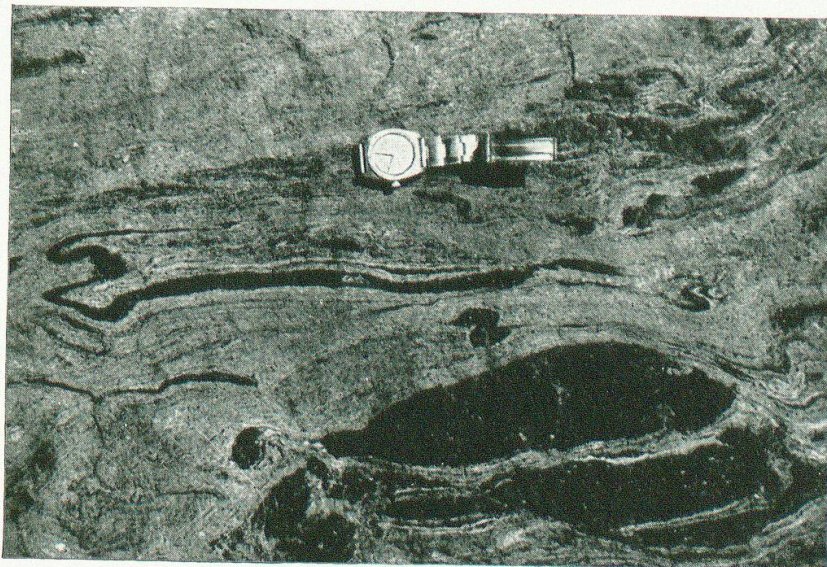
Tafel III



Phot. 6. Bändergneis SE Alpe Massari. Die dunklen Lagen sind hornblendereich, die hellen bestehen aus feinkörnigem Biotit-Plagioklasgneis. Am oberen Bildrand beginnende Boudinage



Phot. 7. Bändergneis A. Scheggia. Die dunklen biotireichen Bänder sind bei der Fältelung im vorherrschenden hellen, mobileren Material zu Boudins ausgezogen worden. Die Faltenachsen dieser Gesteine stimmen mit denjenigen der benachbarten Bündnerschiefer überein und müssen somit als alpine Strukturen aufgefaßt werden



Phot. 8. Bändergneise A. Scheggia. Die durch Boudinage vom Verband der dunklen Bänder losgelösten Schollen schwimmen im hellen Material

Leere Seite
Blank page
Page vide

Geologische Karte der Sambuco-Massari Gebirgsgruppe (nördliches Tessin)

Aufgenommen von P. Hasler 1946-1947

Maßstab 1:25 000



Legende

Quartär

- Alluvionen, Moränen, Gehängeschutt
- Verrutschte Massen

Muldengesteine

Bündnerschiefer

- Graublaue, Quarz und Plagioklas führende Marmore bis Kalkglimmerschiefer
- Idem mit Quarz- und Kalzit-Nestern und -Lagen
- Phyllite bis Kalkglimmerschiefer mit Granat
- Idem mit Disthen und Staurolith
- Quarzreiche, karbonaterne Phyllite bis Quarzite

Trias

- Quarzit
- Dolomit und Marmor
- Rauhacke
- Plattige bis malmige Rauhacke („breziöser Dolomit“)

Deckengesteine

- Quarzte und Glimmerquarzte; z. T. Permo-Karbon
- Idem mit Granat
- Idem mit Disthen und Staurolith
- Zweiglimmer-Plagioklasgneis und Glimmerschiefer
- Idem mit Granat
- Idem mit Disthen und Staurolith
- Amphibolite und Hornblendefelse
- Hornblendereiche Zweiglimmer-Plagioklasgneis
- Idem mit Granat
- Idem mit Hornblende-Knötchen und -Augen
- Heller, feinkörniger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis
- Grobflässiger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis
- Bändergneise**
- Heller, feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis = helle Lagen der Bändergneise
- Dunkle Lagen = Zweiglimmer-Plagioklasgneis
- Dunkle Lagen = Amphibolite und Hornblende führende Gneise
- Bändergneise mit Feldspat-Augen
- Körniger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis (Mastello-Oranigneis)

Leere Seite
Blank page
Page vide

Strukturkarte der Sambuco-Massari Gebirgsgruppe (nördliches Tessin)

Aufgenommen von P. Hasler 1946-1947

Maßstab 1 : 25 000



Leere Seite
Blank page
Page vide

78. WENK, E., Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud (Schärenhof von Stockholm). Bull. Geol. Inst. Uppsala 26 (1936), 53.
79. — Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23 (1943), 265.
80. WINCHELL, A. N., Elements of optical Mineralogy. New York, 3rd. ed. (1933).

Geologische Karten und Profile (chronologisch)

81. v. FRITSCH, K., Geognostische Karte des Sanct Gotthard 1: 50 000. Geol. Spez.-Karte Schweiz 6 (1873).
82. ROLLE, FR., Geologische Karte der Schweiz 1: 100 000, Bl. XIX: Bellinzona-Chiavenna (1882).
83. PREISWERK, H., Geologische Karte des oberen Tessin- und Maggiagebietes 1: 50 000. Geol. Spez.-Karte Schweiz 81 (1918). Siehe Lit. 56.
84. PREISWERK, H., NIOGLI, P., GRÜTTER, O., BOSSARD, L., und KÜNDIG, E., Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal 1: 50 000. Geol. Spez.-Karte Schweiz 116 (1934). Siehe Lit. 62.
85. HERMANN, F., Carta geologica delle Alpi nordoccidentali 1: 200 000. Wepf, Basel (1938).
86. BURCKHARDT, C. E., und GÜNTHER, A., Geologische Karte und Profile 1: 25 000 der oberen V. Bavona und der oberen V. Peccia. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 22 (1942), 99. Siehe Lit. 13.
87. BUCHMANN, H., Geologische Karte 1: 25 000 des Gebietes zwischen Fusio und Broglio im oberen Maggiatal (NW Tessin), (in Vorbereitung). Siehe Lit. 10.

Topographische Karten

- I. Dufourkarte 1: 100 000. Blatt XIX und Überdruck Blatt Gotthard.
- II. Topographischer Atlas der Schweiz (Siegfriedatlas) 1: 50 000. Blatt 503 (Faido) und Blatt 507 (Peccia). Überdrucke: Gotthardgebiet, Lukmanier und Grimsel.
- III. Neue Landeskarte der Schweiz 1: 50 000. Normalblatt 532 (V. Leventina W) (in Vorbereitung).