

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 27 (1947)
Heft: 2

Artikel: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno : zur Petrographie und Genesis der Amphibolite
Autor: Forster, Rudolf
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-22406>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 19.10.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno

Zur Petrographie und Genesis der Amphibolite

Von *Rudolf Forster*

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	251
Einleitung	252
Geschichtlicher Überblick über die bisherige Erforschung der Tessiner Wurzelzone nördlich der insubrischen Linie	254
Geologisch-tektonische Übersicht über die Wurzelzone im Tessin	255
Geologischer Überblick über das Gebiet zwischen unterem Maggia- und Verzascatal	257
Die Muldenzonen. Die metamorphen Sedimente und ihre Begleitgesteine	265
Die amphibolitischen Gesteine	269
A. Allgemeines	269
1. Geologisches Auftreten, Lagerungsformen	270
2. Verteilung der verschiedenen Varietäten, Begleitgesteine und Kontakte	274
3. Mineralogische, strukturelle und texturale Eigenschaften . . .	277
B. Eklogite	278
C. Eklogitamphibolite	278
1. Allgemeine Eigenschaften	278
2. Verschiedene Vorkommnisse	296
a) Relativ normale, oft etwas quarz- und feldspatreiche Typen	296
Der Eklogitamphibolit von Gallinee	297
Der Eklogitamphibolit von Fontai (Val Resa)	300
Der Eklogitamphibolit vom Cardada-Osthang	304
Der Eklogitamphibolit von Monteggia	306
Pegmatitische Adern in den Eklogitamphiboliten von Mon- teggia	309
b) Inhomogene Eklogitamphibolite mit mehr oder weniger in Zerteilung begriffenen, fremdartigen Bestandmassen bis eigent- lichen Einschlüssen	312
a) Eklogitamphibolite mit fetzigen bis schlierigen, biotitreichen Akyrosomen	312
Biotitführende Eklogitamphibolite von Fontai	313
Der biotitführende Eklogitamphibolit von Frunt . . .	315

	Seite
β) Eklogitamphibolite mit Al-reichen Bestandmassen	319
Der disthen-, spinell- und korundführende Eklogitamphibolit von Valleggia	319
γ) Eklogitamphibolite mit Ca-reichen Einschlüssen oder Bestandmassen	323
Eklogitamphibolite mit hellen, vesuvianführenden Schlieren von Gallinee	323
Der kalksilikatführende Eklogitamphibolit von Valleggia	332
Der Eklogitamphibolit von Sira	335
3. Zusammenfassende Betrachtungen über Eklogitamphibolite	339
D. Granatamphibolite	345
1. Allgemeine Eigenschaften	345
2. Verschiedene Vorkommnisse von Granatamphiboliten	351
a) Aus Eklogitamphiboliten hervorgegangene oder noch mit solchen verknüpfte Granatamphibolite	351
Relativ normale Typen vom Cardada-Osthang	351
Der feindiablastische Granatamphibolit von Frunt	356
Eigentliche Kelyphitamphibolite vom Cardada-Osthang	358
Pegmatitisch beeinflusste Übergangstypen zu eklogitamphibolit-unähnlichen Granatamphiboliten	360
b) Vorwiegend nematogranoblastische Granatamphibolite	363
Der Granatamphibolit vom oberen Vallone	364
Der Granatamphibolit vom oberen Ramnosabach	367
c) Inhomogene Granatamphibolite mit mehr oder weniger in Dispersion begriffenen, fremdartigen Bestandmassen	370
a) Granatamphibolite mit kalkreichen Nebengesteinseinschlüssen	370
β) Granatamphibolite mit tonerdereichen Einschlüssen	374
3. Zusammenfassende Betrachtungen über Granatamphibolite	382
E. Fleckenamphibolite	384
1. Allgemeine Merkmale	384
2. Vorkommnisse von Fleckenamphiboliten	386
a) Granatführende Amphibolite mit staurolith- und korundreichen Flecken	386
b) Granatfreie Amphibolite mit vorwiegend korundreichen Flecken	391
F. Gewöhnliche Amphibolite	408
1. Diablastische Amphibolite	412
2. Nematogranoblastische Amphibolite	414
a) Relativ homogene, monoschematische Amphibolite	414
b) Stark inhomogene, chorismatische Amphibolite	419
Eigentliche Bänderamphibolite	421
3. Biotit- und Chloritamphibolite	423
a) Monoschematische Biotit- und Chloritamphibolite	423
b) Gneisartige Typen	425

	Seite
c) Amphibolite mit einschlussartigen Biotit- und Chlorit-Plagioklasakryosomen	426
d) Fleckige, mikrochorismatische Biotitamphibolite	428
4. Kontakte gewöhnlicher Amphibolite mit Ca-, eventuell auch Mg-reichen Nebengesteinen	429
a) Amphibolite mit unregelmässig gestalteten, kalksilikatführenden Einschlüssen	430
b) Amphibolite mit gebänderten Kalksilikateinschaltungen	431
c) Metamorphe Sedimente mit untergeordneten Amphiboliteinschlüssen	435
d) Amphibolite mit partiell durch Kalksilikate ersetzten Hauptgemengteilen	439
e) Amphibolit-Gneis-Kalksilikatmischgesteine	441
f) Allgemeine Betrachtungen über die unter a, b, c, d und e aufgeführten Amphibolit-Kalksilikatkontakte und ähnliche Bildungen	442
5. Zusammenfassende Betrachtungen über gewöhnliche Amphibolite und ihre Kontakte	447
G. Andere amphibolitische Gesteine	451
1. Hornblendediorite	451
2. Hornblendite	451
3. Aktinolithische Gesteine	452
H. Genetischer Deutungsversuch der amphibolitischen Gesteine und ihrer Kontakte	454
Schlussbetrachtungen	464
Literaturverzeichnis	468

Vorwort

Vorliegende, auf Anregung von Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI entstandene und im Sommer 1940 begonnene Arbeit wurde am Mineralogisch-Petrographischen Institut der E. T. H. und Universität Zürich durchgeführt. Die feldgeologischen Untersuchungen (Kartierung) erfolgten im Frühling bis Herbst der Jahre 1940—45. Als topographische Unterlage für die geologisch-petrographischen Kartierungen diente eine Photokopie (1:25 000) des zu jener Zeit noch unvollendeten Blattes Verzasca-W der neuen Landeskarte der Schweiz.

Ähnliche, wie die hier vorliegenden Untersuchungen wurden unter teils anderen Gesichtspunkten von den Herren Dr. A. E. MITTELHOLZER und Dr. H. S. WANG in benachbarten Gebieten ausgeführt. Unsere Arbeit galt vor allem einer gründlicheren Erforschung der

immer noch sehr unklaren genetischen Verhältnisse basischer Gesteine, besonders der Amphibolite. — Leider mussten aus Raumgründen wichtige Kapitel über die Coccogesteine und die Gneise im allgemeinen, sowie über die interessanten und in bedeutungsvoller Beziehung zu den Amphiboliten stehenden Kalksilikatgesteine und über andere metamorphe Sedimentgesteine weggelassen werden.

Bei der Durchführung meiner Arbeit hat mir mein verehrter Lehrer, Herr Prof. Dr. P. NIGOLI, in jeglicher Hinsicht stets grosses Entgegenkommen erwiesen und unermüdliches Interesse bekundet, indem er in zahlreichen Diskussionen interessante Probleme aufzuwerfen und dadurch zu kritischer Betrachtungsweise anzuregen wusste. Auch bot er mir Gelegenheit, mich während langer Zeit als Assistent am Mineralogisch-Petrographischen Institut zu betätigen. Ich spreche ihm hierfür an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank aus.

Ferner danke ich auch den Herren Professoren E. BRANDENBERGER, J. JAKOB, C. BURRI, Herrn Dr. F. DE QUERVAIN und insbesondere Herrn Prof. R. L. PARKER für ihre stete Hilfsbereitschaft und mannigfachen Ratschläge während meines Studiums.

Mit Dankbarkeit gedenke ich sodann aller meiner lieben Studienkameraden, welche mir bei meinen Untersuchungen behilflich waren und mir in anregenden Diskussionen Vergleichsmöglichkeiten mit den Resultaten ihrer eigenen Arbeiten zu schaffen verstanden.

Schliesslich gilt ein ganz besonderer Dank meinen lieben Eltern, indem sie das Zustandekommen meiner Dissertation besonders in materieller Hinsicht aufopferungsvoll unterstützten, und nicht zuletzt ermöglichte mir die stets in lebenswürdiger Weise zuteil gewordene Gastfreundschaft der Tessiner Bevölkerung das Gelingen vieler, mühevoller Arbeit.

EINLEITUNG

Das Gebiet, auf welches sich die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit beziehen, nämlich das südliche Ende des steilen Gebirgszuges zwischen Valle Maggia und dem östlicheren Val Verzasca, gehört im geologischen Sinne zum zentralen Teil der Tessiner Wurzelzone. Seine Nordgrenze verläuft ungefähr längs der Linie: Stazione Aurigeno-Moghegno, Pizzo Orgnana (2220 m) und

Corippo (Val Verzasca). Es schliesst somit genau an den Südrand der geologischen Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal (63). Im Westen wird es durch das Maggiatal selbst und im Osten annähernd durch das Verzascatal begrenzt.

Die *Wurzelzone*, das langgestreckte, an die Südalpen grenzende Gebiet steilstehender, ausserordentlich mannigfaltiger Gesteinsschichten, repräsentiert nach heutiger Auffassung (R. STAUB (50 und 51)) den südlichsten, eng zusammengestauten und in die Tiefe sinkenden Teil des in seinem Hauptentwicklungsraum im grossen und ganzen horizontal gelagerten penninisch-ostalpinen Deckenkomplexes. Sie bildet wohl auch heute noch einen der problematischsten Teile im Gebiete alpiner Geologie. Im Osten, auf bündnerischem und tessinischem Boden, verläuft die Hauptstreichrichtung der Wurzelzone in ostwestlicher Richtung. Dagegen weicht sie im Westen, in den piemontesischen Alpen, mit dem Südwärtsbiegen des lepontischen Bogens der penninischen Decken ebenfalls immer mehr gegen Süden ab.

Petrographisch gesprochen, stellt die Tessiner Wurzelzone einen durch grossenteils intensive Metamorphose ausgeprägten Komplex von Ortho- und Paragesteinen dar. Beteiligt sind vorwiegend verschiedenartige Gneise mit dazwischengeschalteten, meist wenig mächtigen Bändern, Schichten und Linsen von metamorphen Sedimentgesteinen verschiedener Art.

In diese texturell geregelten Gesteine haben in grossem Ausmasse verschiedenaltige Intrusionen vor allem von sauren (Granite, Pegmatite) und intermediären (Tonalite, evtl. Quarzdiorite), jedoch in viel reichlicherem Umfange als man bisher anzunehmen wagte, auch von basischen Magmen stattgefunden. Durch diese magmatischen Stoffzufuhren wurden die Nebengesteine zum Teil intensiv kontaktmetamorph verändert; ihr primärer Charakter ging hierbei oft vollständig verloren. Die basischen Intrusivgesteine und ihre Kontaktprodukte, die vielfach auf sehr beschränktem Raume zu den verschiedenartigsten, selbst aussergewöhnlichen Gesteinskombinationen geführt haben, bildeten das Hauptobjekt der Untersuchungen, welche in vorliegender Arbeit zusammengefasst wurden.

Durch die enorme Zusammenstauung während der alpinen Faltung (und der Überschiebung der Decken von S nach N) haben die Wurzelgesteine noch eine zusätzliche Metamorphose erfahren, die sich wohl im grossen gleichmässiger ausgewirkt hat und sicher eine viel geringere Wirkung zeitigte als die Kontaktmetamorphose. Wie

z. B. die Vorkommnisse wenig marmorisierter Kalke und Rauhwaken in relativ geringer Entfernung von katametamorphen Sillimanitgneisen im Gebiete östlich von Bellinzona (Val Traversagna) bezeugen, können die heutigen Zustände vieler Gesteine nur durch die Annahme eines Zusammenspiels von regionaler und selektiver Metamorphose verstanden werden. Andererseits führte eine Überlagerung verschiedener Metamorphosen zur Ausbildung polymetamorpher Endprodukte.

Geschichtlicher Überblick über die bisherige Erforschung der Tessiner Wurzelzone nördlich der insubrischen Linie

Der stark verwischte ursprüngliche Charakter der Wurzelgesteine bot den ersten Erforschungen der genetischen Zusammenhänge beinahe unüberwindliche Schwierigkeiten dar, besonders solange es noch an hierzu unentbehrlichem Vergleichsmaterial fehlte. Untersuchungen, welche nicht auf Details eingingen, konnten in dieser Hinsicht keine befriedigenden Resultate zeitigen. Jedoch dienten sie, indem sie stets neue Probleme aufwarfen, späteren Arbeiten als Grundlage. Auch waren sie ein Anreiz zu ausgedehnteren Forschungen, welche mit der Zeit die noch bestehenden Lücken eines grossen Gebietes alpiner Tektonik schliessen werden.

Die anfänglichen Untersuchungen im tessinischen Teil der Wurzelzone galten hauptsächlich dem Studium besonders schön aufgeschlossener, mineralogisch und petrographisch interessanter Gesteinsvorkommnisse. Erwähnt seien hier nur: Die Kalksilikatgesteinsserien von Castione, welche zuerst kurz von STRASSER (53) und später sehr eingehend von MITTELHOLZER (35) beschrieben worden sind, ferner die peridotitischen Gesteine von Alpe Arrami (GRUBENMANN (19)), verschiedene Peridotite (HEZNER), dann die hier in der Schweiz in klassischer Art und Weise auftretenden Pegmatite, z. B. von Brissago (DE QUERVAIN (46)), Centovalli, Madonna del Sasso bei Locarno (HIRSCHI), Bellinzona (GUTZWILLER) und vom unteren Misox. In letzteren Gesteinen oft gefundene, seltene Mineralien erweckten schon in frühester Zeit lebhaftes Interesse der Mineralogen.

Als erste detaillierte geologische Kartierung nördlich des Ceneri ist diejenige von P. KNOBLAUCH (64) zu nennen; die dazu gegebenen Erläuterungen (25) vermitteln uns einen eingehenden Eindruck über die Gesteinsvorkommnisse östlich Bellinzona bis zur Landesgrenze. Schon ein kurzer Blick auf diese geologische Karte lässt die sicher

noch vereinfacht dargestellten, in Tat und Wahrheit aber äusserst komplizierten geologisch-tektonischen Verhältnisse erkennen. Auch sei hier nicht unterlassen, die in der Mitte der Zwanzigerjahre von KÜNDIG (27) durchgeführte Arbeit über das zum Teil noch die Wurzelzone berührende Gebiet zwischen Val Calanca und Misox, sowie die Untersuchungen von STRASSER (53), GUTZWILLER (20 u. a.), SUZUKI (54) etc. zu erwähnen. Auf italienischer Seite haben namentlich NOVARESE (41), REPOSSI (47), ARTINI und MELZI (2), CORNELIUS (8) u. a. die Arbeiten der schweizerischen Autoren in wertvollster Weise ergänzt oder ihnen zum Teil als Grundlage gedient. Die geologische Erforschung des oberen und mittleren, teilweise auch des unteren Maggiatales ist besonders mit dem Namen von H. PREISWERK (43 und 45) engstens verbunden.

Seither sind in der Region von Bellinzona bis zur westlichen Schweizergrenze bereits zahlreiche neue Detailuntersuchungen ausgeführt worden und zum Teil noch in Ausführung begriffen.

Geologisch-tektonische Übersicht über die Wurzelzone im Tessin

Als tektonische Linie ersten Ranges muss die Tonale-Joriolinie genannt werden, welche in ostwestlicher Richtung verläuft und die eigentliche Wurzelzone mehr oder weniger scharf vom südlicheren Seengebirge trennt.

Im Profil von Bellinzona haben KNOBLAUCH und KÜNDIG von N nach S folgende Gliederung vorgenommen:

1. Die Zone von Claro-Misox (Augen- und Paragneise, Kalksilikatfelse [Granat-Diopsid-Vesuvianfelse]).
2. Der Marmorzug von Algaletto-Castaneda.
3. Die Zone von Roveredo (Orthogneise, Glimmerschiefer, beginnende Injektion, Schlingentektonik).
4. Der Zug von Castione-Traversagna (Amphibolit-Marmor-Kalksilikatfelszug, stellenweise zu grosser Mächtigkeit anschwellend).
5. Die Vogorno-Orthogneise.
6. Der Gaggio-Zug (reich an basischen Gesteinen, Amphiboliten).
7. Die Zone von Arbedo (mit typischen Injektionsgneisen, Antiklinalbau).

N: Sehr häufig granat- und sillimanitführende Gneise, Glimmerschiefer, basische Eruptiva (Peridotite), Marmore (Sasso-Marcio-Zug), Rauh- wacken, Kalksilikatfelse, z. T. vom Typus Castione, Amphibolite.

Typisch: äusserst intensive Wechsellagerung.

S: Verschiedene Gneise von Ortho- und Paracharakter, sehr häufig Amphibolite, selten Marmore.

8. Die Zone von Bellinzona.
9. Der Tonalit von Meliolo.
10. Der Augengneis von Meliolo.
11. Die Tonaleserie mit dem Joriozug.

KÜNDIG (29) veröffentlichte eine Kartenskizze, in welcher er die Wurzelzone in analoger Weise im Profil des Verzascatales zu gliedern versucht, nämlich:

von N nach S:

Die Injektionsgneise von Mergoscia, die er als mit denen von Arbedo identisch erkennt.

Die Zone von Contra mit Marmoren, Kalksilikاتفelsen, Amphiboliten, Ortho-, Para- und Injektionsgneisen, als Fortsetzung der nördlichen Zone von Bellinzona.

Die Zone von Locarno mit Injektionsgneisen, Augengneisen, die stellenweise stark mylonitisiert sind, mit zahlreichen Amphibolitbändern und Pegmatiten. Diese Zone wäre nach KÜNDIG mit der südlichen Zone von Bellinzona zu vergleichen.

Nach den Ergebnissen der geologischen Feldaufnahmen zwischen unterem Maggia- und Verzascatal scheint diese Zonengliederung im allgemeinen zuzutreffen und sich auf grosse Strecken nach E und W verfolgen zu lassen. Schon ein makroskopischer Vergleich der im Profil des unteren Verzascatales auftretenden typischen Gesteine (Ortho- und Paragneise, Kalksilikatgesteine, Amphibolite und andere basische Gesteine, auch Pegmatite) lässt in der Tat eine auffallende Analogie mit der Gliederung im E bei Bellinzona erkennen. Andererseits bestehen auch einige deutliche Unterschiede. So fehlen die bei Bellinzona (Mti. di Artore, Motto della Croce u. a. O.) häufigen und oft mächtigen, hellen, granat- und sillimanitreichen Biotitgneise im Gebiete von Locarno beinahe vollständig. Ebenso scheinen auch die bei Bellinzona vielfach auftretenden, hellgelb- oder graugrünen Peridotite nördlich Locarno nur in stark serpentinisierten, grünlichschwarzen Varietäten zu finden sein. Von frappanter Ähnlichkeit sind hingegen wieder die im E (Aufstieg zum Hügel des Castello Uri in Bellinzona), wie im W (Mte. Romerio-Sira, Val Resa) für die Zone von Bellinzona charakteristischen Eklogit-amphibolite und deren Begleitgesteine.

Es soll nun versucht werden, die im Gebiete nördlich Locarno auftretenden Gesteinszüge übersichtshalber zu Zonen zusammenzufassen, welche sich mit den bei Bellinzona und im Verzascatal ausgeschiedenen Zonen parallelisieren lassen.

Geologischer Überblick über das Gebiet zwischen unterem Maggia- und Verzascatal

Wird die Zonengliederung so detailliert als möglich gestaltet, so findet man zwischen unterem Maggia- und Verzascatal, etwas auf der Maggiatalseite, folgendes Profil:

1. Zone der Verzascagneise = helle, plagioklasreiche Zweiglimmergneise mit trondhjemitischem Chemismus. Auffallend sind an diesen die grossen, isolierten Glimmerblätter.
2. Zone von Corippo mit mächtigen Amphiboliten, Hornblenditen, Biotitschiefern bis -felsen, auch Paragneisen. Möglicherweise entspricht diese Zone dem Castionezug.
Auf die Zone von Corippo folgen stark verschieferte, glimmerreichere Verzascagneise, welchen häufig Lamellen von glimmerreichen Gneisen bis Schiefern eingeschaltet sind (Vogornogneise).
3. Paragneise von Cangelo mit Zweiglimmerparagneisen, oft mit disthenreichen Linsen.
4. Nördliche Randzone der Coccogneise z. T. mit injizierten Orthogneisen, eingeschalteten Amphibolit- und Paragneiszügen, auch Augengneisen mit Coccogneis- (= flatschiger Biotit-Plagioklasgneis)-lamellen.
5. Zone der eigentlichen Coccogneise mit stark kristallisationsschieferigen, makroskopisch noch Coccodioritcharakter besitzenden Gesteinen (ausgewalzte Biotitputzen!) in mannigfacher Wechsellagerung mit gewöhnlichen Biotit-Plagioklasgneisen. Mächtigere Züge von Coccogneis scheinen im Streichen durchzusetzen, die meisten keilen jedoch gegen E aus.
6. Grosse Mylonitzone am südlichen Rand der Coccogneise, parallel deren Streichrichtung. Sie wird von stark chloritisierten, serizitisierten und saussuritiserten Gneisen begleitet.
7. Hornblendediorit-Amphibolit-Komplex = langgestreckte, linsenförmige, mit Gneisen verfringerte Hornblendediorit- bis -gabbro- und Amphibolitmasse; wahrscheinlich als basische Einlagerung in Coccogneisen. Auf den östlichen Teil des Gebietes beschränkt (zwischen Valle di Corippo und Valle di Mergoscia).
8. Hornblendeführende Randfazies der Coccogneise: Im N stark schieferige Hornblende-Biotitgneise mit deutlicher Coccodiorit-Textur (ausgewalzte Biotit- und Hornblendeputzen), die in ähnlicher Weise wie bei 7 langgestreckte Eruptivgesteinskörper bilden.
9. Südliche Randzone der Coccogneise = vorwiegend ziemlich saure Biotit-Orthogneise, z. T. hornblendeführend, ohne ausgewalzte Glimmerputzen, oft reichlich injiziert.
10. Nördliche Zone von Gordevio mit Amphiboliten, Zweiglimmerparagneisen bis -schiefern, Hornblende-Biotitgneisen (oft schon injiziert). Zahlreiche Amphibolite und Hornblendite besonders auf den nördlichen Teil dieser Zone beschränkt.

11. Gneiszug von Cortascia (s. Siegfried-K.). Grobflaserige, augengneisartige Zweiglimmergneise mit Glimmerhäuten. Oft stark verschieferten Coccogneisen ähnlich.
12. Injektionszone von Gordevio: Sehr stark injizierte, glimmerreiche und -arme Gneise mit aderiger diskordanter und konkordanter pegmatitischer Injektion. Dazwischen häufig Amphibolitzüge und wenig mächtige Paragneislamellen.
13. Augiger Biotit-Hornblendegneiskomplex: Mächtige, linsenförmige, im Zentrum ziemlich massige, am Rand hingegen stark verschieferte Gesteinsmasse von wahrscheinlich eruptivem Ursprung.
14. Südliche Zone von Gordevio: Stark von aplitisch-pegmatitischem Material injizierte Amphibolite und Paragneise. Analoges Bau wie die nördliche Zone von Gordevio. Z. T. sitzt die südliche Zone schon in den Injektionsgneisen von Mergoscia.
15. Komplexe Injektionsgneiszone von Mergoscia-Avegno: Saure, pegmatitisch-aplitisch injizierte Biotitgneise mit randlich mehr lagig-gebändertem, zentral mehr schlierig-gefälteltem und knotigem Charakter. Im zentralen Teil häufig Einschaltungen hornblendereicher Varietäten, flaseriger Biotitgneise (coccogneisähnlich), ferner auch eine undeutliche Paragneiszone mit spärlichen Amphiboliten. Stellenweise sind die Injektionsgneise von zahlreichen grossen Pegmatiten durchschwärmt (Beryll-Pegmatite).
16. Zone von Cardada mit mannigfaltigen Kalksilikatfelsen und -gneisen (Gesteine mit Hornblende, Diopsid, Epidot, Plagioklas, Quarz, Skapolith, Mikroklin, Biotit, Calcit etc.), Granat- und Eklogitamphiboliten mit ausserordentlich reichlichen Kontakt- und Assimilationserscheinungen, Fleckenamphiboliten, Skapolithamphiboliten, Strahlsteinfelsen und -schiefern, Marmoren, Silikatmarmoren, Disthen-Granat-Glimmerschiefern, Zweiglimmer-Paragneisen, Hornblende-Biotitgneisen etc. Dazwischen finden sich stets reichlich saure, injizierte Orthogneise eingeschaltet. Vereinzelt kommen auch serpentinierte Peridotite vor.
17. Zone mit vorwiegenden Injektionsgneisen, z. T. auch biotitreichen Orthogneisen. Darin oft Einschaltungen von Hornblendegneislagen und kleinen, verfalteten Amphibolitlinsen mit eklogitischen Kernen (Frunz). Diese Zone keilt gegen E beinahe vollständig aus. In ihren tiefsten Regionen sitzt eine mächtige Aplitgneisintrusivmasse.
18. Zone von Contra-Vallone mit z. T. sehr mächtigen Marmoren im N und grossem Reichtum an mannigfaltigen Kalksilikatgesteinen (z. B. Diopsid-Epidot-Plagioklasfelse, Hornblende-Diopsid-Epidotfelse, Epidot- und Diopsidfelse, Epidotquarzite etc.), Silikatmarmoren (z. B. granatführenden Hornblende-Diopsid-Skapolithmarmore etc.); auch ganz vereinzelte Dolomitlinsen. Sehr charakteristisch sind die zwischen den kalkreichen Sedimenten eingeschalteten feinkörnigen, mikroklinreichen Biotit-Alkalifeldspatgneise mit hornfelsartiger Struktur. Mit diesen Gesteinen sind meistens zahlreiche Amphibolitbänder und -linsen, seltener Granatamphibolite oder gar Eklogitamphibolite vergesellschaftet. Ein Vorkommen letzterer zeigt sehr schöne Kontakterscheinungen an einem Marmor (extrem dia- bis poikiloblastische, z. T. grobkörnige Kalksilikatfelse). Zu den basischen Gesteinen gehören auch Strahlsteinfelse und -schiefer,

Hornblendite etc. Im Gefolge mit allen diesen Gesteinen finden sich reichlich Ortho- und Paragneisbänder und -lagen, vorwiegend Biotit- und Zweiglimmergneise, sowie granat- und disthen-, auch sillimanit-führende glimmerreiche Gneise bis Glimmerschiefer in enger Wechselagerung, z. T. auch mit obigen kalkreichen Gesteinen. Grosse Pegmatite sind ebenfalls häufig vertreten. Gegen den südlichen Teil der Zone reichern sich die konkordant in den Nebengesteinen eingelagerten Amphibolite stark an. Den S-Rand der Zone bildet ein langgestreckter, oft sehr mächtiger Augengneiszug (ophtalmitischer Zweiglimmer- oder Biotitgneis mit mikroklinreichen, pegmatitischen Augen). Derselbe keilt, indem er sich mit anderen Gneisen verfingernt, gegen E und W aus.

19. Injektionsgneiszone von Ponte Brolla: Im W mächtiger, stockartiger Körper von sehr hellen, injizierten Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisen, welcher sich gegen E allmählich verliert, d. h. wahrscheinlich in die Tiefe sinkt. Häufig sind z. T. stark veränderte Paragneise und Amphibolite eingelagert. Im südlichen Teil wenig mächtige Amphibolit-Paragneiszüge, auch merkwürdige, schieferige Gesteine (z. B. sillimanit- und disthenführende Oligoklas-Chloritschiefer). Gegen E erscheint die Zone stark zusammengedrängt, zusammen mit den Amphiboliten treten dort auch Kalksilikatgesteine auf.
20. Zone von Orselina mit grossem Reichtum an Amphiboliten, welche noch hie und da epidot- und diopsidreiche Kalksilikatgesteinsschmitzen, auch Linsen von Strahlsteinfels oder -schiefer einschliessen und reichlich von Quarz-Plagioklasadern durchdrungen sind. Dazu treten grobflaserige Zweiglimmergneise, feinkörnige biotitreiche Gneise, saure Ortho- und Injektionsgneise, mehrere Bänder von Augengneisen, sowie zahlreiche grössere und kleinere Pegmatite, welche ihre älteren Nebengesteine meist diskordant durchbrechen und von der alpinen Metamorphose wenig beeinflusst sind. Ganz vereinzelt treten merkwürdige Kalksilikatfelse (Augit-Anorthitfelse) im Zusammenhang mit strahlsteinführenden Gesteinen auf. Gegen E lässt sich diese Zone immer schwieriger von der Zone von Contra abtrennen; dies ist wohl der Grund, warum sie von KÜNDIG im Profil des Verzascatales nicht mehr ausgeschieden wurde.
21. Zone von Locarno s. str. = ausserordentlich komplexe Gesteinsserie mit im nördlichen Teil spärlich von Amphiboliten durchzogenen, vorwiegenden Orthogneisen (gewöhnliche Biotitgneise, grobflaserige Biotit- und Zweiglimmergneise, Augengneiszüge, Injektionsgneise). Oft herrscht eine starke tektonische Verwalzung und Mylonitisierung (saussuritisierte und serizitisierte Feldspäte, chloritisierte Biotite). Pegmatitische Injektionen sind auch hier noch reichlich zu finden. — Südlicher tritt eine mit verschiedenen Gneisen, auch mit Amphiboliten verkeilte und sich verfingernde, langgestreckte und stark verschiefterte Granitmasse auf (nördlich Solduno). Mächtige konkordante wie auch diskordante Pegmatitinjektionen sind hier besonders häufig. Ganz im S endlich finden sich Paragneise (Sillimanit-Biotit- und Chlorit-Serizitgneise, oft stark verschieftert und in Vergesellschaftung mit quarz- und feldspatreichen Gesteinen). Dazu kommen noch flaserige Zweiglimmergneise und intensiv von pegmatitischen Adern durchschwärmte Gneise wechselnden Charakters. Letztere verschwinden schliesslich als südlichste Aufschlüsse unter den

Alluvionen des Maggiadeltas. Diese südlichsten Gesteine gehören bereits zum nördlichen Teil (Übergangszone) der Zone von Arcegno (vgl. P. WALTER).

Die wichtigsten obgenannten Zonen sind in der von P. WALTER, R. KERN und vom Verfasser zusammengestellten Kartenskizze des westlichen Teils der Tessiner Wurzelzone eingetragen (Fig. 1). Auf

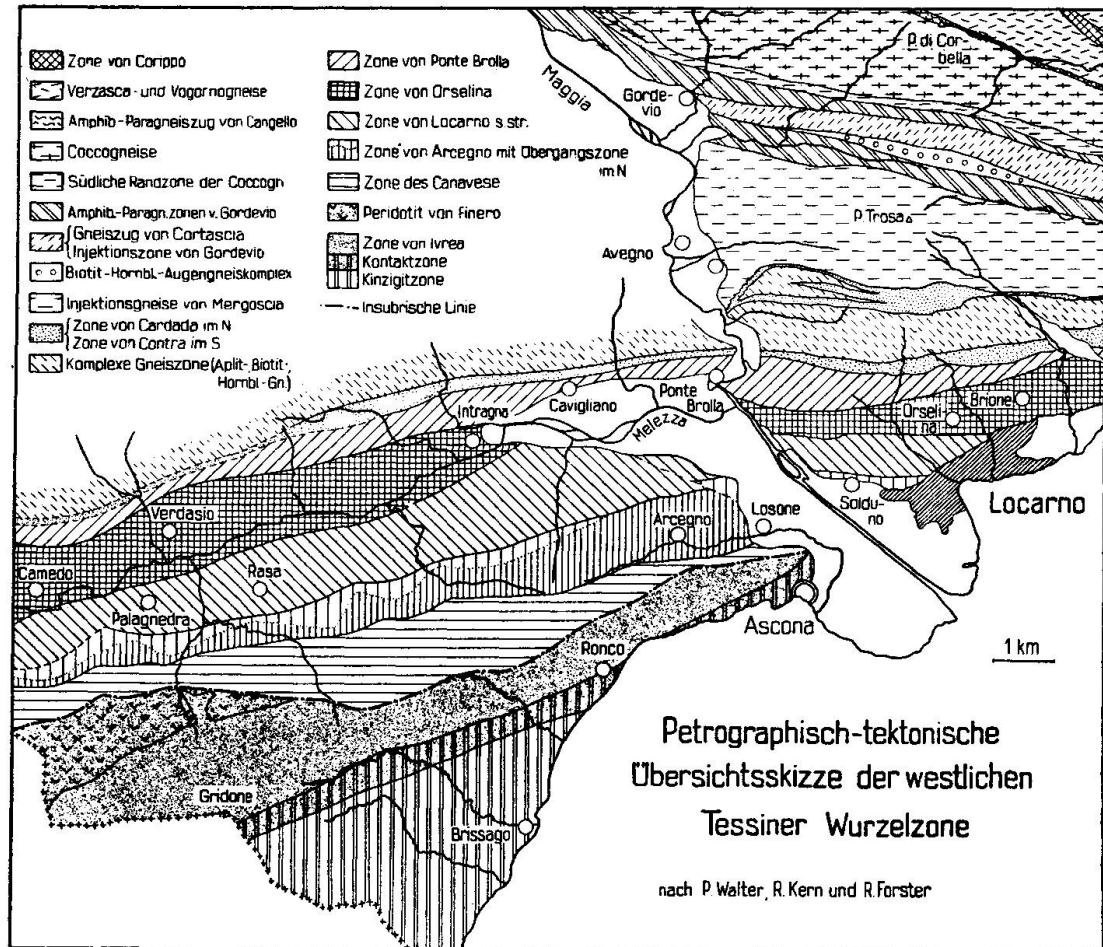


Fig. 1.

sie beziehen sich auch die nachfolgenden Erläuterungen über die Tektonik des Gebietes zwischen unterm Maggia- und Verzascatal. Dieselbe zeigt auf den ersten Blick keine bedeutenden Komplikationen. Im S herrscht bei einem Nordfallen von ca. $60-80^\circ$, das infolge starker Hakenwurfbildungen oft einen Betrag von weniger als 40° annehmen kann, ziemlich genau ostwestliches Streichen. Mit zunehmender geographischer Breite richten sich die Schichten

bis zur Saigerstellung auf, um schliesslich ganz im N, beim Pizzo Orgnana, bereits ziemlich flach in entgegengesetzter Richtung, d. h. gegen S bis SW, einzufallen. Auch dreht dort das Streichen vom Verzasca- gegen das Maggiatal hinüber sehr stark gegen N ab. Bei der Brücke von Aurigeno-Moghegno streichen die Schichten annähernd SE—NW und fallen zunächst steil, mit zunehmender Höhe hingegen flacher gegen SW ein.

Von E nach W besteht somit eine starke Divergenz in den Streichrichtungen. Dadurch erfolgt ein Abbiegen eines Teiles der Wurzelzone gegen N, in die bereits seit langer Zeit bekannte Maggia-Querzone, welche von PREISWERK als eingefalteter Deckenrand, von KÜNDIG hingegen als Doppelwurzel aufgefasst wurde (28). Gleichzeitig konstatiert man auch ein Umbiegen der im S saiger stehenden Deckenwurzeln bis zu horizontaler Lagerung in den Scheitelregionen im N (vgl. geol. Querprofil durch die Tessiner Alpen (28)).

Durch die Divergenz in den Streichrichtungen verlieren die zwischen mächtigen Gneissmassen eingeklemmten sedimentären Züge jedoch ihren Zusammenhang nicht, wohl aber schwellen die ersteren in dem so entstehenden, keilförmig oder fächerartig sich ausweitenden Raum zu mächtigen, kuppelförmigen Gebilden an. Diese Erscheinung ist vielleicht von eminenter Bedeutung für die Erklärung des Raumproblems der Injektionsgneise mit Stoffzufuhr von einem Ausmass, wie es hier angenommen werden muss. Denn es kann wohl kaum das gesamte aplitisch-pegmatitische Injektionsmaterial rein endogener Herkunft sein. Diese Betrachtungen gelten insbesondere für die Injektionsgneise von Mergoscia-Avegno, welche die mächtigen, zentralen Partien des ganzen Fächerbaues einnehmen. Effektiv nimmt auch die Intensität der Injektion von E gegen W stark zu. Sicher muss (wie aus den nachstehenden Beobachtungen hervorgeht) für das älteste Gneisssubstrat, in welches je eine Injektion erfolgte, höheres Alter angenommen werden als für die Kalksilikatzüge, die einst als Sedimente auf einer Gneisunterlage gebildet wurden. Durch die nachträglich aufgetretene Injektion fand aber auch eine intensive stoffliche Beeinflussung der Sedimentgesteine statt, welche oft massenhaft Mikroklin führen und von quarz- und mikroklinreichen Äderchen durchschwärmt sind. Vielmals erscheinen Kalksilikatgesteine so innig mit Injektionsgneisen verschweisst, dass zwischen beiden Gesteinen keine scharfe Grenze mehr existiert. Die Feldbeobachtungen und mikroskopischen Untersuchungen zeigen jedoch, dass die Deformationsbilder in grösseren

Sedimentmassen wesentlich starrer sind (Bruchbildungen, Flexuren) als in den eng mit ihnen benachbarten Injektionsgneisen (allmählich ausklingende Fältelung). In diesen Gneisen wirkten sich Deformationen bei den alpinen tektonischen Vorgängen infolge erhöhter Stoffmobilität im Gesteinsinnern (wohl bedingt durch intensive thermische Einwirkungen grösserer, in der Tiefe sitzender Magmamassen) mehr in plastischen Verformungen aus.

Es mag nicht unnütz sein, an dieser Stelle noch auf eine Feststellung hinzuweisen, welche vom Verfasser anlässlich einer im Früh-

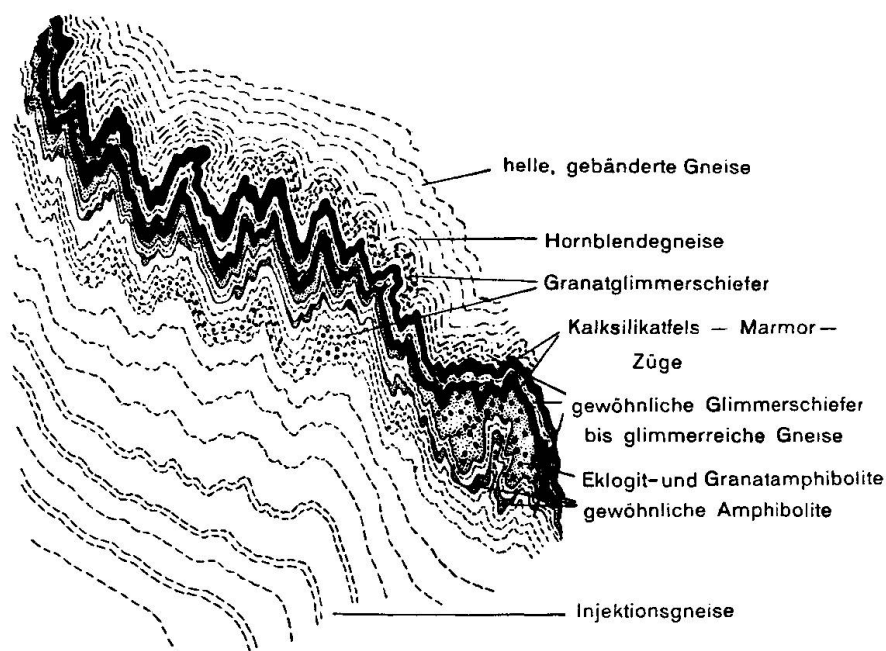


Fig. 2. Zone von Cardada bei Avegno.

jahr 1943 durchgeführten Untersuchung der Graphitvorkommen von Mti. Morera (Val Traversagna) gemacht wurde. Dort liegen unter den graphitführenden Schiefern und Gneisen merkwürdige, brekziöse, ausserordentlich stark verwitterte Horizonte, in welchen wenig gerundete Bruchstücke von injizierten Gneisen gefunden wurden. Da höchst wahrscheinlich das Alter jener graphitführenden Schichten als karbonisch anzunehmen ist, handelt es sich vermutlich um permotriassische Verwitterungshorizonte (Terra-rossa-Bildungen) in verkehrter Lage. Die in diesen enthaltenen Gneiskomponenten besagen, dass die kristalline Unterlage der ersten Sedimente schon vor deren Ablagerung Gneischarakter besessen haben

muss. Zudem wäre damit auch festgelegt, dass die ältesten Injektionen schon zu vorpermokarbonischer Zeit erfolgt sind.

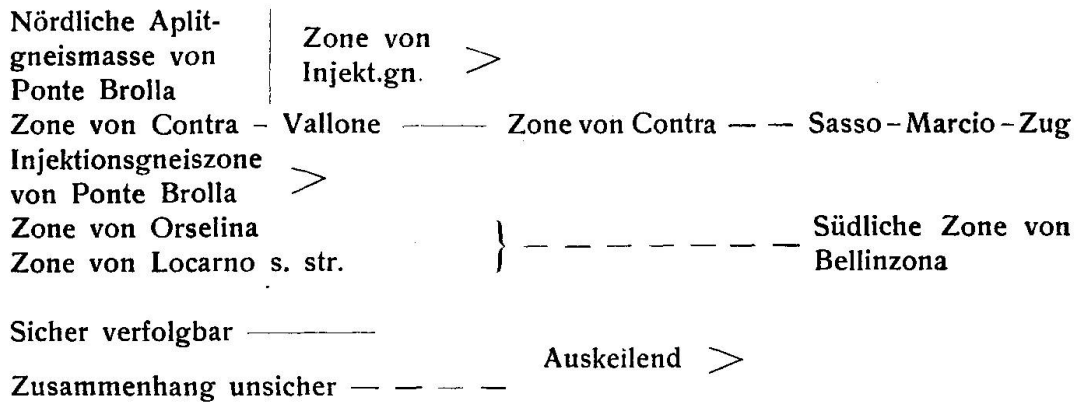
Gewissermassen eine tektonische Sonderstellung nimmt die Zone von Cardada ein, welche der skizzierten Fächerstruktur der Wurzel teils konform verläuft, teils dieselbe auch schief durchschneidet, was besonders im W bei Avegno schön sichtbar ist. Die Bänderung der Injektionsgneise steht in den mächtigen Felswänden unmittelbar östlich Avegno di fuori beinahe saiger. Gegen den Amphibolit-Kalksilikatzug hin stellt sich eine sehr intensive Faltung in der sonst stets gleichmässigen Paralleltextur ein. Der in die gefalteten, an jener Stelle glimmerreicheren Gneise eingewickelte Sedimentzug durchquert in ca. $50-60^{\circ}$ gegen S einfallender Richtung die ganze Gneismasse. Seine Faltenachsen steigen wahrscheinlich gegen E an. Fig. 2 zeigt ein schematisch dargestelltes Profil durch die Region des Sedimentzuges bei Avegno di fuori. Aus dem merkwürdigen Verhalten der Zone von Cardada gegenüber den tektonischen Hauptleitlinien zu schliessen, muss wahrscheinlich bereits vor ihrer Zusammenpressung und intensiven Faltung eine ältere Strukturanlage bestanden haben, die dann durch spätere Bewegungsphasen von teilweise anderer Richtung überprägt wurde. Zugleich kommt dadurch ein kuppelartiger Bau der nördlich an die Zone von Cardada anschliessenden, mächtigen Injektionsgneismasse zum Ausdruck. Im Verzascatal ist die Zone von Cardada durch kaum mehr als 3—400 m Gneis von der Zone von Contra getrennt. Sie führt mitten durch das Val Croso (an der Strasse Contra-Mergoscia), wo sie von KÜNDIG wohl infolge der grossen Ähnlichkeit der grünen Kalksilikatgesteine mit den sie begleitenden Gneisen übersehen und nicht mehr weiter nach E verfolgt wurde. Höchst wahrscheinlich dürften ihr die von WANG (56) beschriebenen Eklogitamphibolite zwischen Mti. di Ditto und Mti. di Motti (linke Verzascatalseite) zuzurechnen sein.

Zwischen den mächtigen Intrusionsmassen des Leventina- und des Antigoriogneises, d. h. zwischen Tessinerkulation und Tosakulation, befindet sich im E zunächst ein Gebiet vorwiegend horizontal liegender Gneismassen, die Verzascagneise. Darauf folgt im W eine ca. N—S verlaufende Zone mit muldenartig einfallenden Gesteinsschichten, das Gegenstück beider Kulminationen, die Maggiaquerzone oder Maggiadepression. Der sowohl in stratigraphischer, wie auch in petrographischer Hinsicht auffallend symmetrische Bau ihrer Flanken lässt in dieser Depressionszone weit eher den Charakter einer Mulde im Sinne von PREISWERK

als denjenigen einer Doppelwurzel (KÜNDIG) vermuten. Die Maggia-depression, welche in ihrem nördlichen Teil in nordsüdlicher Richtung verläuft und gegen W überkippt erscheint, biegt im unteren Maggiatal gegen E ab und mündet in die Hauptwurzelzone ein. Den Kern der Maggiaquerzone bilden die Coccogesteine, Grano- bis Quarzdiorite, welche im N oft beinahe massig, gegen die Wurzelzone hin jedoch immer mehr kristallisationsschieferig entwickelt sind. Randlich werden dieselben von älteren Paragesteinen flankiert, welche zum Teil die Zonen 3, 4, 10, 11, 12 und 14 aufbauen. Die antiktinal von Paragneisen, Amphiboliten und Marmoren umhüllte südliche Antigoriogneiszunge taucht bei Someo unter die Maggia-alluvionen. Ihre Fortsetzung muss im S zwischen den Coccogneisen bei Gordevio und den Injektionsgneisen von Avegno durchziehen, so dass die Zonen von Gordevio als stark zusammengestaute Falten zu interpretieren wären, deren Schenkel parallel gepresst wurden.

Parallelisierung der Zonenfolgen zwischen Maggiatal und Bellinzona

Maggia - Verzascatal	Verzascatal (KÜNDIG)	Bellinzona (KNOBLAUCH)
Zone der Verzascagneise —————	Verzascagneise	
Zone von Corippo — — — — —	— — — — —	Castionezug
Randzone der Verzascagn. — — —	Vogornogneise ———	Vogornogneise
Paragneiszug von Cangello — — —	Gaggiozug —————	Gaggiozug
Nördliche Randzone der Coccogn.	Injektionsgneise von Mergoscia	
Zone der eigentlichen Coccogneise —————	Coccogneise ——— — — —	
Grosse Mylonitzone		
Hornblendediorit-amphibolit- komplex >		
Hornblendeführende Randfazies der Coccogneise		
Südliche Randzone der Coccogn.		
Nördliche Zone von Gordevio		
Gneiszug von Cortascia >		
Injektionszone von Gordevio		
Augiger Biotit-Hornblendegneis- komplex >		
Südliche Zone von Gordevio		
Komplexe Injektionsgneiszone von Mergoscia-Avegno ———	Injektionsgneise von Mergoscia ———	Injektionsgneise von Arbedo
Zone von Cardada —————	Val Croso - Zug — —	Nördliche Zone von Bellinzona

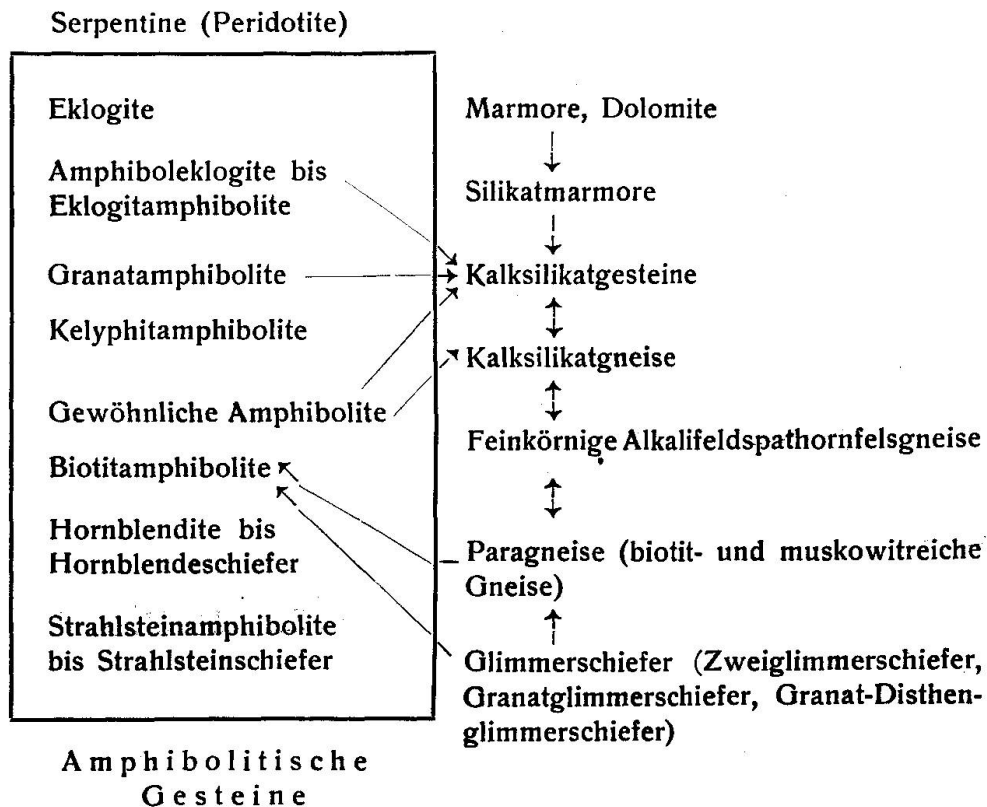


DIE MULDENZONEN

Die metamorphen Sedimente und ihre Begleitgesteine

Eine Zusammenfassung der hierunter zu verstehenden, wichtigsten Gesteine der Tessiner Wurzelzone gibt uns folgendes

Übersichtsschema



Zwischen räumlich weitaus bedeutenderen und einheitlicher gebauten Gneismassen eingeklemmte Zonen komplexer Zusammensetzung mit z. T. sicher sedimentären Elementen wurden schon von früheren Autoren (PREISWERK, KÜNDIG) in analoger Weise wie in anderen Gebieten als Muldenzonen aufgefasst. Sie bilden die synklinal zwischen den Decken eingefalteten Sedimenthüllen der Deckenkerne, in den frühesten Embryonalstadien des alpinen Deckenbaues wohl einfach die normale Sedimentbedeckung eines kristallinen Unterbaues. Aus vielen, schon im Permokarbon und in der Trias vorhandenen Schichtlücken muss auf eine bereits frühzeitig aufgetretene tektonische Unruhe im kristallinen Untergrund geschlossen werden. Wahrscheinlich gab diese zu bedeutenden Schwellenbildungen Veranlassung. Ein zu erwartender symmetrischer Aufbau dieser Muldenzonen lässt sich nur noch in wenigen Fällen mit Deutlichkeit erkennen.

Unzweifelhafte, stofflich relativ wenig veränderte metamorphe Sedimentgesteine zeichnen sich vor allem durch ihren extremen, den Eruptivgesteinen fremden Chemismus aus. In dieser Hinsicht können wir etwa unterscheiden:

- c-reiche Gesteine (Karbonatgesteine, graphitreiche Gesteine)
- c- und si-reiche Gesteine (Kalksilikatgesteine, Quarzite)
- al-reiche Gesteine (granat-, disthen-, sillimanit-, glimmer-, feldspatreiche Gesteine, Gneise, Glimmerschiefer).

Eng, jedoch nicht ausschliesslich mit obiger Gesteinsgruppe vergesellschaftet und in bezug auf Häufigkeit jene oft übertreffend, erscheint die Gruppe der basischen oder der amphibolitischen Gesteine i. w. S. mit folgenden wichtigsten Repräsentanten:

1. Eklogite (zwischen Maggia- und Verzascatal fehlend)
2. Eklogitamphibolite (x)
3. Granatamphibolite (xx)
4. Kelyphitamphibolite (xx)
5. Gewöhnliche Amphibolite (xxxx)
6. Biotitamphibolite (xxx)
7. Strahlsteinfelse und -amphibolite (xx)
8. Hornblendite und Hornblendeschiefer (x)
9. Massige Hornblendediorite (selten),

wobei die Anzahl der x ihre relative Häufigkeit kennzeichnen soll. Wie aus den Untersuchungen vieler anderer Autoren ersichtlich ist (ESKOLA, HEZNER, MARCHET, WANG etc.), besitzen diese Gesteine im

Mittel etwa gabbroiden Chemismus. Sie sind nicht nur in der alpinen Wurzelzone, sondern auch in anderen Gebieten, wie z. B. Norwegen, Österreich, in verschiedenen Teilen Deutschlands, in Frankreich, Italien, England, Amerika (Canada) weit verbreitet. Ja, es zeigt sich mehr und mehr, dass ihnen, besonders wenn man auch die ebenso eng mit ihnen vergesellschafteten Peridotite und Serpentine dazurechnet, in metamorphen Gesteinsprovinzen ein ubiquitärer Charakter zukommt. Im alpinen Faltungsgebiet werden die amphibolitischen Gesteine vielfach dem Sammelbegriff „Grüngesteine“ untergeordnet.

Zwischen den beiden Gruppen der Karbonatgesteine und der amphibolitischen Gesteine steht diejenige der Kalksilikatgesteine mit Vertretern von ausserordentlich grosser mineralogischer (21 verschiedene Mineralien im „granito nero“ von Castione) und struktureller Mannigfaltigkeit. Nach ihrer Mineralführung lassen sich die Kalksilikatgesteine zwischen Maggia- und Verzascatal wie folgt einteilen:

1. Karbonatarme Kalksilikatgesteine	mit: Diopsid	} in wechselnden Mengenverhältnissen
	Epidot	
	Hornblende	
	Strahlstein	
	Plagioklas	
	(Anorthit)	
	Quarz	
	Skapolith	
2. Karbonatreichere Kalksilikatgesteine, Silikatmarmore (z.T. Typus Castione nero)	Granat	} in z. T. äusserst reichhaltigen Mineralkombinationen
	Mikroklin	
	mit: Calcit	
	Diopsid	
	Hornblende	
	Strahlstein	
	Skapolith	
	Epidot, Klinoz.	
	Quarz	
	Granat	
	Phlogopit	
	Plagiokl. (Anorth.)	
	Mikroklin	

Reine, nur karbonatführende Endglieder der Kalksilikatgesteine liegen in den Marmoren und Dolomiten vor, doch sind die letzteren zwischen unterem Maggia- und Verzascatal nur spärlich vertreten.

Ein Gegenstück der als metamorphe Sedimente der Wurzelzone anzusprechenden Karbonat- und Kalksilikatgesteine bilden die ton-

erdreichen Paragneise und Glimmerschiefer (Alumosilikatgesteine nach P. NIGGLI (37)). Unter den Glimmerschiefern sind besonders zu unterscheiden:

1. Zweiglimmerschiefer
2. Biotitschiefer, Chloritschiefer
3. Disthenglimmerschiefer, oft mit Granat
4. Granatglimmerschiefer
5. Granat-Disthen-Sillimanit-Zweiglimmerschiefer.

Da sich die Glimmerschiefer von alumosilikatreichen Gneisen, den Paragneisen, nur durch zurücktretenden Feldspatgehalt unterscheiden, existieren zwischen diesen beiden Gesteinstypen alle Übergänge. Paragneise sind wohl die weitaus dominierendsten metamorphen Sedimente der Wurzelzone des tessinischen Gebietes. Zu ihren wichtigsten Varietäten gehören:

1. Schieferige, meist grobfaserige Zweiglimmergneise bis -schiefer mit wechselndem Mengenverhältnis von Muskowit und Biotit (häufig granat-, disthen- oder sillimanitführend)
2. Augengneise (meist biotit- und muskowitführend, Mikroklin-
augen)
3. Glimmerreiche Plagioklasgneise
4. Feinkörnige biotitreiche Plagioklasgneise
5. meist sehr feinkörnige, glimmerarme, mikroklinreiche Biotit-Alkalifeldspathornfelsgneise (evtl. metamorphe Psammitgneise).

Die meisten dieser Paragneistypen können nicht mit Sicherheit als reine Paragesteine aufgefasst werden, obwohl sie sehr häufig, ja sozusagen vorwiegend in engstem Verbande mit letzteren angetroffen werden. Jedenfalls findet man sie auch in Übergängen zu Orthogneisen und über Hornblende-Biotitgneise zu gewöhnlichen Amphiboliten.

Bei den Augengneisen handelt es sich sogar in den meisten Fällen um Mischgesteine, indem die Augen ausgesprochenen Injektionscharakter besitzen und durch ihr Zurücktreten sich Übergänge in faserige, glimmerreiche Zweiglimmer- und Biotitgneise anbahnen. Aber auch porphyrische Randfazien grosser Granitgneismassen besitzen (indessen bei anderer Augenstruktur) sehr ähnlichen Charakter. Ein typisches Beispiel dieser Art bilden Augengneise von der Stirn- und Rückenregion der Leventinadecke.

Trotz dem Vorwiegen von Paragesteinen in den Muldenzonen fehlen auch saure, die Sedimentzüge voneinander trennende Ortho-

gneissmassen (-bänder und -lamellen) nicht. Ihre Mächtigkeit kann nicht selten beträchtliche Dimensionen erreichen, so dass sich oft der Zusammenhang zwischen einzelnen Paragesteinszügen zu verlieren scheint.

Die Abgrenzung zwischen Ortho- und den bis heute als Paragneise aufgefassten Gesteinen¹⁾ ist somit grösstenteils eine recht fragliche, so dass eigentlich bezweifelt werden muss, ob nicht alle Übergänge vorhanden sind. Einerseits besteht die Möglichkeit, dass durch intensiven Stoffaustausch zwischen Gesteinen verschiedener Zusammensetzung eine Verwischung ihrer ursprünglich scharfen Grenzen eingetreten ist, andererseits ist wohl auch eine durch starke Stoffzufuhr bedingte, weitgehende Homogenisierung eines Mischgesteins denkbar. Lässt sich die Stoffzufuhr, hier vorwiegend pegmatitisch-injektiver Art, eindeutig vom Substrat trennen und lokalisieren, so kann wohl mit Sicherheit auf Mischgesteinsnatur geschlossen werden. Im anderen Falle haben Substrat und zugeführtes Material von einem frühen Zeitpunkt ab gemeinsam unter so ähnlichen Bedingungen gestanden, dass die Unterscheidung eines Mischgesteins von einem syngenetisch durch Druck verformten, rein magmatischen Erstarrungsgestein problematisch wird. Unsere Kenntnisse über Aufschmelzungsprozesse, Anatexis und Metasomatose in den tieferen Zonen der Erdkruste und speziell über die sie beweisenden Phänomene sind ja immer noch sehr lückenhaft (vergl. SEDERHOLM, ESKOLA, BRØGGER, WEGMANN, DRESCHER-KADEN u. a.). Doch soll sich vorliegende Arbeit im weiteren nicht mehr mit diesen sehr aktuellen Problemen befassen.

DIE AMPHIBOLITISCHEN GESTEINE

A. Allgemeines

Die Vertreter dieser bereits von zahlreichen Autoren beschriebenen, jedoch in ihrer genetischen Deutung vielfach noch unklaren Gesteinsgruppe finden sich nicht nur in der Tessiner Wurzelzone, sondern in sämtlichen orogenen Gebieten weit verbreitet. Da sie in zahlreichen Vorkommnissen zwischen unterem Maggia- und Ver-

¹⁾ Hauptsächlich aus Gründen, die aus dem Vergleich ihrer chemischen Zusammensetzung mit derjenigen anderer Gesteine sich ableiten.

zascatal einen nicht unwesentlichen Beitrag zur Mannigfaltigkeit der dortigen Gesteinsvergesellschaftung liefern, erwies sich die Notwendigkeit einer eingehenden Untersuchung dieser interessanten Gesteine als unumgänglich.

Unter die Gruppe der amphibolitischen Gesteine wurden nebst gewöhnlichen Amphiboliten, Biotitamphiboliten, Strahlsteinamphiboliten etc. auch Eklogite, Eklogitamphibolite, Granat- und Kelyphitamphibolite, Hornblendite, Strahlsteinfelse und -schiefer, sowie auch gewisse grobkörnige Hornblendediorite einbezogen, alles Gesteine, unter denen gegenseitig eine enge Verknüpfung besteht. Dieser Name als Sammelbegriff rechtfertigt sich jedoch deshalb, weil mit Ausnahme der Eklogite und eventuell auch der Eklogitamphibolite alle oben erwähnten Gesteine als wichtigen Hauptgemengteil das Mineral *Hornblende* oder *Amphibol* führen, welches schon durch seine Variationsbreite im Chemismus, als auch in der Verschiedenheit seiner morphologischen Entwicklung den betreffenden Gesteinen einen sehr wechselvollen Charakter verleiht. Ganz besonders aber fordert die ausserordentlich enge und sehr stark ausgeprägte Verwandtschaft und Verknüpfung derselben eine Zusammenfassung zu einer einheitlichen Gruppe. Trotz gelegentlicher Übergänge amphibolitischer Gesteine in Gneise, Kalksilikat- und Karbonatgesteine bilden sie im grossen und ganzen einen geschlossenen Komplex von selbständiger Stellung.

1. GEOLOGISCHES AUFTRETEN, LAGERUNGSFORMEN

Die Amphibolite, worunter im folgenden sämtliche unter dem Begriff amphibolitische Gesteine zusammengefassten Varietäten gemeint sind, bilden im nördlichen Teil der Tessiner Wurzelzone mehr oder weniger scharf gegen ihre Nebengesteine abgegrenzte, meist sehr langgestreckte Bänder, Lamellen, plattige, oft gefaltete oder verdrehte, auch zusammengestaute Körper, perlschnurartig aneinandergereihte Linsen oder fladenähnliche Gebilde. Dieselben rufen, besonders wenn es sich um grössere Amphibolitmassen handelt, häufig starke, geschwulstartige Aufblähungen in den Nebengesteinen (vorwiegend in Gneisen und Schiefen) hervor; so spricht z. B. GANSSER (18, 421) von „buckelartigem Auftreiben“ von Gneisplatten durch Amphibolite in den Ophiolithzonen des Splügenergebietes. Meistens lässt sich ein allseitiges Ausdünnen grösserer Amphibolitkörper unter Auflösung in schwächere Bänder konstatieren. Infolge

vielfach ungünstiger Aufschlussverhältnisse (Schutt- und Moränenbedeckung, vegetative Überwucherung und starke Oberflächenverwitterung der Gesteine) konnte nur in wenigen Fällen ein stumpfes Auskeilen plattiger Amphibolitkörper in den sie umhüllenden Gneisen festgestellt werden.

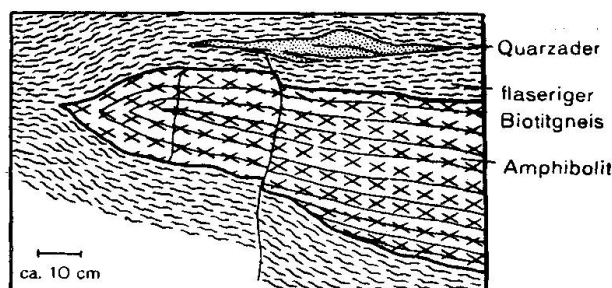


Fig. 3. Auskeilender Amphibolit in flaserigen Biotitgneisen. Kleine Bachrinne an der Mte. Brè-Strasse.

Eine sehr wichtige Tatsache ist die, dass praktisch sämtliche Amphibolite zwischen unterem Maggia- und Verzascatal konkordant in ihre Nebengesteine eingelagert sind, mit der Längserstreckung parallel der Streichrichtung, also E—W verlaufend. Diskordante Amphibolitgänge von allerdings recht bescheidenen Dimensionen werden einzig von KÜNDIG (27) im Val Calanca und von KNOBLAUCH im Val Tri erwähnt.

Über die Formentwicklung der Amphibolitkörper lässt sich nur an guten Aufschlüssen in den zahlreichen Bachrinnen, welche den senkrecht zum Streichen verlaufenden Verwerfungen folgen, oder an tiefen Terraineinschnitten, z. B. den steilen Felswänden gegen das Maggia- und das Verzascatal, ein Einblick gewinnen. Diesbezügliche Beobachtungen in Querprofilen ergaben häufig linsen- oder kissenförmige Querschnitte von Amphibolitkörpern. Ein Beispiel zeigt Fig. 4.

Von Stöcken sollte besser nicht gesprochen werden, da, sofern Eruptivnatur vorausgesetzt, niemals ein dieser Formbezeichnung entsprechendes Eindringen eines Amphibolites in seine Nebengesteine (etwa in der Art eines Granitbatholithes) festgestellt werden kann. Auch fehlt jegliche sichtbare Verbindung mit einem Magmaherd in der Tiefe, und vor allem findet kein diskordantes Durchbrechen von Nebengesteinen statt, was z. B. von einem Eruptivstock zu erwarten wäre. Die Amphibolitmassen dünne vielmehr in der Fallrichtung nach oben und unten aus und verlieren sich schliesslich

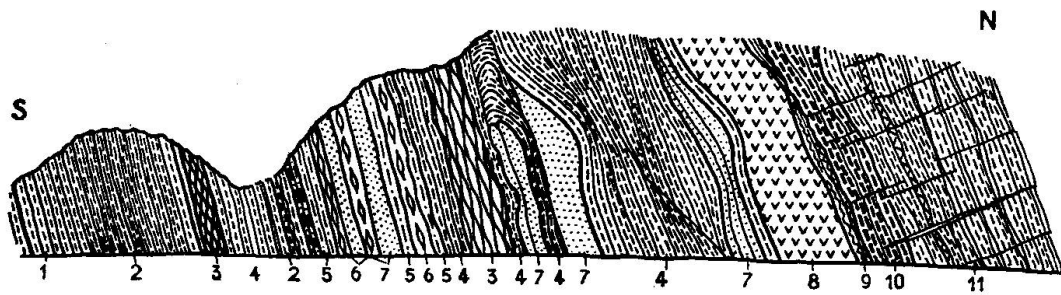


Fig. 4. Profil durch die Amphibolitzone von Orselina bei der Strasse Brione-Mondaccio (unter der Navegnabachbrücke).

- | | |
|---|---|
| 1 Feinkörn., saure Biotitgneise | 7 Gewöhnliche Amphibolite |
| 2 Mittelkörn., biotitreiche Muskowit-Biotitgneise | 8 Saurer, aplitischer Muskowitgneis (evtl. mylonitis. Pegmatit) |
| 3 Grobflaserige Biotitgneise | 9 Ruschelzone |
| 4 Feinkörn., biotitreiche Gneise | 10 Fein- bis mittelkörn., biotitreiche Gneise |
| 5 Biotitamphibolite | 11 Injektionsgneise |
| 6 Augengneise | |

Profillänge ca. 10 m

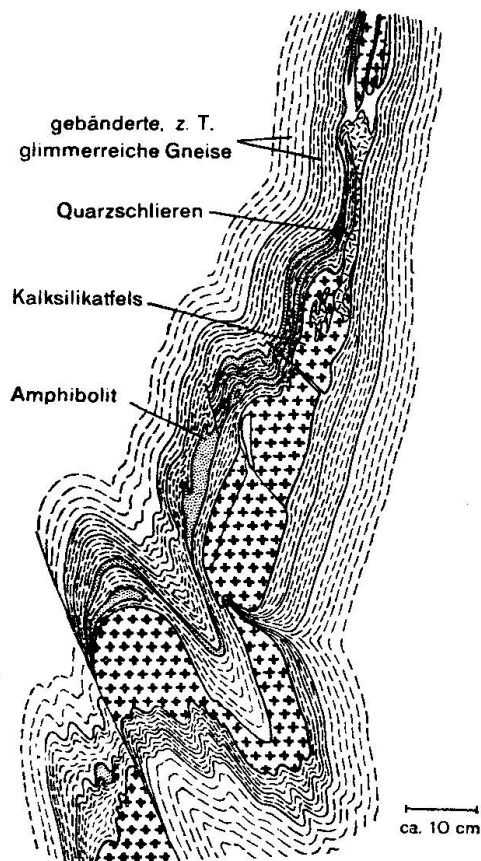


Fig. 5. Amphibolit- und Kalksilikatbänder, in Gneisen eingefaltet. Bei Monteggia.

in kleine, zwischen den sie begleitenden Gneisen und Kalksilikatgesteinen eingeklemmte, abgerissene Fetzen.

In der Zone von Cardada konnten zwischen den oberen und unteren Alphütten von Monteggia eng mit Kalksilikatgesteinen assoziierte Amphibolitbänder mit darmartig gewundener und geknickter Faltung bis Miniaturfältelung beobachtet werden (Fig. 5).

Die Dimensionen der Amphibolitkörper schwanken im allgemeinen innerhalb weit auseinander liegender Grenzen. Bei den Amphiboliten südlich der Zone von Contra handelt es sich vorwiegend um zentimeterdünne, selten bis zu 10 m mächtige, in ihrer Längserstreckung vielleicht von einigen Dezimetern bis zu Hunderten von Metern messende Platten und fladenartige Körper, die fast stets einen stark ausgewalzten Eindruck erwecken. Demgegenüber unterscheiden sich die mehr dicklinsigen, stark aufgetriebenen und intensiv gefalteten Amphibolitmassen der Zone von Contra und insbesondere derjenigen von Cardada in ihren Dimensionen kaum von den ersteren. Ihre Dicke erreicht häufig 3—6 m.

Die oft zahlreichen und mächtigen, granat- und pyroxenfreien Amphibolite in den Hüll- und Einlagerungsgesteinen der Coccoogneise bilden Bänder und Lagen in mehrfacher Repetition oder lagergangartige, wahrscheinlich blattförmige Körper von grosser Längserstreckung.

Als sehr verwitterungsbeständige und zähe Gesteine vermochten grössere Massen von Amphiboliten der Gletschererosion zu trotzen; sie treten deshalb häufig in Gestalt kleinerer Rippen, Köpfe und Hügel im Gelände hervor (z. B. bei Gordola, Schlosshügel von Bellinzona). Im Felde fallen die Amphibolite infolge des relativ hohen Hornblendegehaltes meist schon aus grösserer Distanz durch ihre dunkle Farbe auf. Auch fehlt ihnen im allgemeinen der z. B. für die Gneise sehr charakteristische Flechtenüberzug. Naturgemäss kommen diese Eigenschaften bei dünnen, intensiv mit Gneisen wechsellagernden Amphibolitbändchen weniger zur Geltung. Helle, weisslichgrüne Oberflächenfärbungen finden sich bei kakiritisierten, längs Bruchflächen von Zeolithäderchen durchdrungenen, hauptsächlich feldspatreichen Amphiboliten. Bei letzteren, den leukokraten und gneisartigen Typen, verlieren sich die von den Gneisen abweichenden Eigenschaften immer mehr; sie werden deshalb im Felde leicht übersehen.

2. VERTEILUNG DER VERSCHIEDENEN VARIETÄTEN, BEGLEITGESTEINE, KONTAKTE

Untersucht man die Verteilung der verschiedenen Amphibolit-typen auf die einzelnen Zonen, so ergibt sich eine auffallende Gesetzmässigkeit. Während südlich der Zone von Contra-Vallone Eklogitamphibolite überhaupt nicht und Granatamphibolite nur spärlich gefunden werden, sind sie in der genannten Zone selbst bereits häufiger vertreten, und in der Zone von Cardada dominieren sie sogar über die anderen Varietäten. Andererseits beschränken sich die gewöhnlichen, relativ stark schieferigen Amphibolite hauptsächlich auf die Zonen von Locarno s. str. und Orselina, ferner auf die Randzonen der Coccogneise (Zonen von Gordevio etc.). Auch in der Zone von Contra dominieren noch die gewöhnlichen Amphibolite. Strahlsteinführende Amphibolite finden sich durchwegs mit gewöhnlichen, hingegen praktisch nie mit Granat- und Eklogitamphiboliten vergesellschaftet. Die gewöhnlichen Amphibolite der Zone von Cardada besitzen im Gegensatz zu den vorher erwähnten, nematogranoblastisch-kristallisationsschieferigen Typen oft einen grobgemengten und mischgesteinsartigen Charakter. Auch unter den gewöhnlichen, nematogranoblastischen Amphiboliten bestehen merkliche regionale Differenzen. So unterscheiden sich diejenigen in den Randzonen der Coccogneise von den Amphiboliten unmittelbar nördlich Locarno meist durch grobkörnigere Entwicklung.

Da sich die Zonen von Cardada, Contra-Vallone und Orselina durch einen Reichtum an besonders mannigfaltigen Amphibolittypen auszeichnen, werden im folgenden hauptsächlich die Amphibolite dieser drei Zonen ausführlich beschrieben und miteinander verglichen. Oftmals erweist es sich allerdings als nötig, auch auf Gesteine anderer amphibolitführender Zonen etwas näher einzugehen.

Eklogitamphibolite bilden stets schlierige Kernpartien grösserer Amphibolitkörper, während sie in den Randzonen letzterer in Granat- und Kelyphitamphibolite umgewandelt sind. Ähnliches gilt auch für Granatamphibolite, welche wohl kaum als Begleitgesteine von Eklogitamphiboliten fehlen, hingegen auch selbständig existieren. — Hornblendite und Strahlsteinschiefer oder -felse erscheinen oft in Form perlschnurartig aneinandergereihter, flacher Linsen oder knotiger Körper als Einlagerungen in gewöhnlichen Amphiboliten.

Von nicht zu unterschätzender Bedeutung sind die Kontakte und Verbandsverhältnisse der Amphibolite mit ihren Ne-

bengesteinen, auf Grund welcher sich weitgehende Aussagen über Genese und Altersbeziehungen von Amphiboliten machen lassen.

Wird im folgenden von Kontakt gesprochen, so ist damit lediglich das Aneinandergrenzen zweier verschiedener Gesteine ohne ihre gegenseitige Einwirkung aufeinander gemeint.

Um die Betrachtungen über Amphiboliteinschlüsse und Kontaktgesteine zu verstehen, sind zunächst die in den verschiedenen Zonen beobachteten Amphibolitbegleitgesteine etwas ausführlicher in tabellarischer Form dargestellt (S. 276).

Die Kontakte sind je nach der Art des Nebengesteins, sowie der Art und Quantität des Amphibolitmaterials sehr verschieden; einzelne Grenzen erscheinen messerscharf, andere wiederum verschwommen. Zu den letzteren Typen mit ausgedehntem Übergangsgebiet gehören vor allem die Amphibolitkontakte mit Karbonatgesteinen. Dabei grenzen Amphibolit und Karbonatgestein niemals unmittelbar aneinander, sondern werden stets (dies traf bei allen Beobachtungen des Verfassers in der gesamten Tessiner Wurzelzone zu) durch eine Kalksilikatzwischenzone voneinander getrennt.

Kontakte mit Gneisen und Glimmerschiefern zeigen entweder im Gegensatz dazu scharfe Grenzen oder es bestehen auch diffuse Übergänge über Biotitamphibolite und Hornblende-Biotitgneise. Sehr oft findet man auch noch feine Gneis- oder zusammenhängende Biotitlagen in einiger Entfernung vom Kontaktrand im Amphibolit eingeschlossen; am Kontakt gehen Amphibolit und Gneis unter Verteilung und Wechsellagerung ineinander über. Diese Erscheinung liesse sich sowohl als Wechsel von ursprünglich tonig-sandiger bis toniger mit mehr dolomitisch-mergeliger Sedimentation, als auch im Sinne einer Aufblätterung schieferiger Gesteine durch lagergangartig eingedrungenes basisches Magma (lit-par-lit-Intrusion) deuten.

Grössere Amphibolitmassen (insbesondere Eklogitamphibolite) enthalten oft schlierige, fetzige oder schollenartige Nebengesteins-einschlüsse verschiedenster Art und Grösse, welche sich in allen Stadien der Umwandlung und Auflösung befinden. Da solche Einschlüsse vielfach nicht mehr scharf vom eigentlichen Amphibolitmaterial zu trennen sind, erweist es sich als zweckmässig, sie im Zusammenhang mit ihren Wirtgesteinen zu behandeln.

Ausserordentlich mannigfaltig sind die Kontakte von Amphiboliten mit kalkreichen Nebengesteinen. Auch hier hat man lagige, knotige, schlierige oder schollenartige Kalksilikateinschlüsse in Amphiboliten zu unterscheiden. Andererseits finden sich ähnlich ausgebildete Amphiboliteinschlüsse in kalkreichen Sedimenten. Ein

Amphibolitbegleitgesteine in drei Zonen

<i>Zone von Cardada</i>	<i>Zone von Contra</i>	<i>Zone von Orselina</i>
Injektionsgneise, Orthogneise (vorw. mit Qz, Mi, Pl, Bi, ev. Ms)	Saure, z. T. stark injiz. Orthogneise (mit Qz, Mi, Pl, Bi, ev. Ms)	Relat. saure, injiz. Bi-Alkalifeldspatgneise, z.T. mit Ms
Feinkörnige Alkalifeldspat-Hornfelsgneise (mit Mi, Ol-Ab, Qz, Bi)	Feinkörnige Alkalifeldspat-Hornfelsgneise (mit Mi, Ol-Ab, Qz, Bi, Chl)	
Bi-reichere Pl-Gneise (oft qz-arm und feinkörnig)	Bi-reichere Pl-Gneise, z.T. qz-arm und gr-führend	Feinkörnige, krist.-schieferige bis grob-flaserige und mi-führende Bi-Pl-Gneise
Glimmerreichere Pl-gneise mit Feldspatäugen	Grobflaserige, glimmerreiche Zweiglimmergneise	Flaserige, glimmerreiche Zweiglimmergneise (oft gr-führend)
Hbl-Gneise	Eigentliche Augengneise (mit Mi-äugen)	Chl-Ab-Gneise
Kinzigitische Gesteine (mit reichlich Bi, Qz, An, Gr)	Qz-arme kinzigitische Gesteine (mit Lb, Bi, Gr)	Hbl-Bi-Pl-Gneise
	Mylonitbreccien mit Gneiskomponenten	
Glimmerreiche Gr-Sill-gneise bis -schiefer	Glimmerreiche, dist-führende Gneise bis Schiefer (Gr-Dist-Sill-Zweiglimmergneise bis -sch.)	
Eigentliche Glimmerschiefer (Gr-Dist-Glimmerschiefer)	Gewöhnliche Zweiglimmerschiefer, Gr-Dist-Glimmerschiefer	Gr-Sill-Zweiglimmerschiefer
Relat. selten qz- und glimmerführende Marmore (Osthang Cardada)	Lokal: Mächtige Marmore bis Silikatmarmore (bes. im N)	
Meist ± karbonatarmer Kalksilikatgesteine (mit Qz, Di, Ep, Mi, Hbl, Skap, Pl etc.)	Durchgehend Kalksilikatfelse (mit Di, Ep, Hbl, Qz, Skap, Pl, Mi etc.)	Sehr untergeordnet schwächere Kalksilikat-(Ep, Di)-einschlüsse

Abkürzungen: Quarz = Qz, Plagioklas = Pl (Ab, Ol, And, Lb, Bt, An), Mikroklin = Mi, Biotit = Bi, Muskowit = Ms, Chlorit = Chl, Hornblende = Hbl, Granat = Gr, Disthen = Dist, Sillimanit = Sill, Diopsid = Di, Epidot = Ep, Skapolith = Skap.

schlieriger, eruptivbreccien- oder tuffartiger Charakter von Amphiboliten (infolge starker Durchmischung mit exogenem Material unter sichtlicher Auflösung desselben gegen das Amphibolitinnere) spricht zweifellos zu Gunsten eines Eruptivkontaktes.

Die Beurteilung der Kontaktwirkungen (sofern nicht durch eine nachträgliche Metamorphose überprägt) gestattet uns, einzelne Rückschlüsse auf die gegenseitigen genetischen Verhältnisse zwischen Amphibolit und Nebengestein zu ziehen, d. h. auch tiefer in das Problem der Amphibolitentstehung einzudringen.

3. MINERALOGISCHE, STRUKTURELLE UND TEXTURELLE EIGENSCHAFTEN

Im Gegensatz zu den unter 1 und 2 aufgeführten Angaben sind über die hier zu beschreibenden Merkmale amphibolitischer Gesteine bereits von vielen früheren Autoren manche Einzelheiten berichtet worden. Unter den diesbezüglichen älteren Arbeiten seien übersichtshalber nur diejenigen von

GUEMBEL 1879 (Fichtelgeb.)	DUELL, 1902 (Fichtelgeb.)
SAUER, 1884 (Erzgebirge)	FRANCHI, 1902 (Biella)
LACROIX, 1891 (Loire inf.)	HEZNER, 1903 (Tirol)
IPPEN, 1892 (Bacher)	ADAMS, 1909 (Canada)
SCHALCH, 1895 (Baden)	ESKOLA, 1914 (Finnland)
DUPARC, 1898 (Mt. Blanc)	ESKOLA, 1921 (Norwegen)
JUKOWSKY, 1902 (Aiguilles Rouges)	MARCHET, 1933 (Niederösterreich. Waldviertel)

erwähnt. Noch viel zahlreicher sind die Arbeiten neueren Datums. Schon ein kurzer Vergleich der diesbezüglichen Ausführungen zeigt, dass sozusagen in allen Amphibolitgebieten der Erde nicht nur gleiche oder zum mindesten ähnliche, charakteristische Mineralien, Strukturen und Texturen, sondern auch analoge Typenassoziationen und Metamorphoseerscheinungen immer wiederkehren. Allerdings zeigen die verschiedenen Amphibolitprovinzen in gewissen, oft interessanten Detailphänomenen auch beachtliche Abweichungen. An Hand dieser letzteren bleibt die Frage zu beantworten, unter welchen Umständen und in welchem Masse die Bedingungen, denen die entsprechenden Gesteine ausgesetzt waren, von normalen Zuständen abgewichen sind. Auch dies wird für die genetische Interpretation der Amphibolite von weittragender Bedeutung sein.

In ihrem Mineralbestand sind viele amphibolitische Gesteine durchaus mit dioritisch-gabbroiden bis ultrabasischen Eruptivgesteinen vergleichbar. Sie führen im wesentlichen Hornblende und

Plagioklas in wechselnden Mengenverhältnissen, welche beiden Mineralien einzig in den Granatamphiboliten durch Granat, resp. in Eklogitamphiboliten und Eklogiten durch Granat und Pyroxen ersetzt sind. Kristalloblastische Strukturen und vorherrschend kristallisationsschieferige Texturen dieser Gesteine zeigen jedoch, dass es sich nicht um normal erstarrte Eruptivabkömmlinge der Kalkalkalireihe handeln kann.

B. Eklogite

Eigentliche Eklogite im Sinne der Definition HAUY's, d. h. Gesteine mit den Hauptkomponenten Granat und Omphazit (= Mischkristall von Diopsid und Jadeit) wurden zwischen unterem Maggia- und Verzascatal nicht festgestellt. Zwar ist ihr Auftreten in der Wurzelzone bekannt und z. B. von GRUBENMANN (19) von Alpe Arrami beschrieben worden.

Ein merkwürdig aussehendes, eklogitähnliches Kontaktgestein vom N-Hang des Valle dei Croadi bei Avegno erwies sich bei eingehender Untersuchung als eine Abart des HAUY'schen Eklogites, nämlich als Andradit-Hedenbergitfels. Seine Hauptgemengteile sind: kräftig grüner, hedenbergitreicher Diopsid und intensiv orangeroter Granat; daneben führt es häufig noch Calcit, in gewissen, schlierigen Partien auch reichlich Epidot nebst Skapolith, Feldspat und Hornblende. Vielleicht handelt es sich um einen endomorphisierten Eklogit.

C. Eklogitamphibolite

1. ALLGEMEINE EIGENSCHAFTEN

Der kontinuierliche Übergang von Eklogiten zu gewöhnlichen, feldspatreichen Amphiboliten ist bereits vielfach in der Literatur beschrieben worden, so dass er wohl als gesichert gelten darf. Jedoch muss, wie aus dem Folgenden hervorgeht, dieser Übergang nicht unbedingt auch ein genetischer sein. Es gibt lediglich eine Reihe von Typen, deren einzelne Glieder sich nur wenig voneinander unterscheiden. Zu sehr eklogitähnlichen Gesteinen, in denen teilweise an Stelle von omphazitischem Pyroxen grüne, gemeine Hornblende tritt, gehören die Amphiboleklogite. Normalerweise ist in denselben der Feldspat, ein saurer bis intermediärer Plagioklas, noch stark untergeordnet. Gelegentlich kann er aber auch angereichert

sein, ohne dass die Hornblende den Pyroxen zu überwiegen braucht. In solchen Fällen spricht man wohl am zweckmässigsten von Amphiboliteklogiten.

Schon in hornblendearmen Eklogiten hat sich sehr häufig ein recht merkwürdiger, im folgenden noch präziser zu beschreibender Zerfall des omphazitischen Pyroxens abgespielt. Nimmt nun die Hornblende immer mehr auf Kosten des Augites überhand und wird gleichzeitig die aus anderen Mineralien sich entwickelnde Feldspat-substanz an Menge stets umfangreicher, so resultieren schliesslich Gesteine, die als Eklogitamphibolite bezeichnet wurden²⁾.

Während dieser Veränderung des Mineralbestandes, insbesondere während der Pyroxenumwandlung, blieb auch der Granat nicht unversehrt, sondern fiel recht frühzeitig, wohl etwas nach dem Erscheinen einer primären Hornblende, einer randlichen Umwandlung oder Kelyphitisierung zum Opfer.

Die mikroskopische Untersuchung ergab für die Eklogitamphibolite zwischen unterem Maggia- und Verzascatal folgenden summarischen Mineralbestand:

HG: Blassgrüner Pyroxen	NG: Ilmenit
Grüne Hornblende	Rutil
Granat	Titanit
Plagioklas	Apatit
UG: häufig: Quarz	seltener: Vesuvian
Biotit	Calcit
Chlorit	Skapolith
Epidot-Klinozoisit	Disthen
	Spinell
	Korund
Anmerkung: HG = Hauptgemengteile	Ni-Co-Fe-Erz
NG = Nebengemengteile	Magnetit
UG = Übergemengteile	Pyrit
	orthitartiger Klinozoisit

Diese ganze Mannigfaltigkeit von Mineralien, von denen jedoch in einem einzelnen Typ im Maximum etwas mehr als die Hälfte vertreten sein können, bedingt recht zahlreiche Variationsmöglichkeiten in der mineralogischen Zusammensetzung dieser Gesteine. Wie

²⁾ WIESENER (59) benennt eklogitische Gesteine mit primärer Hornblende als Amphiboleklogite, solche mit sekundär gebildeter dagegen als Eklogitamphibolite. Da zwischen beiden Hornblendearten nicht immer deutlich unterschieden werden kann, wurde von einer solchen Definition, welche namengebende mit genetischen Begriffen verknüpft, Abstand genommen.

später noch ersichtlich wird, gehören die Übergemengteile oft kompakten, fremdartigen, im Eklogitamphibolit eingeschlossenen Bestandmassen an, sogenannten Akyrosomen, wie H. M. HUBER (23, 90) solche Bestandteile von Chorismiten bezeichnet. Als Kyriosom wäre hierbei der Eklogitamphibolit allein aufzufassen.

Den Pyroxen kennzeichnen vor allem zwei überaus wichtige Merkmale.

1. Die im Dünnschliff auffallend intensive, graubläulichgrüne, oft sogar etwas ins Smaragdgrüne spielende Farbe bei meist fehlendem Pleochroismus. Soweit von anderen Fundorten bekannt ist, entbehrt ein sehr Fe-armer Omphazit oder Alkali-Tonerdepyroxen praktisch jeglicher Färbung, oder es kann dieselbe höchstens ganz schwach ins Grünliche spielen. Die Farbe und die jedoch meist schwer erhältlichen optischen Daten besagen in unserem Falle nach dem Diagramm von WINCHELL (60)³⁾, dass der Pyroxen auch in beträchtlichem Masse Fe-haltig sein muss, d. h. aus einem Mischkristall von Diopsid, Hedenbergit und Akmit besteht. Nach der Klassifikation der Augite von P. NIGGLI, welche allerdings auf nicht metamorphe Gesteine beschränkt wird, kämen diese Pyroxenglieder zwischen die Gruppen A und D₂ zu liegen (38, 545).

2. Wie schon frühere Autoren, so z. B. HEZNER (22, 451/508), ESKOLA (16, 70—74) und als erster F. BECKE (5) beobachteten, sind die Augite dieser Gesteine fast stets von einer niedrig licht- und doppelbrechenden Substanz, welche an gelegentlich sichtbaren Zwillingsslamellen als Plagioklas erkannt wurde, sehr feingliedrig, strauchartig durchwachsen. Der Pyroxen bildet dabei fast stets noch einheitlich auslöschende und deutlich umgrenzte Individuen, welche unzählige winzige, faden- oder röhrenartige, häufig in Schwärmen parallel zueinander verlaufende Plagioklasgebilde eingeschlossen enthalten. Diese letzteren zeigen deutlich fleckenweise gleiche Orientierung, so dass es sich um fein verästelte Plagioklasskelette handelt. HEZNER bezeichnet die ganze Erscheinung noch als krypto-diablastische Verwachsung von Plagioklas und Hornblende (!), während ESKOLA für die myrmekekitartige Verwachsung von Diopsid und Plagioklas in den norwegischen Eklogitamphiboliten nach einem Vorschlag von SEDERHOLM (49, 46) den Ausdruck *Symplektit*

³⁾ Allerdings ist, wie auch P. NIGGLI (38, 546) bemerkt, eine exakte Bestimmung der Zusammensetzung solcher Augite aus optischen Daten an Hand eines Diagrammes noch nicht möglich, doch scheint in diesem Falle eine chemische Analyse aus den unten aufgeführten Gründen noch weniger aufschlussreich zu sein.

gebraucht. Eigenartigerweise findet sich die phänomenologisch identische Erscheinung an der Grenze von Pyroxenrändern um Olivin und Plagioklas (W. S. BAYLEY (4)). In unserem Falle handelt es sich sicher um einen Augit-Plagioklassymplektit oder AP-Symplektit. Die Feinheit desselben ist variabel, in gewöhnlichen Fällen erscheint der Symplektit bei mittlerer Mikroskopvergrößerung (ca. 60-fach) als dunkle, trübe, filzige Masse, deren Struktur erst durch Einklappen des Kondensors schön sichtbar wird. In geeigneten Dünnschliffpartien lässt sich bei starker Vergrößerung der Aufbau des Symplektites bis ins Detail erkennen (siehe Fig. 6).

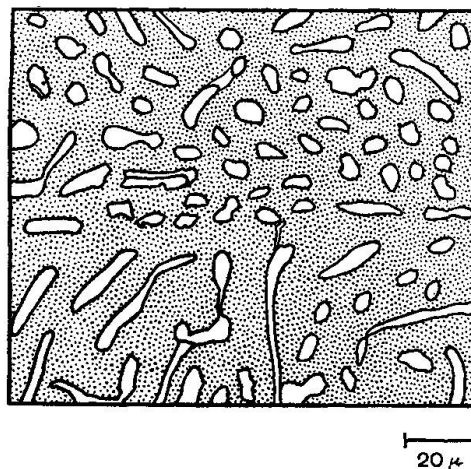


Fig. 6. AP-Symplektit aus Eklogitamphibolit von Gallinee.
Vergrößerung = ca. 400 fach.

Die in Schwärmen den Pyroxen durchdringenden Plagioklasfäden sind deutlich in grösseren Gruppen mehr oder weniger parallel orientiert. Oft findet man an Stelle der Fäden auch mehr schließrige oder knäuelige Plagioklasgebilde. Die ganze Erscheinung besitzt geradezu eine auffallende Analogie mit Quarz-Feldspatmyrmekiten.

Der Zerfall eines alkali- und tonerdereichen Pyroxens in einen Symplektit von diopsidreicherem Pyroxen und Plagioklas ist wohl der Erscheinung nach schon seit längerer Zeit bekannt; hingegen vermisst man eingehende genetische Interpretationsversuche dieses Vorganges. Nach P. NIGGLI lassen sich die Verhältnisse am besten im QLM-Dreieck veranschaulichen (39). In Fig. 7 fällt die Zusammensetzung des idealen Omphazites auf die Mitte (Punkt A) der Linie Jadeit (J)—Pyroxen (P). Durch Entzug von Feldspat (Plagioklas) sinkt erstens das Q des Restaugites unter den Wert 25. Sodann fin-

det, falls von einer Zufuhr elektropositiver Elemente abgesehen wird, eine Oxydation des Fe'' zu Fe''' statt. Besonders deutlich geht dies aus einer Betrachtung des Verhältnisses der elektropositiven Ele-

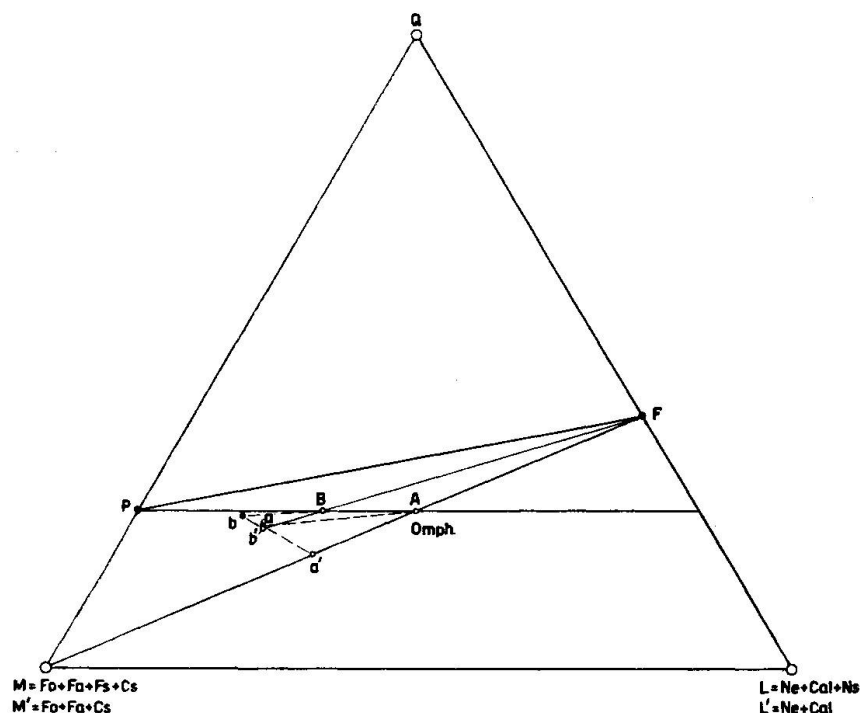
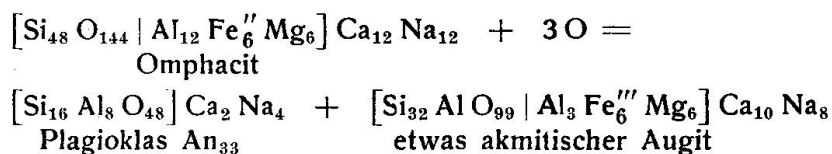


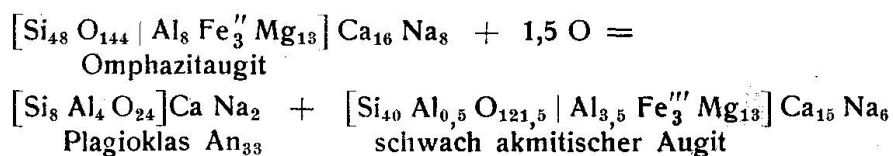
Fig. 7. Omphazitzerfall in Dreiecksdarstellung.

mente zu O hervor, welches bei den Augiten 10:15, bei den Feldspäten hingegen 10:16 beträgt. Formelmässig lässt sich der Vorgang des Pyroxenzerfalles folgendermassen darstellen:

a) Beispiel für idealen Omphazit als Ausgangszusammensetzung:



b) Für diopsidreicheren Omphazit:



Daraus leiten sich folgende auf Molekularnormen bezogene stöchiometrische Verhältnisse ab (Summe der elektropositiven Elemente):

- a) 96 Omph = 30 Plag + 66 Pyrox
- b) 96 Jd-Di = 15 Plag + 81 Pyrox

Das aus dem oberen Teil von Fig. 6 ausgemessene Verhältnis von Plagioklas zu Pyroxen beträgt 2:11, es stimmt somit nahezu mit dem aus Gleichung b errechneten Verhältnis überein.

Die Werte von Q, L' M', Fs und Ns der einzelnen Glieder der Reaktionsgleichungen a und b ergeben sich aus folgender Tabelle:

	Q	L'	Ns	Fs	M'	in Fig. 6
a) Omphazit	25	37,5			37,5	Pkt. A
a) Plagioklas	40	60				Pkt. F
a) etwas akmitischer Augit	22,7	18,2	9,1	13,6	36,4	Pkt. a
b) Omphacitaugit	25	25			50	Pkt. B
b) Plagioklas	40	60				Pkt. F
b) schwach akmitischer Augit	24,1	14,8	3,7	5,6	51,8	Pkt. b

$$L' = \text{nur Kp} + \text{Ne} + \text{Cal} \quad M' = \text{nur Fo} + \text{Fa} + \text{Cs}$$

Der Grund, dass die 3 Phasenpunkte F, A, a, resp. F, B, b nicht auf einer geraden Linie liegen (siehe Fig. 7), besteht darin, dass infolge der Bildung von Feldspat Ne und Cs (Omphazit) in Cal (Plagioklas) und Ns (akm. Augit) umgewandelt werden müssen. Dies geschieht nach folgender Beziehung:



Um zu den Komponenten des ternären Systems (QLM) zu gelangen, sind somit in den obenstehenden Werten der Punkte a, resp. b

$$x \text{ Ns} + x \text{ Cal (L')} + \frac{x}{2} \text{ Q durch } 2x \text{ Ne (L')} + \frac{x}{2} \text{ Cs (M')}$$

d. h.

$$x \text{ Ns} + \frac{x}{2} \text{ Q durch } x \text{ L'} + \frac{x}{2} \text{ M'}$$

zu ersetzen. x ergibt sich durch den Wert von Ns. Fs wird zu M' geschlagen. Dadurch entstehen zwei neue Punkte a' und b', die nun auf der Verlängerung der Geraden FA bzw. FB liegen und deren QLM-Werte folgendermassen lauten:

	Q	L	M
Punkt a'	18,15	27,3	54,55
Punkt b'	22,25	18,5	59,25

Das Verhältnis der Strecken FA:Aa' bzw. FB:Bb' (siehe Fig. 7) bedeutet hierbei das stöchiometrische Verhältnis von Augit zu Plagioklas in der betreffenden Gleichung. Dabei entspricht dasselbe, wie bereits dargelegt wurde, dem an Symplektiten auf optischem

Wege gemessenen Verhältnis. Auch der Chemismus des Plagioklases stimmt mit beobachteten An-Gehalten von Symplektitplagioklasen (ca. 30 %) gut überein.

Eine weitere Stütze für die Annahme, dass sich die AP-Symplektitbildung abgesehen von O nicht unter Zu- oder Wegfuhr weiterer Elemente abzuspielen braucht, bildet der von anderen Gemengteilen unbeeinflusste, stets gleichartige Ablauf des ganzen Vorganges.

Eine aus strukturellen Analogiegründen mögliche Auffassung des AP-Symplektites als primäres Eutektikum ist wohl abzulehnen, da neben dem Eutektikum sicherlich in vermehrtem Masse nicht eutektische Partien auftreten müssten, was jedoch den gemachten Beobachtungen vollkommen widerspricht.

Z. B. besitzen manche, aus einem innigen Gemisch von Ferrit und Sekundärzementit bestehende *Perlite* ein dem AP-Symplektit sehr ähnliches Strukturbild. Auch diese Feststellung spricht, selbst unter der Berücksichtigung, dass auf derartige Strukturanalogien nicht zu viel Wert gelegt werden darf und dass dem Perlit ein anderes Stoffsystem zugrunde liegt, vielleicht eher gegen eine eutektische Erstarrung des AP-Symplektites, da Perlit ein Entmischungsprodukt von Austenit bildet.

Gelegentlich zeigt der Symplektit auch eine andersartige Struktur. Dies ist der Fall, wenn er ausser einer Vergröberung einer intensiveren Rekristallisation unter gleichzeitigem Zerfall der ursprünglichen Grossindividuen in kleine Augit- und Plagioklaskörnchen anheimfiel. Immerhin lässt sich seine ursprüngliche Struktur meist noch reliktsch erkennen.

Ganz selten wurden auch grössere, nicht von Plagioklas durchwachsene, stark gebuchtete Pyroxenreliktkristalle inmitten von normalen Symplektitmassen gefunden.

Die Auslöschungsschiefe und die übrigen optischen Daten sind an Symplektitpyroxenen schwierig zu bestimmen, auch wurde nie einwandfrei eine Spaltbarkeit beobachtet. Höchstens hie und da auftretende ganz kleine, intakte Pyroxenkörner lassen sich in günstigen Fällen zur Messung der Auslöschungsschiefe ($40-45^\circ$) verwenden.

Durch ihren meist kräftigen Pleochroismus, der von blass- oder grünlichgelben (n_α) zu dunkel- bis olivgrünen (n_β) und zu graublau- und blaugrünen bis oft intensiv grünblauen (n_γ) Farbtönen spielt, unterscheidet sich die *Hornblende* recht deutlich vom blassgrünen Augit. Ihre morphologische Entwicklung ist ungewöhnlich mannigfaltig, insbesondere kehren zwei Hauptausbildungsarten in den Dünnschliffen immer wieder:

1. Eine feindiablastische Ausbildung der Hornblende, bzw. des Hornblendegewebes. Dieses besteht darin, dass Gruppen paralleler bis subparalleler, gut idioblastischer Hornblendestengelchen, welche einem grösseren Überindividuum angehören oder angehört hatten, sich vorwiegend randlich gegenseitig durchdringen (siehe Fig. 22). Meistens grenzen die durcheinandergewachsenen Hornblendeskelette nicht unmittelbar aneinander, sondern sind durch eine Zwischenmasse von kleinen, wurmförmigen Plagioklasen voneinander getrennt, welche das Hornblendegeflecht ebenfalls zu durchwachsen scheinen. Oberflächlich betrachtet, erweckt das Ganze den Eindruck eines undurchdringlichen Gewirrs feiner Hornblendekriställchen mit kleinen, in Zwickeln sitzenden Plagioklaskörnchen. Diese Struktureigentümlichkeit war schon SCHALCH (48, 249) in Eklogit- und Granatamphiboliten (diese Gesteine wurden von ihm noch nicht so benannt) des Schwarzwaldes aufgefallen; er hatte sie Retikularstruktur genannt. Zu den feindiablastischen Hornblenden gehören auch diejenigen des retikularen Hornblendegewebes, welche sich durch eine ganz feine Perforation durch winzige Plagioklaskriställchen von den gewöhnlichen, intakten Individuen unterscheiden. Diese siebartigen Hornblenden scheinen meist unmittelbar aus dem AP-Symplektit hervorzugehen. Oft findet man nämlich grössere oder kleinere, stellenweise stark ausgebleichte und von feinen Plagioklasfädchen durchwachsene Amphibole, welche über Symplektit- und Ausbleichungszonen in AP-Symplektit übergehen.
2. Eine grobdiablastische Ausbildung. Grosse, gestaltlose Hornblenden mit intensiv buchtigen Umgrenzungen können im Extremfalle randlich in eine netzartige Ausbildung übergehen und sich schliesslich in ästelig verzweigte Anhängsel auflösen. Dabei schliessen sie oft Teile von feindiablastischem Gewebe, wie auch grössere Plagioklase und Granate, zum Teil samt den Kelyphithüllen ein und arten schliesslich zu Skeletten aus. Gelegentlich bestehen über kleinere, siebartig perforierte Hornblenden Übergänge in feindiablastisches Hornblendegewebe. Durch Anreicherungen der grobkörnigen Hornblenden entstehen fleckige, grobdiablastische Bereiche nebst anderen, sich über grössere Räume erstreckenden feindiablastischen Partien. Zwischen diesen beiden extremen Ausbildungen existieren somit sämtliche Abstufungen.

Ausserdem bilden kleine, meist kurzstengelige Hornblenden krustenartige Besätze um AP-Symplektitkomplexe, Granate und deren Kelyphithüllen. In hornblendereichen Eklogitamphiboliten werden letztere fast stets von einer massiven Hornblendeschale umschlossen und vom übrigen Gewebe isoliert.

Eine besondere, nicht sehr einheitliche Ausbildung kennzeichnet die meist intensiv blau gefärbten Kelyphithornblenden der Granate. Teils sind sie als feine, radial zur Oberfläche des letzteren stehende Fäden oder keulenartige Gebilde entwickelt, teils bilden sie Gruppen von parallelen, in den Granat eindringenden, idiomorphen Stengeln als fingerartige Fortsätze eines grösseren Randindividuums. Retikulare Hornblendegewebe gehen sicher teilweise aus solchen Bildungen hervor.

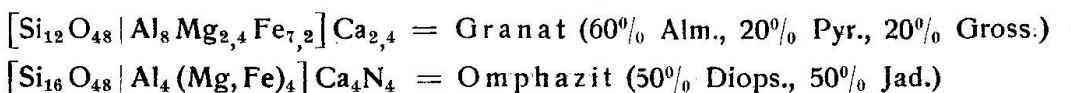
Der sehr blass rote bis deutlich rosarote Granat tritt als nächstwichtiger Bestandteil der Eklogitamphibolite meist in rundlichen oder gestaltlosen bis bruchstückartigen Kristallen auf. Seine Korngrösse liegt meistens unter 1 mm. Aus der Umgrenzung der Kelyphithöfe lässt sich vielfach auf eine ursprünglich schön idiomorphe Form der Granate rückschliessen.

Wohl das auffallendste Merkmal des Granates besteht in seiner praktisch niemals fehlenden Umwandlung, die, da stets peripher beginnend, Kelyphitisierung genannt wird. Umwandlungsprozesse dieser Art, wie sie auch von anderen Mineralien, so z. B. Olivin, schon lange bekannt sind, erfuhren bereits mehrfach eingehende Beschreibung und Diskussion. Vor allem HEZNER (22), MARCHET (32) u. a. haben sich ausführlich damit befasst. Die Kelyphitisierung des Granates geschieht im allgemeinen so, dass er von einer immer breiter werdenden Hülle von Umwandlungsprodukten konzentrisch gegen innen verdrängt wird. Die Kelyphithüllen besitzen je nach der Zusammensetzung des Granates einen wechselnden Charakter; meistens bestehen sie aus Hornblende und Plagioklas, welche in mehr oder weniger radialer Anordnung den Granat umhüllen. Wie schon auf S. 284 bemerkt wurde, sind bei den Kelyphithornblenden zwei verschiedene Entwicklungen auseinanderzuhalten; es erweist sich im folgenden als vorteilhaft, je nachdem, ob eine mehr faden- oder eine mehr leistenförmige Ausbildung der Kelyphithornblenden vorliegt, von Faden- oder von Stengelkelyphiten zu sprechen.

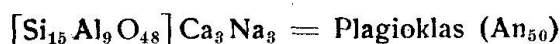
Schon sehr früh wurde erkannt, dass die Kelyphitsubstanz nicht vom Granat allein herkommen kann. Bereits HEZNER (22) stellte fest, dass die Kelyphitbildung aus einer Wechselwirkung zwi-

schen Granat und Omphazit hervorgeht. Diese Auffassung kann, obwohl sie noch einiger Präzisierung bedarf, bestätigt werden. Für sie spricht schon die Tatsache, dass in Eklogitamphiboliten der Granat praktisch nie in direktem Kontakt mit dem AP-Symplektit gefunden wird, ferner dass die pyroxenführenden Eklogitamphibolite weitaus granatreicher sind als die Granatamphibolite. In den letzteren erscheinen grosse Mengen von ursprünglichem Granat und Pyroxen in Plagioklas und Hornblende umgewandelt, während z. B. in granatfreien Augit-Plagioklasfelsen mit AP-Symplektit (vergl. S. 338) dieser letztere (der sich vom Eklogitamphibolit-AP-Symplektit nicht unterscheidet) grösstenteils noch erhalten blieb. Bei Granaten, welche auf grösseren Bereichen ihres Umfanges an Quarz grenzen (siehe darüber schon bei MARCHET (32, 199)) oder bei solchen, die in Hornblendeporphyroblasten eingeschlossen sind, fehlt der Kelyphit an der Grenze gegen das betreffende Mineral. Stossen jedoch Granat und Quarz längs kurzer Strecken aneinander, so werden beide durch einen schmalen, meist nur aus Plagioklas bestehenden Kelyphitsaum voneinander getrennt. HEZNER (22, 558) beobachtete, dass in nicht diablastischen Amphiboliten der Granat nicht in Hornblende umgewandelt erscheint. Die Herleitung feindiablastischer Hornblendeaggregate aus ursprünglich omphazitischem Pyroxen und Granat verlangt, dass die Hornblendekelyphitisierung des Granates nur in pyroxenführenden, nachträglich hornblendisierten Eklogitamphiboliten deutlich ausgeprägt ist. Auch im Gebiete zwischen unterem Maggia- und Verzascatal wurden nirgends Beobachtungen gemacht, welche dieser Tatsache widersprechen.

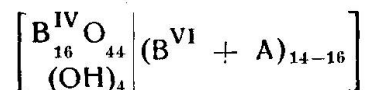
Es soll nun an einem Beispiel gezeigt werden, wie sich der Kelyphitisierungsprozess als chemische Reaktion zwischen Granat und Omphazit darstellen lässt, und zwar ohne wesentliche Stoffzufuhr, wie sie von manchen anderen Autoren angenommen wurde. Die Ausgangsminerale sind Granat und Omphazit. Ersterer bestehe etwa aus 60 % Almandin, 20 % Pyrop und 20 % Grossular, eine Zusammensetzung, wie sie im Mittel für Granate in Granat- und Eklogitamphiboliten zutrifft. Der Omphazit besitze einen der Idealformel entsprechenden Chemismus.



Diese beiden Komponenten sollen nun Hornblende und Plagioklas liefern. Der Plagioklas erweist sich durchschnittlich als $\text{An}_{50}\text{Ab}_{50}$.

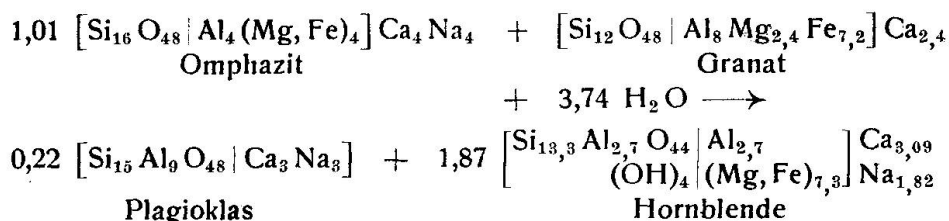


Die Hornblende muss einer Formel:

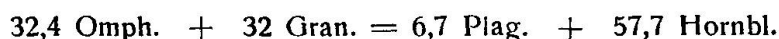


entsprechen, wobei Si und Al als B^{IV} -, Al, Fe (2- und 3-wertig) und Mg als B^{VI} -, sowie Ca und Na als A-Elemente auftreten werden. Auch ist ein weitgehender gekoppelter Atomersatz zu berücksichtigen.

Die Reaktionsgleichung lautet dann folgendermassen:



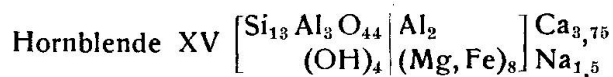
Daraus ergibt sich stöchiometrisch:



Folgendes sind die QLM-Werte der Reaktionskomponenten:

	Q	L'	(Sp + Hz)	M'
Omphazit	25	37,5		37,5
Granat	25	22,5	15	37,5
Plagioklas	40	60		
Hornblende	23,2	35,1		41,7

Die Kelyphithornblende, welche im QLM-Diagramm Fig. 8 auf der Verlängerung der Linie FA über A hinaus liegt, steht in ihrer Zusammensetzung einem von P. NIGGLI (39, 41) angeführten Beispiel einer grünen Hornblende:



mit:

Q	L	M
20,8	31,2	48

sehr nahe.

Wiederum ergibt die Streckenteilung HA und AF in Fig. 8 das Verhältnis von Plagioklas zu Hornblende im Kelyphit (6,7:57,7). Aus diesem Mengenverhältnis lässt sich schliessen, dass nicht nur die im eigentlichen, plagioklasführenden Kelyphithof sondern auch

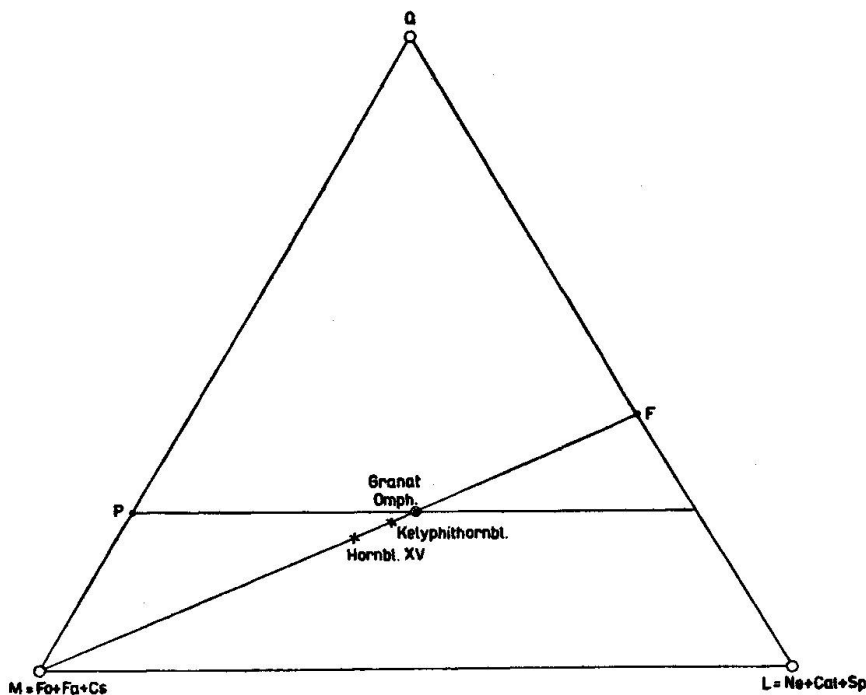


Fig. 8. Kelyphitreaktion in Dreiecksdarstellung.

die in den äusseren, kompakten und dichten Hornblendeschalen sich befindlichen Amphibole als reine Kelyphitbildungen anzusprechen sind. Bei albitreicherer Zusammensetzung des Kelyphitplagioklases verschiebt sich die Zusammensetzung der Hornblende gegen M hin und das Verhältnis Plagioklas:Hornblende ändert sich zu Gunsten des Feldspates.

Die Existenz kaum kelyphitisierter Granate in Eklogitamphiboliten mit vollständig in AP-Symplektit zerfallendem Omphazit besagt, dass der Pyroxen zum Teil sicher schon vor der Granatkelyphitisierung als Symplektit vorhanden war.

In biotitreichen Eklogitamphiboliten spielen oft Granatkelyphite mit Biotit an Stelle von Hornblende eine gewisse Rolle. Die Granate erscheinen dann von Biotitkränzen umgeben oder es dringen radial angeordnete Biotitblätter in becherartige Vertiefungen der Granatoberfläche ein.

Vielfach werden die Granate von zahlreichen parallelen Rissen durchzogen, welche, wenn eine Schieferung oder Bänderung im Gestein angedeutet ist, mehr oder weniger senkrecht zu dieser verlaufen.

Zeilenartige Anordnungen der Granatindividuen können den Gesteinen ein gebändertes Aussehen verleihen, besonders wenn auch andere Gemengteile davon betroffen werden (z. B. Ilmenit).

Ähnlich wie die Hornblende nimmt auch der Plagioklas in recht verschiedengestaltiger Weise am Aufbau der Eklogitamphibolite teil. Makroskopisch gibt er sich dem Auge einzig in weissen Äderchen, unregelmässigen Flecken und nicht selten auch in grobkristallinen Kelyphithöfen zu erkennen. Solche vielfach auch quarzführende Feldspatäderchen, -schlieren und -flecken stehen meist deutlich mit mächtigeren, grobkörnigen Quarz-Feldspatadern von ausgesprochen pegmatitischer Natur im Zusammenhang. In den Einflusszonen letzterer sind dann die Nebengesteine (Eklogitamphibolite) oft auffallend grobkörnig entwickelt und stark hornblendisiert. In von solchen Durchaderungen unbeeinflussten Eklogitamphiboliten sind dagegen auch im Dünnschliff nur verschwindende Feldspatmengen erkennbar. Ein grosser Plagioklasanteil liegt jedoch gerade im AP-Symplektit verborgen. An diesen Symplektitplagioklasen lässt sich bei starker Vergrösserung nicht selten eine feine polysynthetische Verzwilligung konstatieren.

In Form kleiner, tafeliger bis polygonaler oder unregelmässig gestalteter Kriställchen mit spärlicher oder fehlender polysynthetischer Verzwilligung erscheint der Plagioklas erst in den Kelyphitmänteln der Granate. Da sich bei den Kelyphitplagioklasen infolge häufiger radialer Anordnung Zwillingslamellen nicht immer von parallelen Verwachsungsflächen leistenförmiger Kristalle unterscheiden lassen, gestaltet sich die Bestimmung ihres An-Gehaltes oft schwierig. Die untere Grenze des letzteren dürfte etwa auf 37 %, die obere auf 65 % fallen. Meist herrscht bei den Kelyphitplagioklasen intensive Zonarstruktur, indem sie gegen den Granat hin anorthitreicher werden.

Sehr albitreiche, stark invers zonare Plagioklasxenoblasten bis -amöben fügen sich zu relativ grobkörnigen, aderartig-schlierigen, pegmatitartigen Akyrosomen zusammen, welche gegen melanokrate Partien scharf abgegrenzt erscheinen. Oft zeigen nicht nur die AP-Symplektit-, sondern auch die Kelyphitplagioklase dieselbe Orientierung wie einzelne Aderfeldspäte. Es scheint dann, wie wenn grössere durchbewegte Gesteinspartien von einem einzigen Feldspatindividuum durchwachsen worden wären.

Unter den Nebengementeilen dominieren weitaus die beiden Titanmineralien Ilmenit und Rutil; ihre oft ungewöhnlich reichliche Anwesenheit könnte mitunter zur Einreihung unter die Hauptgemengteile berechtigen.

Ilmenit wurde in zwei Anschliffen (an Gesteinen von Fontai und vom Cardada-Osthang) mit Sicherheit nachgewiesen. Sehr cha-

rakteristisch sind für ihn die im Dünnschliff erkennbaren stark verzweigten und verästelten, oft geradezu bizarren Kornformen, sowie seine Aggregation zu langgestreckten Massen (besonders in gebänderten und schlierigen Typen).

Rutil ist meist reichlich mit Granat vergesellschaftet und makroskopisch an seiner tief weinroten bis dunkelbraunen, metallisch glänzenden Farbe erkenntlich. Analog dem Ilmenit findet er sich oft zu grösseren Schlieren bis Klumpen angereichert. Im Dünnschliff erscheinen die bisweilen ziemlich grossen, fast stets von Ilmenit begleiteten, unregelmässig lappig-buchtigen Kristalle intensiv honig- bis braungelb (pleochroitisch) gefärbt. Bei grösseren Rutilindividuen ist die prismatische Spaltbarkeit nach (110) vielfach sehr kräftig entwickelt. Von obiger Ausbildung weichen lediglich die scharf idiomorphen, feinen Rutilstengelchen und -nadelchen ab, welche hie und da massenhafte Einschlüsse im Granat bilden. Diese letzteren besitzen teils eine von der normalen verschiedene, violett-graue Farbe.

Titanit, das in Eklogitamphiboliten untergeordnetste Titanmineral, ist vorwiegend von sekundärer Natur. Ilmenit-, wie auch Rutilkörner werden vielfach von leukoxenartigen, jedoch auffallend grobkörnigen Titanitkränzen umgeben. Schon daraus erhellt, dass der Titanit in den meisten Fällen als Umwandlungsprodukt von Ilmenit und Rutil aufzufassen ist, wobei er in Ca-reichen Eklogitamphiboliten am deutlichsten diese beiden Mineralien verdrängt.

Es kann schon hier vorweggenommen werden, dass mit ganz wenigen Ausnahmen (gewisse strahlstein- und biotitführende Amphibolite) alle drei Titanmineralien Ilmenit, Rutil und Titanit nie in den hier untersuchten amphibolitischen Gesteinen fehlten und nur in wenigen Fällen eine untergeordnete Rolle spielten.

So erwähnt z. B. MITTELHOLZER (35, 136/138) grosse Mengen von Titanomagnetit in Anthophyllitamphiboliten des Castionezuges und auch bei anderen Amphiboliten gibt er stets reichlich Magnetit oder Ilmenit an, wobei es sich offenbar stets um letzteres Erz handeln dürfte. Desgleichen haben andere Autoren, wie MARCHET (32), HEZNER (22) wiederholt auf den reichlichen Titangehalt von Amphiboliten hingewiesen. Es darf wohl bestimmten Nebengemengteilen ein Leitcharakter für gewisse Gesteine zugesprochen werden und das scheint für die Titanmineralien in unseren Amphiboliten zu gelten. Allerdings führen auch Kalksilikatgesteine, deren rein sedimentärer Charakter jedoch noch sehr fraglich sein dürfte und auch verschiedentlich angezweifelt wurde, mitunter beträchtliche

Mengen von Titanit. Demgegenüber spielen in unserem Gebiet die Titanmineralien in nicht von Amphiboliten beeinflussten, hornblendefreien Gneisen und Glimmerschiefern stets eine untergeordnete Rolle.

Apatit steht wohl bezüglich seiner Bedeutung als Nebengemengteil unmittelbar nach den Titanmineralien. Mengenmässig sind starke Schwankungen zu verzeichnen; während er in den einen Typen praktisch fehlt, kann er in anderen lokal stark angereichert sein. Gewöhnlich erscheint der Apatit in xenomorphen, rundlich-körnigen, in einzelnen Fällen auch idioblastischen, langstengeligen Individuen. Hie und da bilden kleine Apatitnadelchen Einschlüsse in anderen Gemengteilen.

Während sich die häufigeren Übergemengteile vorwiegend als gleichmässig verteilte Konstituenten am Aufbau von Eklogitamphiboliten beteiligen, sind die selteneren derselben mehr auf wechselvolle, fremdartige Mineralkonzentrationen, Schlieren und Einschlüsse in Amphiboliten beschränkt. Letztere Bildungen besitzen somit sehr lokalen Charakter, ihr stofflicher Bestand kann für Eklogitamphibolite nicht als typisch angesehen werden.

Unter den häufigen Übergemengteilen figuriert an erster Stelle der Quarz, welcher sich selten durch vollständige Abwesenheit auszeichnet. In den meisten hier in Frage stehenden Gesteinen lassen sich schon bei schwächerer Mikroskopvergrösserung scharf vom dunklen, feindiablastischen Augit- und Hornblendegewebe sich abhebende, unregelmässig umgrenzte, spitzlappige, schlierige oder verzweigte Gebilde erkennen. Diese bestehen teils aus einem Mosaik, teils aus einem mehr verzahnten Aggregat grösserer Quarzkörner, denen mitunter auch Feldspäte beigemischt sind. Undulöse Auslöschung ist häufig, wenn auch nur in geringem Masse zu beobachten.

Eine sehr eigenartige, jedoch häufig zu konstatierende Erscheinung tritt dort auf, wo der Quarz gegen den AP-Symplektit grenzt. Stets ist dann der Quarz von einem ziemlich dünnen, monomineralischen, also nicht von Plagioklas durchwachsenen Pyroxenrändchen vom Symplektit getrennt. Dasselbe liess sich z. B. auch hie und da in den Oetztaler Eklogitamphiboliten beobachten, bei HEZNER (22) finden sich jedoch keine Angaben hierüber. Deutungsmöglichkeiten dieses Phänomens, dessen Beschreibung man auch in der übrigen wichtigsten Literatur vermisst, sollen an späterer Stelle diskutiert werden.

Schon der Biotit gehört bereits zu den Übergemengteilen von lokaler Bedeutung. In einzelnen Eklogitamphiboliten kann er

fleckenweise stark angehäuft sein, während er in vielen anderen vollständig fehlt. Sein Pleochroismus:

n_{α} = sehr blass gelblich bis strohgelb

n_{γ} = dunkel rotbraun bis braunschwarz

unterliegt kaum starken Schwankungen. Was beim Biotit besonders auffällt, ist seine nicht selten auftretende, sehr feine Verwachsung mit Plagioklas zu einem BP-Symplektit. Oft erscheinen kompakte, blätterige Biotitmassen zu vollständig von Plagioklas durchwachsenen Skeletten aufgelöst. In einzelnen, wahrscheinlich intensiv hydrothermal beeinflussten Gesteinen wurde der Biotit in blassgrünen Chlorit umgewandelt. Dort, wo fetzige oder schlierige Biotitaggregate mit Granat in Berührung treten, nimmt, wie schon beim Granat angedeutet, oft der Biotit an Stelle von Hornblende an der Granatkelyphitbildung teil. In einzelnen Fällen kann auch bei solchen, in Biotitmassen eingeschlossenen Granaten die Kelyphitisierung fehlen; es tritt dann bei letzteren das Phänomen der Ringbildung ein.

Abgesehen von Erzen und orthitartigem Klinozoisit sind die weiteren Übergemengteile von ausgesprochen lokaler Bedeutung, teils gehören sie bereits zu eklogitamphibolitfremden Bestandmassen.

So spielt in Ca-reichen Eklogitamphiboliten Klinozoisit bis Epidot eine nicht unwesentliche Rolle. Die langgestreckten, stengeligen, teils gut idiomorphen Kristalle dieser Mineralart können oft bis zu Skeletten resorbiert sein. Sie sind vorwiegend zu schlierigen Massen oder welligen, flaserigen Zügen angehäuft oder bilden auch mehr körnige Aggregate. Epidotkörner zeigen oft, zum Teil sogar in mehrfach wechselnder Folge, zonaren Bau.

In hellen, teilweise durch ihre Grobkörnigkeit auffallenden Schlieren in Eklogitamphiboliten treten in Vergesellschaftung mit basischem Plagioklas und Epidot-Klinozoisit grosse, meist stark resorbierte Vesuvianstengel auf. Auch dieser zeigt häufig einen deutlich zonaren Bau. Vom Klinozoisit unterscheidet sich der Vesuvian durch grobkörnigere Ausbildung und bedeutend niedrigere, grau- bis tintenblaue Interferenzfarben.

Als weitere, allerdings recht seltene, Ca-reiche Übergemengteile sind Calcit und Skapolith zu nennen. Letzterer durchwächst an Stelle von Plagioklas in Form grosser Wirtkristalle die Lücken diablaster Hornblende- und Augitgewebe und ist fast stets mit grösseren Calcitxenoblasten oder Plagioklasen mit kleinen, fetzigen Calciteinschlüssen vergesellschaftet.

In gewissen tonerdereichen Eklogitamphiboliten findet man neben massenhaft auftretendem BP-Symplektit auch grössere, stark resorbierte Disthene mit Reaktionsrändern von dunkelgrünem Spinell und farblosem Korund, welche den Disthen in Form wolkiger Massen umhüllen.

Basische Plagioklase mit einem Anorthitgehalt von ca. 60—85 % bilden in Ca-reichen Eklogitamphibolitschlieren zusammen mit Epidot Pseudomorphosen nach Vesuvian, in Al-reichen Eklogitamphiboliten hingegen mikrodiblastische Verwachsungen mit Biotit oder Chlorit.

Des weiteren sind verschiedene Erze zu den Übergemengteilen zu zählen, vor allem der oft schon makroskopisch in grösseren Anreicherungen zu erkennende, nicht selten stark limonitisierte Pyrit, der auch mit Ilmenit aggregiert sein kann. Ferner erscheint in den Granatkelyphitbildungen hie und da kleiner, schön oktaedrisch ausgebildeter Magnetit. Bei starker Mikroskopvergrösserung lässt sich derselbe ziemlich deutlich vom gestaltlosen Ilmenit unterscheiden.

Schon im Dünnschliff beobachtet man bei einzelnen, pyritähnlich aussehenden Erzkörnern einen merkwürdigen, schaligen Bau mit feiner, limonitartiger Zwischenmasse zwischen den einzelnen Schalen. Dieses Phänomen gab Anlass zu einer Untersuchung des fraglichen Minerals im Erzmikroskop. Die Reflexionsfarbe erwies sich als weisslichgelb, etwas blasser, cremefarbener als beim Pyrit. Ein Reflexionspleochroismus scheint nicht zu existieren, während sich bei gekreuzten Nicols ein merklicher Anisotropieeffekt (bläulichgraue bis gelblichgraue Polarisationsfarben) nachweisen lässt. Auch im Anschliff offenbart sich deutlich der ausgesprochen schalige Bau; meist umhüllen eine oder mehrere, rhythmisch aufeinanderfolgende Schalen mit nicht reflektierender Zwischenmasse einen grösseren, kompakten Kern. Die Form der Erzindividuen ist sehr unregelmässig; oft sind mehrere Kerne zusammengewachsen und das ganze Gebilde von Schalen umschlossen. Die qualitative chemische Analyse einer grösseren Menge erzführenden Gesteinspulvers ergab neben dem Nachweis von reichlich vorhandenem Fe auch einen solchen von Co und Ni.

Eine von Herrn Professor PARKER ausgeführte Mikroanalyse eines kleinen Körnchens des fraglichen Erzes lieferte beim Versetzen des in Salpetersäure gelösten Erzes mit K-Merkurirhodanid eine durch die Fe-Rhodanidfärbung etwas überdeckte Co-Reaktion, diejenige auf Ni blieb gänzlich aus. Wäre Ni reichlicher vertreten als Co, so würde es sich bei dem Erz zweifellos um etwas

Co-haltigen Bravoit handeln, da der stark zonare Bravoit seinen schaligen Eigenschaften, die eine gewisse Analogie mit der „birds-eye-structure“ aufweisen, am ehesten entspricht.

Die Verbreitung des Erzes erweist sich in Eklogit- und Granat-amphiboliten als sehr beträchtlich, bisweilen kann es schon mit der Lupe erkannt werden. In Übereinstimmung mit dem Pentlandit, welcher sich in Bravoit umwandeln kann, ist es seiner Herkunft nach wohl als liquidmagmatische Bildung aufzufassen.

Schliesslich bleibt noch ein letztes Mineral zu erwähnen, das hauptsächlich in manchen Gneisen als akzessorischer Gemengteil gefunden wurde und oft auch in Amphiboliten auftreten kann. Es handelt sich um einen orthitartigen Klinozoisit mit farblosem Rand und mehr oder weniger grossem Kern mit normalerweise folgendem Pleochroismus:

$$\begin{aligned} n_{\alpha} &= \text{farblos} \\ n_{\beta} &= \text{rötlichgrau bis bräunlichgrau} \\ n_{\gamma} &= \text{meist farblos.} \end{aligned}$$

Das bisweilen schön idioblastische, stengelige, oft auch mehr körnige bis gestaltlose Mineral dürfte in seiner Zusammensetzung zwischen Orthit und Klinozoisit stehen; zwar weicht es in seinen Interferenzfarben deutlich von beiden ab.

In struktureller Hinsicht erweisen sich die Eklogitamphibolite als beträchtlich komplex und variabel; mehrere, oft gegenseitig sich durchdringende Strukturtypen verleihen diesen Gesteinen bereits ausgeprägte mikrochorismatische Züge.

Die Hauptstrukturmerkmale bestehen in den krypto- bis mikrodiablastischen Verwachsungen von Pyroxen und Feldspat zu AP-Symplektitmassen, welche von fein- bis grobdiablastischen Hornblende- oder Hornblende-Feldspatbereichen umgeben sind und teils in diese überzugehen scheinen. Durch intensives Skelettwachstum von Hornblenden, welche nachträglich zerfallen können, entstehen retikular struierte Gewebepartien. Ebenfalls zu den wichtigen Strukturmerkmalen gehören das oft porphyroblastenartige Wachstum des Granates, sowie die typischen Granatkelyphitbildungen, die sich in den Eklogitamphiboliten allerdings meist noch in den Anfangsstadien befinden.

In gewissen Typen tritt an Stelle des AP-Symplektites ein scheinbar feinkörniges Pyroxen-Plagioklasgewebe, in welchem der Augit ähnliche morphologische Merkmale besitzt, wie sie den Hornblenden in feinretikularen Gefügebereichen eigen sind. Die von SCHALCH

(48, 248) als Ocellarstruktur bezeichnete radiale Anordnung von Hornblenden und Feldspäten in helleren Flecken dürfte wohl der Ausbildung vollständiger Granatpseudomorphosen zuzuschreiben, d. h. als Extremfall der Kelyphitstruktur aufzufassen sein.

Besonders auffallend wirken in dem mehrheitlich sehr feindiablastischen Grundgewebe die relativ häufigen, unregelmässig gestalteten, schön granoblastischen bis mosaikartig struierten und oft ziemlich grobkörnigen Quarz- (teils auch Quarz-Feldspat-)schlieren und -fetzen. Reichliches Auftreten von Epidot bedingt oft Übergänge in grano- bis nematoblastische Strukturbereiche.

Ebenfalls in ihrer Textur bekunden die Eklogitamphibolite eine gewisse Variabilität, welche diejenige anderer amphibolitischer Gesteine übertrifft. Sie äussert sich darin, dass bald schlierige, fleckige oder aderartige massige Partien, bald solche mit deutlich gebändertem Aussehen (zeilenartige Anordnung der Gemengteile) sich am Gefügebau beteiligen. Nicht selten ist sogar ein diskordantes Aneinandergrenzen einzelner schollenartiger, in sich relativ homogen beschaffener Gefügebereiche zu beobachten (Valleggia, Gallinee). Einzelne Typen erwecken äusserlich nahezu ein Bild, wie es von Schollenamphiboliten bekannt ist.

Oft herrscht im Innern von Amphibolitkörpern mit reichlichen eklogitamphibolitischen Kernpartien ein so wirres Durcheinander verschiedenartiger Gesteinsvarietäten und eine Durchaderung von hellen, pegmatitischen Gängen, dass es nahezu unmöglich wird, sich von der räumlichen Anordnung homogener Partien ein klares Bild zu machen. WANG (56, 31/32) konnte nur ein Abweichen der Bänderung des Granatamphibolites von Gordemo von seiner äusseren Umgrenzung beobachten. Jedoch ist kaum zu bezweifeln, dass auch im Innern dieses Amphibolites bei günstigeren Aufschluss- und Zugänglichkeitsverhältnissen eine intensiv schlierige Textur festzustellen wäre, wie sie z. B. in den schön aufgeschlossenen Eklogitamphibolitvorkommnissen des Valle dei Croadi und der steilen Felswände östlich von Avegno vielfach klar zutage tritt.

2. VERSCHIEDENE VORKOMMNISSSE VON EKLOGITAMPHIBOLITEN

a) Relativ normale, oft etwas quarz- und feldspatreiche Typen

Wie bereits im Vorangehenden dargelegt wurde, liegen die Hauptfundorte von Eklogitamphiboliten in der Zone von Cardada, welche vom Val Croso⁴⁾ im E über Mti. Lego, Fontai, Resa,

⁴⁾ Zwischen Contra und Mergoscia, Blatt Verzasca E der neuen L. K.

Cardada, Monteggia, Valleggia, Gallinee und über die steilen Felswände südlich von Avegno gegen das Maggiatal hinunter zieht. Hier verschwindet sie unter den Alluvionen der Maggia, um auf der anderen Talseite, südlich des Val Noca und an der N-Flanke des Valle Onsernone weiter nach W fortzusetzen. Im E (Verzascatal) schliesst sie sich bereits sehr eng an die Zone von Contra an, während im Maggiatal beide Zonen durch einen beinahe 1 km mächtigen Gneiszug voneinander getrennt sind. Sehr wahrscheinlich hängt diese Digitation von E nach W mit dem Abschnellen des nördlichen Wurzelteils in die Maggiaquerzone zusammen (vgl. S. 261).

Wie bereits erwähnt (S. 258), führt die Zone von Cardada neben verschiedenartigsten Paragesteinen (Marmoren, Kalksilikatgesteinen, Glimmerschiefern, Paragneisen) zahlreiche grössere, intensiv mit den Begleitgesteinen verfaltete, wie auch kleinere, linsige Amphibolitkörper mit eklogitischen Kernpartien.

Der Eklogitamphibolit von Gallinee (Valle dei Croadi)

Mehrere kleinere, infolge ihres heterogenen Aufbaues und ihrer günstigen Aufschlussverhältnisse sehr interessante Eklogitamphibolitvorkommen liegen am schmalen Pfad, welcher von Gallinee (Ortsbezeichnung auf Siegr.-K., auf Höhe 650 m ü. M. nach neuer Landeskarte) nach den unten im Tal sichtbaren Alphütten von Valleggia (nicht auf der Karte verzeichnet) hinabführt. An der Stelle, wo dieser Pfad knapp über den steil abfallenden Felsen unterhalb Gallinee einen grasbewachsenen Hang überquert, treten in Begleitung mit vorwiegend sauren Biotitgneisen und Kalksilikatzügen mehrere Amphibolitlinsen von einigen Metern Mächtigkeit auf, wie dies Fig. 9 veranschaulicht. Der Aufbau der einzelnen Amphibolitkörper ist sehr komplex, ihre Randpartien bestehen vorwiegend aus gewöhnlichen diablatischen Amphiboliten, Kelyphit- und Fleckenamphiboliten und führen oft grössere schollenartige, scharf abgegrenzte Kalksilikat- und Biotitgneiseinschlüsse. Verschieden grosse Kernpartien hingegen, die sich schon makroskopisch durch ihre hellere Farbe und oft grossen Granatreichtum auszeichnen, besitzen ausgesprochen eklogitamphibolitischen Charakter. Häufig sind in denselben kleine, helle und kalksilikatführende Schlieren zu beobachten, welche später eingehend beschrieben werden. Randlich gehen die Eklogitamphibolite meist in schlierige, nicht selten grössere Hornblendeporphyroblasten führende Granatamphibolite über. Auch in diesen sind die hellen Schlieren bis Adern noch sehr deutlich ausgeprägt.

Gewisse smaragdgrüne, rot gesprenkelte Varietäten der Eklogitamphibolite führen oft grössere, metallisch glänzende Klumpen und Schlieren, die praktisch nur aus Rutil oder aus Ilmenit bestehen. Ein derartiger, ilmenit- und rutilreicher Typ eines

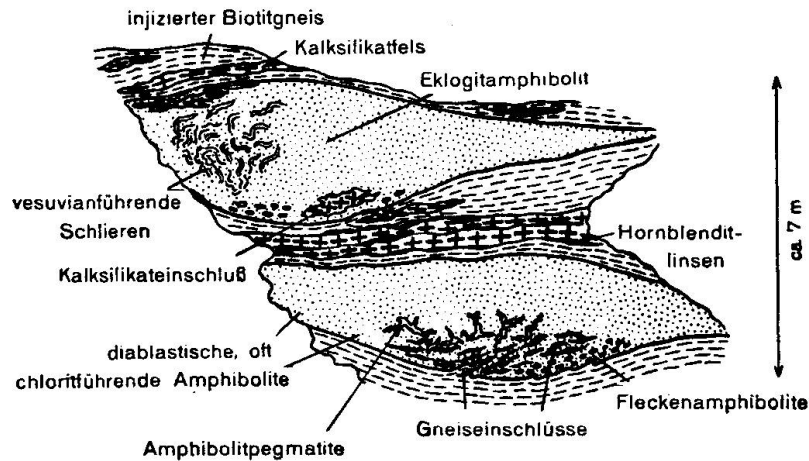


Fig. 9. Eklogitamphibolitlinsen von Gallinee.

Eklogitamphibolites vom W-Ende der oberen Linse (Fig. 9) wurde im Dünnschliff untersucht.

Sein Mineralbestand lautet:

HG: Granat	NG: Rutil	UG: Quarz
AP-Symplektit	Ilmenit	
Grüne Hornblende		
Plagioklas		
		Nr. 17 C ₃

Die reichlich vorhandenen (ca. 30 Vol. %), blassroten Granate ($n_D = 1,773$) sind vorwiegend isometrisch-körnig ausgebildet und von mehr oder weniger parallel verlaufenden Rissen durchzogen. Ausnahmslos schliesst sich um sie eine bereits deutliche Kelyphithülle vom Typus des Fadenkelyphites mit darauffolgender Hornblendeschale. Nicht selten dringt die Kelyphitisierung pilzartig in das Innere der Granate ein. Letztere sind häufig von Schwärmen unzähliger Rutileinschlüsse erfüllt.

Der relativ stark grün gefärbte, diopsidische Pyroxen ($n_{\beta D} = 1,692$) erscheint fast durchwegs mit Feldspat zu AP-Symplektit verwachsen, wobei die ursprünglichen, langgestreckten, z. T. parallel aggregierten oder unregelmässig gestalteten Augitindividuen noch einheitlich auslöschen. An Stellen, wo die Schwärme von feinen Plagioklasfäden den Augit nicht allzu üppig durchwuchern oder im Schnitt senkrecht getroffen sind, ist die Symplektitstruktur am besten sichtbar (s. Fig. 6). Oft erscheinen die einzelnen, z. T. nicht mehr scharf umgrenzten Pyroxene von krustenartigen Gebilden oder größeren Skeletten von Hornblende umrahmt und voneinander getrennt. Grö-

bere, nicht als AP-Symplektit entwickelte Pyroxene sind selten und meist aus mehreren Individuen zusammengesetzt. Die Spaltbarkeit fehlt vollständig.

Die Hornblende mit dem Pleochroismus:

n_α = blass grünlichgelb

n_β = olivgrün

n_γ = intensiv blau- bis graugrün, in der Umgebung von Rutil olivbraun

c/n_γ = ca. 16°

umrandet in dichten Krusten die Augitmassen, aus welchen sie durch Wechselwirkung mit dem Granat hervorging. An Stelle von feindiablastischen, schön retikular struierten Hornblendepartien treten manchmal Bereiche mit grobdiablastisch sich durchwachsenden Hornblendeskeletten. Oft geht der AP-Symplektit fast unmerklich in die randlich noch blasse Hornblende über, in welche auch die Plagioklasfäden tief eindringen. Größere Hornblenden, meist in undulosem, mosaikkristallartigem Zerfall begriffen, haben oft kleinere Granate umwachsen. Stets werden Granat und AP-Symplektit durch die Kelyphitbildungen getrennt. In einzelnen Kelyphiten fehlen die Hornblenden beinahe vollständig, der Granat wird dann nur von einem Plagioklasmantel umhüllt. Die intensiv blaugrüne bis grünblaue Färbung der Hornblende ist ausgesprochen an Granatnähe gebunden.

Die meist kleinen, radial um den Granat angeordneten Plagioklasleistchen und -täfelchen der Kelyphite besitzen einen An-Gehalt von ca. 35–42 %, sind aber oft stark zonar struiert. Bisweilen durchwachsen grössere Plagioklasskelette spärliche Lücken zwischen dunklen Gemengteilen. Stellt man auch die Menge des Symplektitplagioklases in Rechnung, so ergibt sich im ganzen ein recht erheblicher Feldspatgehalt des Gesteins.

Grosse Mengen von Rutil und Ilmenit finden sich längs streifenförmiger Zonen zu langgestreckten, schlierigen Massen angereichert. Stellenweise kann das eine oder das andere dieser beiden Mineralien überwiegen. Ilmenit besitzt seine sehr charakteristischen, zackig-hakigen Ausbildungsformen; der Rutil ist von intensiv braungelber Farbe und deutlich pleochroitisch:

ε = orangebraun

ω = goldbraun

Auch die Spaltbarkeit nach (110) erscheint sehr deutlich ausgeprägt. Recht bemerkenswert und von der groben, körnigen Varietät stark abweichend ist das Auftreten der oft zu Hunderten in einem Granatindividuum eingeschlossenen Rutilnadelchen. Ihre Grösse (Länge) liegt etwa zwischen 15 und 60 μ . Sie bilden häufig schöne Kniezwillinge und scheinen gesetzmässig in Granat eingewachsen und besonders in mit grösseren Erzmengen vergesellschafteten Granaten stark angereichert zu sein.

Der seltene, etwas undulöse Quarz kann in intensiv buchtig-lappiger Verwachsung mit dem Granat auftreten oder er bildet vereinzelte, xenomorphe Körner verschiedener Grösse. Sind diese im AP-Symplektit eingestreut, so werden sie von intakten, meist schmalen Augitrinden vom Symplektit getrennt.

Die Struktur des Gesteins ist ausgezeichnet kelyphitisch, mikro- bis kryptodiablastisch (AP-Symplektit), auch grobdiablastisch (Hornblenden), die Textur etwas gebändert.

Charakteristische Eigenschaften dieses Eklogitamphibolites sind:

1. Der hohe Ti-Gehalt.
2. Das ziemlich starke Überwiegen des Augites über die Hornblende.
3. Das reichliche Auftreten von stets mehr oder weniger kelyphitisiertem Granat.

Weitere, ähnliche Eklogitamphibolitvorkommen wurden auch am Weg Avegno di fuori-Gallinee (etwas unterhalb Gallinee), sowie zwischen Gallinee und den unteren Alphütten von Valleggia gefunden. Das erstgenannte Vorkommen führt Eklogitamphibolite in den Kernpartien einer dickbauchigen, gebogenen Amphibolitlinse, welche vom steilen W-Ende des Bergrückens zwischen Valle dei Croadi und Valle del Rial Grande nahezu vertikal angeschnitten wird. Nach oben und unten rasch ausdünnend, ist sie intensiv mit ihren Hüllgesteinen (biotitreichen Gneisen, eventuell auch Glimmerschiefern und Kalksilikatgesteinen) verfaltet, so dass das Fallen oft beinahe horizontal erscheint. Die Beschreibung der ganzen Kompliziertheit der steil nach N aufsteigenden und stark gefalteten Amphibolit-Kalksilikatzone von Cardada (vgl. Fig. 2) würde jedoch zu weit führen. Einen besonders schönen Einblick in dieselbe erhält man, wenn man an der durch den Aufschluss einer nahezu horizontal lagernden Marmorbank gekennzeichneten Wegkehre in Richtung einer zerfallenen Hütte nach N abzweigt. Grosse Falten und Reibungsbrekzien sind an dem Felspfad sehr deutlich sichtbar; die Zone verläuft zunächst in waagrechtlicher Richtung, um dann plötzlich wieder steil nach oben abzubiegen. Auch begegnet man ab und zu ca. metermächtigen Amphibolit- und Kalksilikatbändern (quarz- und mikroklinreiche Epidot-Diopsidfelse), die oft stark herausgewittert sein können.

Die Eklogitamphibolite von Fontai (Val Resa)

Recht häufig tritt in allen amphibolitischen Gesteinen der Fall ein, dass Feldspat und Quarz in Form aderartiger Bestandmassen relativ stark angereichert sind. Dies trifft z. B. für Eklogitamphibolite einer am Pfad von Fontai (= Fontane nach neuer L. K.) nach Prò del gat (= Katzenwiese; nicht auf der Karte verzeichnet) und Mti. Lego ziemlich schlecht aufgeschlossenen, langgestreckten Amphibolitmasse zu. Die Amphibolite unterscheiden sich auch hier infolge ihrer dunklen Färbung deutlich von den graulich oder bräunlich anwittern-

den Gneisen. Sie bilden wahrscheinlich eine Linse von ca. 5—10 m Mächtigkeit, welche unterhalb des Weges rasch auskeilt, nach oben hingegen unter Schutt und Moränen verschwindet.

Besonders am unteren Ende des Körpers fällt eine starke pegmatitische Durchaderung der Eklogitamphibolite auf. Makroskopisch besitzen die Gesteine deutlich inhomogenen Charakter; es lassen sich verschieden grosse Granate, vor allem aber grünlich- oder bräunlich-schwarze Hornblendeporphyroblasten und hie und da auch heller grüne, unscharf begrenzte Augitschlieren erkennen. Eine ziemlich hornblendearme Eklogitamphibolitvarietät vom Wrand des Vorkommens zeigte im Dünnschliff folgende Eigenschaften:

Mineralbestand:

HG: AP-Symplektit	NG: Ilmenit	UG: Orthitartiger
Granat	Apatit	Klinozoisit
Grüne Hornblende	Titanit	
Plagioklas An ₂₂₋₂₅	Rutil	Nr 38 D ₁

Der hier relativ grobdiablastische AP-Symplektit, bestehend aus deutlich grünem, diopsidisch-hedenbergitischem Augit und feinen Plagioklasfäden, unterscheidet sich nur wenig vom analogen Symplektit des Gesteins von Gallinee. Die Feinheit der Verwachsung ist nicht an allen Stellen gleich. Gelegentlich beobachtet man eine bis zur Felderteilung gehende undulöse Auslöschung der oft kompliziert oder länglich gestalteten Pyroxenindividuen. Vereinzelte kleine und intakte Augitkörner am Rande der Symplektitmassen haben sich wahrscheinlich durch Rekristallisation von Symplektitpyroxen gebildet.

Gegenüber dem Gestein von Gallinee ist die Hornblende bereits etwas reichlicher vertreten, ihr Pleochroismus weicht praktisch nicht von den auf S. 299 aufgeführten Daten ab. — Von den zwei deutlich unterschiedlichen Hornblendegenerationen besteht die eine aus grossen, sich randlich verästelnden und mit dem Symplektit verfingernden Xenoblasten. Einschlüsse von Ilmenitpartikeln bewirkten wiederum eine starke Braunfärbung der Hornblenden (besonders in n_p) in ihrer Umgebung. An Granateinschlüssen in grossen Hornblendexenoblasten fehlen meistens die Kelyphitisierungserscheinungen, was z. B. im Gegensatz zu den von SCHALCH (48, 248) gemachten Beobachtungen steht. Offenbar entwickelte sich diese Hornblende teilweise bereits vor der Granatkelyphitbildung und schützte den Granat vor der Reaktion mit dem Augit. — Die andere Hornblendegeneration beteiligt sich am Aufbau der Granatkelyphitsubstanz und der damit gleichwertigen (da infolge von Übergängen nicht voneinander getrennt), krustenartigen Besätze um die Symplektitmassen. Es handelt sich hier hauptsächlich um kleine, gestaltlose Hornblendekriställchen mit Übergängen zu gröberen, skelettartigen Individuen. Im Innern der AP-Symplektitmassen erkennt man wiederum häufig unscharf begrenzte Hornblendefetzen oder rahmenartige Amphibolgebilde. Die Kelyphithornblenden sind recht klein, oft madenförmig entwickelt; im übrigen besitzen auch sie die charakteristische

blaugrüne bis grünblaue Farbe für n_{γ} . Wiederum schliesst sich um eine Plagioklashülle des Granates häufig eine äussere, mehr oder weniger kompakte Hornblendeschale.

Der rundliche oder xenomorphe, orangerote Granat ist oft im Zentrum intensiver gefärbt; sein Anteil kann bis zu 35 oder mehr Vol.% aller Gemengteile betragen. Unter den zahlreichen darin vorkommenden Einschlüssen sind besonders Hornblende, Plagioklas und Erz zu nennen. Kelyphitsäume sind schmal und sehr undeutlich entwickelt; wahrscheinlich befindet sich die Granatumwandlung erst im Anfangsstadium. Jedoch grenzt auch in diesem Gestein der Pyroxen niemals direkt an Granat. Die Kelyphitisierung erfolgte stets da, wo sich ursprünglich Granat und AP-Symplektit berührten.

Vorwiegend nach dem Albitgesetz verzwilligter Plagioklas tritt in grossen, sämtliche Lücken zwischen dunklen Gemengteilen durchwachsenden Kristallen auf. Sogar der AP-Symplektit-Feldspat und der leukokrate Teil der Kelyphitsubstanz bestehen oft in grossen Bereichen aus einem einzigen Individuum. Zudem weichen die verschiedenen Grosskristalle in ihrer Orientierung oft nur wenig voneinander ab. Der An-Gehalt schwankt etwa zwischen 22 und 25 %.

Dieses eigenartige Wachstumsphänomen des Plagioklases steht zweifellos mit der pegmatitischen Durchaderung des Gesteins im Zusammenhang. Wie schon aus dem aderartig-schlierigen Aussehen hervorgeht, gehören grössere Plagioklasbereiche zwischen dunklen Bestandmassen wahrscheinlich feinsten Ausläufern mächtigerer pegmatitischer Adern an, welche das Gestein durchschwärmen. So erklärt sich auch, warum Risse und Lücken der Hornblenden, oft sogar die Korngrenzen zwischen letzterer und Granateinschlüssen vollständig von grossen Plagioklaswirtekristallen erfüllt und durchdrungen sind. Auch AP-Symplektitkomplexe erscheinen öfters durch Plagioklasschalen von Hornblendeskeletten getrennt.

Ilmenit ist so reichlich vorhanden, dass er beinahe zu den Hauptgemengteilen gezählt werden kann. Typisch sind für ihn die Kornformen, sowie die Verwachsungen mit oft grossen, honiggelben Rutilkörnern und mit Titanit in Form grober, leukoxenartiger Hüllen. Letzterer tritt in relativ grossen Mengen auf und bildet oft merkwürdige, teilweise kristallographisch umgrenzte Skelette. Auch in diesem Gestein führen die Granate Einschlüsse von winzigen Rutilnadelchen.

Apatit erscheint oft in grobkörnigeren Anhäufungen oder vereinzelt, kleineren Kristallen.

Mit Ausnahme der poikiloblastischen Tendenz und den stellenweise schon etwas aderartigen, grobkörnigen Bildungen zeigt das Gestein strukturell weitgehende Analogien mit demjenigen von Gallinee.

Die Textur lässt sich wohl am ehesten als fleckig, schlierig, im grossen und ganzen jedoch richtungslos bezeichnen.

Ein dem oben beschriebenen ziemlich ähnlicher Typ eines quarz- und feldspatreichen, jedoch sehr hornblendearmen Eklogitamphibolites stammt vom oberen Rand des

Vorkommens von Fontai. Er lieferte einige gute Handstücke und wurde im Dünnschliff untersucht. Dabei ergab sich folgender

Mineralbestand:

HG: AP-Symplektit	NG: Ilmenit	UG: Quarz
Granat	Titanit	Magnetit
Plagioklas	Apatit	Pyrit
Grüne Hornblende	Rutil	Ni-Co-Fe-Erz
		Biotit
Nr. 43 D		Orthitartiger Klinozoisit

Die dunklen Gemengteile besitzen im wesentlichen dieselben Eigenschaften wie im vorhergehenden Beispiel. Die Feinheit des AP-Symplektites schwankt hier ziemlich stark, im Mittel ist er etwas grob-diablastischer als bei 38 D₁. An einzelnen grösseren, intakten Pyroxenkörnern konnte eine Auslöschungsschiefe c/n_{γ} von 40—47° gemessen werden. Gegen grössere Plagioklasse grenzen die Symplektitmassen meist mit schmalen, intakten Augitsäumen.

Die schlierenartig stark angereicherten, vorwiegend rundlichen Granate besitzen am Rand napf- oder trichterförmige Einbuchtungen, in welche die Kelyphitprodukte eingewachsen sind. Mehrheitlich sehr undeutliche Reaktionsränder, im allgemeinen vom Fadenkelyphittypus, bestehen vorwiegend aus einer inneren, plagioklasreichen und einer äusseren, hornblende- und erzreichen Schale. Dabei entsenden die Hornblenden oft fingerartige Fortsätze gegen den Granat. Flecken mit einem Hornblendekränzchen um eine kugelige Anreicherung von Plagioklas und konzentrisch gegen innen wachsenden Hornblenden stellen vollständige Granatpseudomorphosen dar. Zu den zahlreichen Einschlüssen im Granat gehören: Hornblende, Ilmenit, Plagioklas und kleine Rutilkörnchen oder -nadelchen in verschiedenen Farbvarietäten.

Auch die Plagioklasse zeigen dieselbe Entwicklungstendenz wie im vorhergehenden Beispiel. Durch grössere Anreicherungen relativ grobkörniger Plagioklasse zeichnen sich vor allem granatreiche Partien, sowie die scharf begrenzten, zwickelartigen Lücken zwischen AP-Symplektitmassen aus. Oft scheint es, als ob diese letzteren zerfetzt, zerrissen und nachträglich durch pegmatitische Bildungen wieder verheilt worden wären. Die nun stark invers zonaren Plagioklasse besitzen im Zentrum einen An-Gehalt von 7—18 %, am Rande einen solchen von 32—37 %. Am meisten kommt der Zonarbau gegen die Granate hin zur Geltung. Im Gegensatz zu den feinkörnigen Kelyphitplagioklasen mit einem An-Gehalt von ca. 23 % zeichnen sich Grosskristalle durch vorwiegend subparallele Orientierung aus.

Die Hornblende ist hier ebenfalls in zwei Generationen, nämlich einer grobkörnigen, skelettartigen, mehr oliv- bis braungrünen und einer feinkörnigen, krümeligen, mehr blaugrünen Ausbildungsart entwickelt. Dabei sind die Amphibole der letzteren Generation wiederum von ausgesprochen sekundärer Natur (Neubildungen).

Einen recht auffallenden Charakter besitzen in diesem Gestein die relativ grobkörnigen, mosaikartig zu Schlieren geformten Quarzaggregate, welche aus verbuchteten, selten undulös auslöschenden Individuen von vorwiegend einheitlicher Korngrösse bestehen. Auch sie führen häufig die merkwürdigen

Pyroxenrändchen (besonders in der Nachbarschaft von AP-Symplektit). Dort, wo Quarz gegen Granat grenzen sollte, schiebt sich zwischen beide stets noch ein feiner Plagioklassaum.

Der Erzgehalt des Gesteins erweist sich als sehr beträchtlich. Dabei ist es wiederum Ilmenit, welcher unter den Ti-Mineralien den Hauptanteil bestreitet. Enge Verwachsungen und siebartige Durchwachsungen desselben durch Titanit, sowie grobkristalline Leukoxenränder sind häufige Erscheinungen.

Das bravoitartige Ni-Co-Fe-Erz wurde in diesem Dünnschliff erstmals gefunden und hierauf im Anschliff untersucht; die dabei ermittelten Eigenschaften sind auf S. 294 aufgeführt. In dem Anschliff von ca. 10 cm² Fläche liess sich das Erz ziemlich oft, und zwar stets als enger Begleiter von Pyrit und Ilmenit beobachten.

Kleine, idiomorphe Magnetitkörnchen finden sich manchmal in grösserer Anzahl in hornblendereichen Partien und Granatkelyphiten.

Apatit ist spärlich, orthitartiger Klinozoisit, Rutil und Biotit selten bis sehr selten vertreten.

In seiner Struktur und Textur zeigt das Gestein keine wesentlichen Unterschiede gegenüber dem zuerst erwähnten Vertreter desselben Vorkommens. Lediglich sind hier die schlierigen, grobkörnigen, leukokraten Bestandmassen noch ausgeprägter vorhanden; sie besitzen eine gewisse Selbständigkeit und verleihen dem Gestein bereits mikrochorismatischen Charakter. Überhaupt zeigt sich in demselben die Tendenz einer starken Zusammenballung verschiedener Gefügekomponenten, wie z. B. Granat, Erz und auch Quarz.

Der Eklogitamphibolit vom Cardada-Osthang

Eine besonders reichhaltige Vergesellschaftung von Granat-, Eklogit- und Kelyphitamphiboliten, sowie diablastischen, feldspatarmen Amphiboliten der Zone von Cardada findet sich am Osthang der gleichnamigen Alp. Dieser bildet die obere, westliche Seitenflanke des Val Resa. Auf dem von Sciuvasch (neue L.K.) nach der Quelle von Alpe Cardada führenden Pfad durchschreitet man ein grosses, von Wald und Unterholz bestandenes Gehängeschuttfeld. Aus diesem wurden einige Proben interessanter Amphibolittypen gesammelt, wo eine starke Anreicherung von Blöcken dieser Gesteine das Vorhandensein des Anstehenden in unmittelbarer Nähe wahrscheinlich machte. Lediglich im obersten Teil des Hanges, noch etwas unterhalb des von Alpe Cardada zur erwähnten Quelle führenden Weges, treten bedeutendere Aufschlüsse von Gneisen und Amphiboliten in Form kleiner Felsköpfe zutage. Diese Gesteine bilden die westliche Fortsetzung der Amphibolit- und Paragneisvorkommen von Mti. Lego, Fontai und Resa di dentro.

Im mittleren, nördlichen Teil des Schuttfeldes trifft man in der Nähe einer kleinen Rinne vereinzelt Amphibolitaufschlüsse. Hier fiel unter anderen, dunkleren Amphibolitvarietäten ein Gestein von sehr feinkörnigem, gebändertem Habitus und grünlichgrauem, fein braunrot und dunkelgrün gesprenkeltem Aussehen auf. Im Dünnschliff erwies es sich als feinkörniger, ziemlich hornblendereicher Eklogitamphibolit mit folgendem

Mineralbestand:

HG: Granat	NG: Rutil	UG: Quarz
Bräunlichgrüne Hornblende	Ilmenit	Biotit
Pyroxen (grösstenteils als AP-Symplektit)		
Plagioklas	Nr. 203 L	

Das Gestein ist ungewöhnlich reich (ca. 40–50 Vol.%) an $\pm$ isometrischen, oft idioblastischen, blass rosa gefärbten Granaten. Dieselben führen nur in unmittelbarer Umgebung von AP-Symplektit einen schmalen Kelyphitsaum, andernfalls sind sie noch nahezu unversehrt erhalten. Häufig findet man die Granate vollständig von Einschlüssen kleiner Rutilnadelchen und -stengeln erfüllt.

Der Pleochroismus der Hornblenden:

- n_α = sehr blass gelbgrünlich, beinahe farblos
- n_β = bräunlich, randlich fleckenweise intensiv rotbraun
- n_γ = blass graugrün

weicht erheblich von demjenigen der bis anhin betrachteten Amphibole ab; die Auslöschungsschiefe c/n_γ betrug 17° . Die Kristalle sind meist als gedrungene Xenoblasten entwickelt und sitzen in grossen Mengen in granat- und quarzreichen Gewebeteilen, in welchen der AP-Symplektit stark zurücktritt. Längs einer aderartigen, feldspatreicheren Partie erscheint diese Hornblendevarietät asbestartig ausgefasert und kräftig grün gefärbt, was vielleicht einer Beeinflussung durch alkalireiche Lösungen zuzuschreiben ist.

Bemerkenswert ist hier die sehr feine, wolkig trüb erscheinende Symplektitbildung von Augit und Plagioklas. Dabei sind wiederum die Korngrenzen der Symplektitpyroxen-Individuen noch sehr deutlich erhalten. Neben AP-Symplektit findet man häufig nicht von Feldspat durchwachsene Pyroxenrelikte mit stark gebuchteten, resorbiert erscheinenden Formen. Sie sind praktisch völlig farblos und besitzen eine Auslöschungsschiefe von $c/n_\gamma = 35\text{--}40^\circ$. Höchst wahrscheinlich handelt es sich um Omphazitreste. Eigenartigerweise besitzen die Pyroxene der sie verdrängenden AP-Symplektite nicht gleiche Orientierung wie die Relikte, woraus sich schliessen lässt, dass beim Zerfall des Omphazites in AP-Symplektit nicht nur eine Durchwachsung des ursprünglichen Pyroxens durch die Plagioklasfäden, sondern auch ein Neuaufbau eines anders orientierten Symplektitpyroxenkristalles erfolgt. In den Zonen mit den blaugrünen Hornblenden kann eine echte Uralitisierung dieser Pyroxenrelikte im Sinne von HEZNER (22, 455/530) beobachtet werden.

Der unregelmässig buchtig-lappige, meist zu kleinen, rundlichen Aggregaten verwachsene Quarz ist vor allem in granatreichen Streifen angehäuft. Besonders ausgeprägt ist in diesem Gestein das Phänomen der Augitrinden um Quarzkörner. Liegen letztere in granat- oder hornblendereichem Gewebe, so folgt auf die Augitrinde zunächst ein schmaler Plagioklassaum und erst auf diesen Hornblende oder Granat. Einzig gegen die Granate kann die Augitkruste um Quarze hie und da fehlen. Ziemlich sicher erfolgte diese Krustenbildung um Quarzkörner ohne wesentlichen Einfluss anderer, benachbarter Gemengteile. Manchmal erinnert der die Hornblende vom Quarz trennende, doppelte Augit-Plagioklassaum an eine Kelyphitbildung, da der Plagioklassaum oft von hornblendewärts wachsenden Augitzäpfchen durchbrochen wird.

In Vergesellschaftung mit den intensiv blaugrünen Hornblenden findet man manchmal von Hornblendenädelchen durchwachsene Plagioklasnester.

Kleine, rotbraune Biotitblättchen und -fetzen sind sporadisch in Hornblende eingewachsen; oft tragen sie auch einen Hornblendesaum.

Rutil und Ilmenit sind reichlich anwesend und zeigen stets ihre charakteristische Ausbildung. Rutil erscheint häufig auch als Einschluss in Hornblende.

Einzelne Gesteinspartien besitzen mikro- bis kryptodiablastische (AP-Symplektit), andere ziemlich grobdiablastische (Hornblenden) oder auch mehr granoblastische (Granate) Struktur. Augitrinden sind von kelyphitartigem Charakter.

Die Textur kann am besten als undeutlich und fein gebändert, auch etwas schlierig bezeichnet werden. Eine gewisse Bänderung kommt durch Abwechseln streifiger, hornblende- und granatreicher mit mehr augitreichen Partien zustande.

Die sehr geringe Färbung der Symplektitpyroxene und der Reichtum an bräunlichen Hornblenden bewirken die hauptsächlichsten Abweichungen dieses Gesteins von den meisten übrigen Eklogit-amphiboliten.

Der Eklogitamphibolit von Monteggia

Die intensiv gefalteten, häufig von grösseren und kleineren Amphibolitmassen begleiteten, gemischten Ortho- und Paragesteine der Zone von Cardada sind durch die N-Flanke des Valle dei Croadi oft in der Streichrichtung der Faltenachsen angeschnitten und teilweise blossgelegt. So findet sich bei Monteggia (etwas östlich und oberhalb Gallinee und Valleggia) ein sehr kompliziert gestalteter und gefalteter, ausgedehnter Amphibolitkomplex nahezu in seinem grössten Querschnitt aufgeschlossen. Unter den Begleitgesteinen der Amphibolite sind vorwiegend saure Biotitgneise vom Typus der Injektionsgneise, fein gebänderte, biotitreiche Gneise und auch Hornblendegneise zu nennen. Kalksilikatschnüre wurden ziemlich spärlich be-

obachtet. Die ersten Amphibolitaufschlüsse beginnen unterhalb den untersten Alphütten und erstrecken sich, wobei die Amphibolite teils wieder aussetzen, teils zu grosser Mächtigkeit anschwellen, bis weit östlich über die steilen Bachrinnen hinaus. Letztere sind durch Verwerfungen von einigen 10 Metern Sprunghöhe bedingt, welche den ganzen Amphibolitkörper durchschneiden und senkrecht zum Streichen verlaufen. Soweit es die Aufschlüsse gestatten, beobachtet man stets ein fingerartiges Zerteilen und Auskeilen der Amphibolitmasse in der Streichrichtung. Stellenweise fällt eine starke Durchaderung der dunklen Gesteine durch mächtige, weisse Pegmatite und deren Apophysen auf. In der Nähe solcher Pegmatitgänge sind die Amphibolite stets grobkörnig und relativ feldspatreich.

Fig. 10 demonstriert in schematischer Art die Gestalt des Amphibolitkörpers von Monteggia mit seinen Begleitgesteinen.

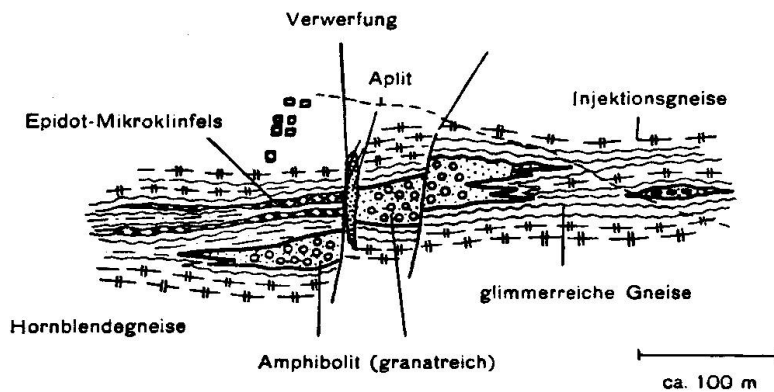


Fig. 10. Die Amphibolitvorkommnisse von Monteggia.

Eine am oberen Rande, nahe der grossen Verwerfung entnommene Probe eines biotitführenden Eklogitamphibolites zeigt im Dünnschliff folgenden

Mineralbestand:

HG: Grüne Hornblende	NG: Rutil	UG: Biotit
AP-Symplektit	Ilmenit	Quarz
Granat	Titanit	
Plagioklas (ca. An ₄₀)	Apatit	Nr. 6 C

Die Hornblenden dieses Gesteins besitzen einen von den bis anhin aufgeführten Eklogitamphibolitvarietäten etwas abweichenden Pleochroismus, nämlich:

- n_α = blass graulich- bis grünlichgelb
 n_β = grasgrün bis braungrün

n_{γ} = blass graugrün bis bräunlichgrau, in der Umgebung der Granate intensiv blaugrün

Für die Auslöschungsschiefe c/n_{γ} wurde an der braungrünen Varietät 15–16°, an der blaugrünen dagegen ca. 20° gemessen. Auch hier beobachtet man die Aufspaltung der Hornblenden in zwei Generationen, nämlich in grobe, skelettartige Xenoblasten, die fleckenweise angereichert sind und in kleine, krümelig ausgebildete Hornblendekriställchen. Letztere beteiligen sich hauptsächlich am Aufbau feinretikular struierter Gewebepartien, welche sich graduell aus den AP-Symplektitmassen entwickeln. Sie sind jedoch durch alle Übergänge mit der groben Hornblendevarietät verknüpft. Gruppen von radial stehenden, intensiv blaugrün gefärbten Hornblendestengelchen in plagioklasreicheren Flecken sind charakteristisch für Granatpseudomorphosen.

Die Struktur der zu langgestreckten, schlierigen Massen angeordneten AP-Symplektite ist hier ebenso feindiablastisch wie im Gestein vom Cardada-Osthang. Der Übergang des AP-Symplektites in retikulares Hornblendegewebe erfolgt beinahe unmerklich über blassgrünen HP-Symplektit (Hornblende-Plagioklassymplektit).

Die blassrötlichen, verschieden grossen Granatkörner mit mehr oder weniger breiten Kelyphitsäumen sitzen vorwiegend in hornblendereichen Partien. Die Kelyphite nehmen eine Mittelstellung zwischen Faden- und Stengelkelyphittypus ein. Bemerkenswert sind für den Granat Systeme von subparallelen, senkrecht zur Bänderungsrichtung verlaufenden Rissen, sowie eine zeilenartige Anordnung besonders der grösseren Granatindividuen. Letztere gibt sich vor allem makroskopisch schön zu erkennen.

Plagioklas (ca. An₄₀, stellenweise auch anorthitreicher) ist in deutlich sichtbaren Mengen einzig in Kelyphitbildungen und Biotitaggregaten feststellbar.

An Stelle von Hornblende und Plagioklas nimmt am Aufbau der Kelyphitsubstanz auch der fleckenweise reichlich auftretende, oft ziemlich grobblättrige, dunkelrotbraune Biotit teil. Einzelne Granate sind zum Teil von dichten, ringförmigen Biotitaggregaten umschlossen. Hie und da findet man von grösseren Blättern umrandete Massen wirr durcheinander liegender Biotit-schüppchen. Manchmal kann der Biotit in blassgrünen Chlorit umgewandelt sein.

Quarz erscheint in krassem Gegensatz zu anderen Gemengteilen in auffallend eckigen, unregelmässig gestalteten und kräftig undulös auslöschenden Körnern. Diese sind im ganzen Gestein reichlich eingestreut und von AP-Symplektiten stets durch Pyroxenrinden getrennt.

Unter den Titanmineralien gehören Rutil und Ilmenit zu den sehr häufigen, Titanit hingegen zu den seltenen Vertretern. Während granat- und hornblendereiche Partien massenhaft kleine, xenoblastische Rutilkörner führen, fehlen sie praktisch in den AP-Symplektitmassen. — Gestaltlose Apatite sind nur vereinzelt anzutreffen.

Bei porphyroblastischer und kelyphitischer Struktur und teils krypto-, teils grobdiablastischem Grundgewebe besitzt das Gestein eine gebänderte bis schlierige Textur.

Die Hornblendisierung dieses ursprünglich sicher sehr augitreichen Eklogitamphibolites ist schon stark fortgeschritten. Gleichzeitig mit ihr erfolgte die Kelyphitisierung des Granates. Die Pyroxene zeigen nicht wie in den Eklogitamphiboliten von Fontai und Gallinee eine relativ intensive, smaragdartig grüne, sondern eher die sehr blasse, graugrüne Farbe eines schwach Fe-haltigen Diopsides in Kalksilikatgesteinen.

Neben den makroskopisch dunkelgraugrünen, gebändert-schlierigen Gesteinen mit teils hirsekorngrossen, teils auch sehr kleinen Granaten finden sich noch andere, massigere und grobkörnigere Varietäten. Diese zeichnen sich durch ziemlich grosse Granate, smaragdartig grüne AP-Symplektitschlieren und kleine, weisse Plagioklasflecken aus. Sie schliessen sich bedeutend enger an die Typen von Fontai und Gallinee an, obwohl sie im Handstück relativ hell erscheinen (gegenüber den wahrscheinlich wesentlich erreicheren Gesteinen von Fontai).

Pegmatitische Adern in den Eklogitamphiboliten von Monteggia

Häufig treten gerade im Zusammenhang mit feldspatreichen Eklogitamphiboliten in deren Nähe diskordant durchschlagende, helle Gänge von grösserer Mächtigkeit auf. Schon die Grobkörnigkeit dieser Gänge liess vermuten, dass es sich um Pegmatite handelt, wie sie allorts in der Wurzelzone sehr häufig sind.

Eine solche Ader von allendings geringerer Mächtigkeit (einige cm bis 1 dm) liess im Dünnschliff folgenden Mineralbestand erkennen:

HG: Plagioklas	UG: Zeolithe (Prehnit und Chabasit)
Epidot	Titanit
Quarz	Nr. 6 C ₂

Die grossen, xenomorphen Plagioklase mit einem An-Gehalt von 27 % sind an den Rändern gezahnt und mechanisch beansprucht (Trübung, gebogene Zwillingslamellen).

Zwischen den Feldspäten eingeklemmt oder in denselben eingeschlossen findet man oft merkwürdige, kugelige Aggregate von Epidot, Quarz, Titanit und Zeolithen, ferner auch Fetzen des Nebengesteinsgewebes oder von Hornblendekristallen. Der oft idioblastische, gelb gefärbte und verzwilligte Epidot findet sich hauptsächlich in den oben erwähnten Aggregaten, welche aus fächerartig angeordneten Subindividuen aufgebaut sind. Häufig zeigen die Epidote auch starke Zonarstruktur (im Zentrum höhere Doppelbrechung). Dass die ursprünglich sicher schön idiomorphen Epidote von Plagioklas verdrängt wurden, ist wohl aus der ihre einstigen Korngrenzen andeutenden, getrübbten Linie im umgebenden Plagioklas zu schliessen. Dabei muss

eine solche Verdrängung mit einer Alkali-Zu- und Ca-Wegfuhr nach der Epidotbildung verbunden sein. — Ferner tritt Epidot auch in feinfaserigen, büscheligen Aggregaten auf, welche auf den grossen Individuen aufgewachsen sind.

Grobe, gestaltlose, selten undulös auslöschende Quarze bilden die Füllmasse zwischen den Epidotzwickeln. Randlich wird der Quarz hie und da von einem niedrig licht- und doppelbrechenden Mineral, wahrscheinlich Chabasit, durchwachsen und aufgezehrt. Die xenoblastischen Individuen dieses Zeolithes sind stets mit Epidot vergesellschaftet.

Prehnit (ziemlich hohe Licht- und mittlere Doppelbrechung) zeigt vorwiegend garbenartige Aggregierung zu isolierten Massen, wodurch eine wandernde Auslöschung hervorgerufen wird.

Die vom Nebengestein abgelösten, in den hellen, phlebitischen Bestandmassen „schwimmenden“ Hornblenden besitzen einen sehr schwachen Pleochroismus (n_β = blassgrün, n_γ = bläulichgrün) bei fleckiger Verteilung der Farbintensität. Zudem sind sie stark korrodiert und getrübt und manchmal nur noch als dünne Skelette erhalten. Die ursprünglich schön eigengestaltigen Individuen wurden teils zerrissen, von Epidot und Plagioklas durchwachsen und ausgeheilt.

Hie und da trifft man auch mit Epidot verwachsene, grosse Titanitxenoblasten, seltener hingegen ausgezeichnet idiomorphen Apatit.

Derartige helle Gänge bekunden gewisse Analogien mit Zoisitpegmatiten, die von O. H. ERDMANNSDÖRFFER (14) vom Weissenstein aus dem Fichtelgebirge beschrieben wurden. Nach diesem Autor sind Granatamphibolite als Hüllgesteine eines Eklogitkernes von Pegmatiten, bestehend aus Oligoklas, Zoisit, Quarz, Muskowit und lokal etwas Granat, durchadert. Die Grenze Pegmatit—Nebengestein sei scharf, doch erkenne man bei genauerem Zusehen, dass sich die Gemengteile des Pegmatites zwischen diejenigen des Amphibolites einschieben, so dass auf kurze Strecken eine Art Mischung beider Gesteine entstehe. Er schreibt dem Pegmatit, der anorthositischen Chemismus aufweist, eine unter besonderen Verhältnissen erstarrte, magmatische Paragenese zu.

Auch H. M. HUBER (23, 229) erwähnt im Gotthardmassiv Zoisit-amphibolite und Biotit-Zoisitamphibolite, die von Pegmatiten durchadert sind. Die Zoisitamphibolite sollen durch Alkalisilikatzufuhr biotitisiert und albitisiert worden sein.

Für unser Vorkommen gilt folgendes: Das helle Adergestein besitzt pegmatitischen Charakter (grobkörnige Ausbildung, primär nur leukokrate Bestandmassen, Gehalt an leichtflüchtigen Bestandteilen (H_2O)). Es steht im Zusammenhang mit grösseren pegmatitischen Gängen im Amphibolit, unterscheidet sich aber von den Gneispegmatiten, von denen mehrere untersucht sind, grundsätzlich durch:

1. das völlige Fehlen von Mikroklin oder Kaliumfeldspat,
2. den grossen Reichtum an relativ saurem Plagioklas und das starke Zurücktreten von Quarz und
3. die stellenweise starke Anreicherung von Epidot.

Helle, aderartige Bestandmassen dieser Art treten hauptsächlich in amphibolitischen Gesteinen oder in unmittelbarer Nachbarschaft derselben auf. Sicher sind, wie später noch gezeigt werden soll, zu ihnen z. T. auch die konkordanten, hellen Adern der Bänderamphibolite zu rechnen, welche schon WANG (56, 126—145) sehr ausführlich beschrieben hat. Sie werden vorläufig *Amphibolitpegmatite* genannt⁵⁾.

Der Kontakt mit dem Nebengestein ist in vorliegendem Fall ziemlich unscharf; dasselbe wird intensiv feldspatisiert und gegen den Pegmatit hin tritt Kornvergrößerung der Amphibolitmineralien (Hornblende und Granat, bisweilen besonders Titanit!) auf. Nebengesteinskomponenten bilden oft grosse Einsprenglinge im Pegmatit. Der pegmatitischen Stoff-(Alkalisilikat-)zufuhr folgte als Abschluss eine bereits hydrothermale Quarz-Zeolithphase.

Das Nebengestein des Amphibolitpegmatites besteht vorwiegend aus groben, feldspatdurchwachsenen Hornblendeskeletten und zwischen diesen hindurchgewachsenen Plagioklasxenoblasten von analoger Zusammensetzung wie die Pegmatitfeldspäte. Auch die Hornblenden besitzen dieselben optischen Eigenschaften wie die sich im Pegmatit befindlichen Amphibole. Daneben tritt ein hornblendeähnlich ausgebildeter, skelettartiger, blassgrüner (n_α) Chlorit in rundlichen Flecken in Vergesellschaftung mit Titanit, Epidot und reichlich zersetztem Plagioklas auf. Granat ist nur noch selten erhalten. Als Nebengemengteile beobachtet man häufig Titanitskelette, Ilmenit und Rutil (letztere beide oft von Titanit umrandet), selten hingegen Apatit.

Der Amphibolitpegmatit durchdringt also das wahrscheinlich gelockerte Nebengestein, ohne dass die Pegmatitplagioklase ihre Zusammensetzung wesentlich verändern. Dadurch erklärt sich auch die Existenz der sauren Plagioklase (die lediglich an den Korngrenzen mit Ca-reicheren Mineralien, wie etwa Granat oder Diopsid, etwas

⁵⁾ Allerdings beschreibt F. DE QUERVAIN (46) auch die durch ihre seltene Mineralführung berühmten, in Kinzigitgneisen liegenden Pegmatite der Valle della Madonna bei Brissago als Oligoklaspegmatite. Nach den neuesten Untersuchungen P. WALTERS zu schliessen, stammen aber diese Pegmatite wahrscheinlich aus einer randnahen Zone des grossen, dioritisch-gabbroiden Eruptivgesteinskomplexes der Zone von Ivrea. Damit ist auch ein Zusammenhang dieser Pegmatite mit basischen Eruptivgesteinen keineswegs ausgeschlossen.

Ca aufgenommen haben), sowie deren grobe, wirtkristallartige Ausbildung in den Eklogitamphiboliten von Fontai.

Da pegmatitische Injektionen dieser Art vorwiegend auf Amphibolitvorkommnisse lokalisiert sind, sowohl diskordant wie konkordant zur Amphibolitbänderung stehen und teils mehr, teils weniger scharf gegen das Nebengestein grenzen, handelt es sich wahrscheinlich um eine „Autoinjektion“ von Restschmelzen gabbroider bis gabbrodioritischer Magmen ⁶⁾.

b) Inhomogene Eklogitamphibolite mit mehr oder weniger in Zerteilung begriffenen, fremdartigen Bestandmassen bis eigentlichen Einschlüssen

Wie manche Amphibolitvorkommnisse als Ganzes sehr eindrücklich zeigen, sind die unter a) geschilderten Eklogitamphibolittypen vorwiegend nur in kleineren Bereichen relativ homogen gebaut. Spontane Übergänge in granat-, erz-, grobkörnige hornblende- oder feldspatreiche Partien, Einschlüsse von kleineren Schollen, Schlieren, Putzen und Fetzen fremdartiger Natur sind in diesen Gesteinen sehr verbreitet und scheinen vielfach mit den Amphibolitnebengesteinen im Zusammenhang zu stehen. Daher ist es für uns wichtig, die Natur dieser Einschlüsse näher zu charakterisieren, wobei uns besonders folgende Fragen interessieren:

1. Welches sind die Zusammenhänge zwischen Eklogitamphiboliteinschlüssen und Nebengesteinen?
2. Was für Beziehungen bestehen zwischen der nunmehrigen Beschaffenheit der Einschlüsse und den eventuell durch ihre Anwesenheit bedingten Veränderungen der Wirtgesteine?

α) Eklogitamphibolite mit fetzigen bis schlierigen, biotitreichen Akryrosomen

Es wäre wohl unrichtig, schlierige Konzentrationen von Übergemengteilen in normalerweise relativ homogen beschaffenen Gesteinen als Einschlüsse zu bezeichnen, obwohl sie aus solchen hervor-

⁶⁾ Bemerkenswert erscheint die Vergesellschaftung von reinen Eklogiten und Olivinfelsen, wie sie vor allem aus Norwegen bekannt sind (ESKOLA (16)), mit anorthositischen Gesteinen (Labradorfelsen), während Eklogit- und Granatamphibolite hauptsächlich von gangartigen Zoisit- und Epidot-Oligoklaspegmatiten durchtrümpert sind. Diese letzteren entstammen wahrscheinlich H₂O-reichen pegmatitischen Spaltungsprodukten gabbroider Magmen, die zur Bildung hornblendereicher Gesteine führten, während die Eklogit-Labradorfelse ihren Ursprung wahrscheinlich in „trockenen“ Magmen ähnlicher Zusammensetzung haben.

gegangen sein können. Die hier zu beschreibenden Akyrosome nehmen vorwiegend eine Zwischenstellung zwischen unscharf abgegrenzten Mineralanreicherungen und eigentlichen, scharf umgrenzten, polymineralischen Einschlüssen ein.

In manchen Eklogitamphiboliten, wie übrigens auch schon im bereits erwähnten Gestein von Monteggia (6 C), ist der Biotit nicht gleichmässig zerstreut, sondern zusammen mit Plagioklas zu kompakten, fetzigen oder schlierigen, meist eigenartig struierten Bestandmassen angereichert. Merkwürdigerweise treten solche Bildungen stets in Randpartien von Eklogitamphiboliten auf, welche von biotitreichen Nebengesteinen umschlossen sind. Dies ist z. B. für gewisse Varietäten der Eklogitamphibolite von Fontai der Fall.

Biotitführende Eklogitamphibolite von Fontai

Neben den bereits beschriebenen Eklogitamphiboliten dieses Fundortes treten auch gewisse Varietäten auf, die sich schon makroskopisch durch sehr inhomogenes Aussehen und gelegentliche Anwesenheit von Biotit von den normaleren Typen unterscheiden. Abgesehen von der Zusammensetzung biotitreicherer Partien zeigt sich ansonst im Mikroskop kaum eine Veränderung gegenüber dem Mineralbestand gewöhnlicher Eklogitamphibolite.

Grosse, jedoch nicht mehr ausgesprochen skelettartige Hornblenden xenoblasten enthalten sehr häufig Einschlüsse kleiner Granate mit Plagioklas-hüllen, sowie kleiner, schalenförmiger Plagioklase, Biotitfetzen, Erz etc. Diese Hornblenden überwiegen mengenmässig bedeutend eine andere, feinkörnige Generation, welche sowohl krustenartige Besätze um AP-Symplektitmassen als auch feinretikular struierte Gewebeteile bildet und Übergänge in Granatkelyphithornblenden aufweist. Eigenartigerweise neigen letztere mehr zum Stengel- als zum Fadentypus.

Bezüglich der Feinheit der Verwachsung steht der AP-Symplektit demjenigen der Gesteine von Monteggia und vom Cardada-Osthang kaum nach.

Zwickelförmige Lücken zwischen AP-Symplektitmassen sind von grossen Plagioklasamöben (An_{20-25}) ausgekleidet, während Kelyphithöfe reichlich kleine, saure und basischere Plagioklase führen.

Im Gegensatz zur Beschaffenheit von Hornblende, AP-Symplektit, Plagioklas und Granat, welche im Vergleich mit normalen Eklogitamphiboliten keine wesentlichen Abweichungen erkennen lässt, erscheint in diesem Gestein die Ausbildung des blassgelb-rotbraun pleochroitischen Biotites umso bemerkenswerter. Oft noch als ursprünglich gröbere Blättchen erkennbare Biotitindividuen sind grösstenteils sehr feindiablastisch von Plagioklas durchwachsen und zusammen mit basischeren Plagioklasen (An_{55-60}) in relativ scharf begrenzten, im ganzen Gestein unregelmässig zerstreuten Häufchen angereichert. Die Biotit-Plagioklasverwachsung (BP-Symplektit) zeigt weit-

gehende Analogien mit dem AP-Symplektit; sie ist, da in einem anderen Gestein noch schöner sichtbar, in Fig. 14 dargestellt. Oft findet man intakte, grössere, regellos angeordnete Biotitblätter, deren Zwickel spinnwebartig von BP-Symplektit erfüllt sind. Am Rande solcher Biotitaggregate besitzen die Plagioklase wieder normale (albitreichere) Zusammensetzung.

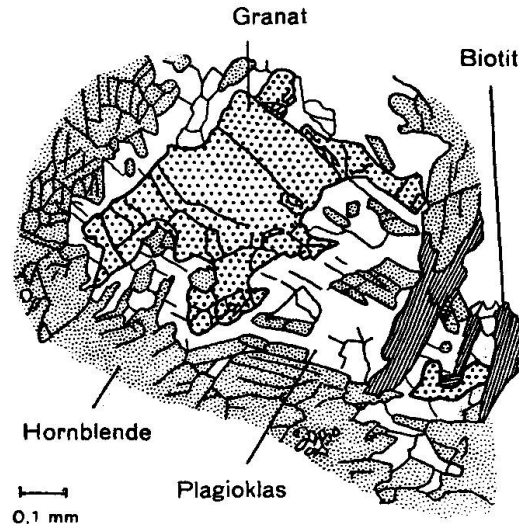


Fig. 11. Gemischter Granatkelyphit.

Schmutzig grasgrüner, durch Einschlüsse (Titanit) getrübler Chlorit erscheint oft in einer dem Biotit ähnlichen Ausbildung (feindiablastisch) und ist wohl als Umwandlungsprodukt des letzteren zu deuten. Stellenweise kann mit ihm reichlich faserig struierter Epidot vergesellschaftet sein.

Die farblosen bis blass rötlichen Granate sind ziemlich intensiv kelyphitisiert. Oft bestehen helle Flecken hauptsächlich aus Plagioklas, daneben spärlichen Hornblendestengeln und einer Menge von Granatrelikten. Die Kelyphite sind vielfach gemischter Art, d. h. es kann in denselben Biotit an Stelle von Hornblende treten, wie es Fig. 11 zeigt. Dies ist stets dort der Fall, wo Granate an Biotitanreicherungen grenzen.

Als wichtigster Nebengemengteil tritt Ilmenit auf (in Körnern verschiedener Grösse und mit Titanitsäumen); Titanit, Rutil und Apatit wurden nur in spärlichen Mengen konstatiert. Insbesondere fielen einzelne grössere, skelettartige Titanitxenoblasten durch intensiv braune Höfe in den mit ihnen verwachsenen Hornblenden auf.

Die Struktur kann als vorwiegend mikrodiablastisch (Symplektite) mit schwacher Tendenz gegen porphyroblastisch (grobe Hornblenden mit Einschlüssen), sowie auch als kelyphitisch bezeichnet werden. Die Textur ist im wesentlichen massig, etwas schlierig und fleckig.

Ein sehr ähnliches, hornblendereiches Gestein, in welchem jedoch infolge hydrothormaler Einflüsse der Biotit praktisch voll-

ständig chloritisiert und der Ilmenit in Titanit umgewandelt wurde, fand sich in Vergesellschaftung mit dem Eklogitamphibolit 43 D vom oberen Rand des Vorkommens von Fontai. Auf eine hydrothermale Beeinflussung dieser Varietät konnte aus dem Auftreten von diskordanten, epidotführenden Äderchen und sehr reichlich saurem Plagioklas (An_{11-25}) geschlossen werden.

Der biotitführende Eklogitamphibolit bei Frunt

Das Vorkommen dieses Gesteins liegt auf dem steil nach W abfallenden Bergrücken zwischen Vallone und Valle dei Croadi. Am Weg, welcher von Frunt nach Valleggia führt, trifft man auf ca. 920 m ü. M. eine in mehrere, stark gefaltete Einzelkörper zerteilte Amphibolitmasse. Dieselbe ist in sauren, am Kontakt jedoch ziemlich biotitreichen und gebänderten Orthogneisen eingeschlossen, wie dies für einen kleineren Teilkörper in Fig. 12 dargestellt ist. Letztere bestehen im Zentrum oft aus Granat- und Eklogitamphiboliten, in

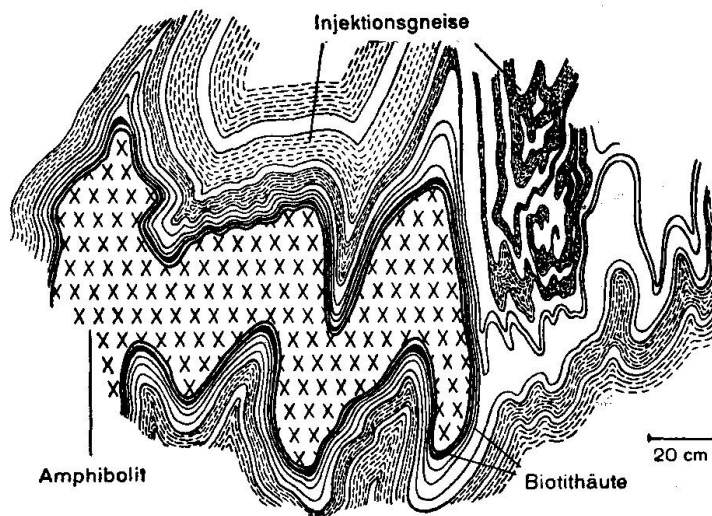


Fig. 12. Amphibolitmasse in Gneisen bei Frunt.

den peripheren Partien hingegen vorwiegend aus biotit- oder chloritführenden gewöhnlichen Amphiboliten. Die Gesteine sind makroskopisch so dicht und feinkörnig, oft auch etwas porphyrisch, dass sie anfänglich als Lamprophyr angesehen wurden.

Ein etwas exzentrisch gelegener, auf der Südseite des Weges anstehender Teil des oberen, grösseren Amphibolitkörpers führt reichlich eklogitartige Gesteine. Dieselben sind bisweilen von etwas

fleckig gelbgrüner bis dunkelgrünlichgrauer Farbe und fein rötlich gesprenkelt. Ausser vereinzelt Hornblendeeinsprenglingen erscheinen sie beinahe dicht, sind jedoch reichlich von dunkelviolettschimmernden Harnischen durchsetzt.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein folgendes Bild:

Mineralbestand:

HG: AP-Symplektit	NG: Ilmenit	UG: Biotit, meist als BP-Sympl.
Grüne Hornblende	Apatit	Quarz
Plagioklas		
Granat	Nr. 226 L ₂	

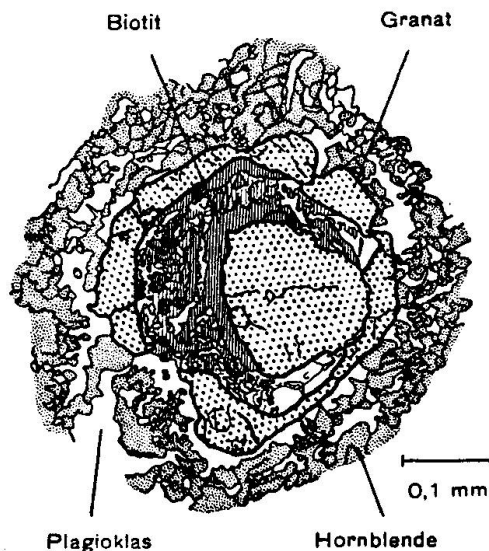


Fig. 13. Atollgranat.

Das unregelmässig von bald mehr, bald weniger feindiablastischen Hornblende krümeln bis -skeletten durchsetzte, löcherige und wolkige AP-Symplektit-Grundgewebe besitzt grosse Ähnlichkeit mit demjenigen des Eklogitamphibolites von Monteggia. In reichlich auftretenden gröberen Körneraggregaten oder schalenförmigen Bildungen besitzt der Augit im Gegensatz zur kräftiger grünen Hornblende eine blasse, apfelgrüne Farbe und eine Auslöschungsschiefe c/n_γ von 41° .

Der sehr feinkörnige Plagioklas erscheint grösstenteils in den Granatkelyphiten, daneben auch in grobdiablastischen Hornblendepartien in Form gestaltloser, häufig zonarer und fleckig auslöschender, schattenhaft begrenzter Kriställchen. Sein An-Gehalt dürfte zwischen 40 und 50 % liegen.

Unter den gröberen Gefügekomponenten zeichnen sich besonders extrem skelettartige und partienweise intensiv von Plagioklas durchwucherte Hornblendeporphroblasten aus. An denselben wurde folgender Pleochroismus festgestellt:

n_α = blassgelb
 n_β = olivgrün
 n_γ = graugrün, randlich grünbraun

Nicht selten enthalten sie Granat-, Biotit- und andere Einschlüsse.

Besonderes Interesse verdient in diesem Gestein die Ausbildung der kaum eine rötliche Farbnuance aufweisenden Granate. Im allgemeinen durchsprengen sie das ganze Gewebe, oft sind sie jedoch schlierig angereichert.



Fig. 14. Biotit-Plagioklassymplektit.

Am häufigsten konstatiert man um reliktsche Granatkerne Hüllen von feindiablastischem BP-Symplektit oder kleinen, in einer Plagioklasschale eingebetteten Hornblendekrümmeln. Um diese Hülle schliesst sich in vielen Fällen wiederum ein schalenförmiges, meist mit dem Kern teilweise verwachsenes Gebilde von Granat, welches gegen aussen von feindiablastischem Hornblende-Plagioklasgewebe oder BP-Symplektit oder auch von einer kelyphitartigen Hornblende-Plagioklashülle umschlossen wird. Fig. 13 zeigt einen solchen *A toll granat*, wie diese Bildungen in Schwarzwälder Eklogiten von ERDMANNSDÖRFFER (13, 440) genannt worden sind. Die im BP-Symplektit sich befindlichen Granate zeigen am ehesten die schalige Ausbildung, wobei der Symplektit fast stets mit einem intakten Biotitsaum gegen den Granat grenzt. Oft enthält der innere Hof eines schaligen Granatreliktes eine klumpige Hornblendemasse, während die Hülle des Granates von BP-Symplektit gebildet wird.

Intensiv kastanienbrauner Biotit tritt in Gestalt schlierig-fetziger, oft

zu Schnüren und Strängen aggregierter BP-Symplektitmassen sehr unregelmässig im Gestein verteilt auf.

Die BP-Symplektite bestehen meist aus sich durchdringenden und von Plagioklas durchwachsenen, schwammartigen Biotitskeletten, die oft rahmenartig von intakten Biotitblättchen umschlossen sind. Nicht selten besitzen die Symplektitkomplexe die Gestalt einer Pseudomorphose nach einem stengeligen Mineral.

An einzelnen Stellen ist der Biotit unter reichlicher Ausscheidung von Titanitkristalliten in grünen Chlorit umgewandelt.

Die häufig in der schwach angedeuteten s-Fläche gestreckten, gestaltlosen und selten undulös auslöschenden Quarzkörnchen sind wiederum fast ausschliesslich von dicken Pyroxenrinden umsäumt.

Desgleichen besitzen oft etwas zu Grüppchen aggregierte Ilmenitkristalle häufig gebräunte Hornblendesäume.

Bei vorwiegend mikro- bis feindiablastischer, kelyphitischer und etwas porphyroblastischer Struktur herrscht eine schwach gerichtete, sehr inhomogene, schlierige Textur.

Die inhomogene, schlierige oder fetzige Verteilung biotitreicher Bestandmassen im Gefüge dieser Gesteine macht wahrscheinlich, dass der Biotit nicht die Rolle eines normalen, primär ausgeschiedenen Gemengteils spielt. Dies umso mehr, als die Amphibolitkörper von Frunt in den Randpartien massenhaft biotitreiche Einschlüsse führen, von welchen angenommen werden muss, dass sie vom Nebengestein stammen. Somit handelt es sich bei diesen BP-Symplektitmassen möglicherweise um stark assimilierte exogene Verunreinigungen in einem Eklogitamphibolit. Dieselben hätten auch zeitweilig die Granatkristallisation behindert, womit sich die Atollbildung erklären liesse.

Deshalb scheint die Symplektitbildung nicht eine charakteristische Eigenschaft einer bestimmten Mineralart zu sein, sondern eher mit ungewöhnlichen Entstehungsbedingungen der betreffenden Gesteine im Zusammenhang zu stehen.

Ausser der bedeutenden Feinkörnigkeit (abgesehen von den Hornblendeporphyroblasten) des Gesteins bei Frunt dürften gegenüber den Eklogitamphiboliten von Monteggia und Fontai (biotitführende Varietät) keine wesentlichen Unterschiede vorliegen. Alle typischen Eklogitamphibolitmerkmale (AP-Symplektit, Übergang desselben in HP-Symplektit und retikulares Hornblendegewebe, grobe Hornblendeskelette, Pyroxenrinden um Quarzkörner) sind deutlich ausgeprägt. Schon aus diesem Grund kann dem bei oberflächlicher Betrachtung von den übrigen Eklogitamphibolittypen stark abweichenden Gestein bei Frunt keine genetische Sonderstellung eingeräumt werden.

β) Eklogitamphibolite mit Al-reichen Bestand-
massen

*Der disthen-, spinell- und korundführende Eklogitamphibolit von
Valleggia (Valle dei Croadi)*

Als Musterbeispiel eines komplexen, von bald kalk-, bald tonerdereichen Einschlüssen, pegmatitischen Adern und Trümmern, hornblenditischen, massigen dioritischen, granat- oder erzreichen Schlieren, bald von kompakten Nebengesteinspartien durchschwärmten Amphibolitvorkommens muss dasjenige von Valleggia bezeichnet werden. Es handelt sich um einen ca. 30 m langen, steil stehenden und linsenförmig ausgequetschten Gesteinskörper. Derselbe ist in sehr wechsellvollen, teils sauren, lagig injizierten, teils biotitreichen und hie und da auch granatführenden Gneisen mit nicht seltenen Kalksilikat-, Glimmerschiefer- und anderen Amphiboliteinschaltungen eingelagert (vergl. Fig. 37). Die Erosionsarbeit eines kleinen Wildbaches hat ihn an seinem östlichen, breitesten Ende in einem prachtvollen Aufschluss von ca. 6—7 m Breite und Höhe freigelegt. Das ganze, auch allgemein recht gut aufgeschlossene Vorkommen erstreckt sich von zwei Ställen, ca. 80 m oberhalb Valleggia (am Weg nach Frunt, 640 m ü. M. nach neuer L. K.), bis zum oben genannten Bach. Ungefähr in derselben Streichrichtung treten gegen E noch zahlreiche analoge, sozusagen perlschnurartig aneinander gereihete Amphibolitlinsen verschiedener Grösse auf. Die Gesteinsmasse der zuerst erwähnten Linse ist in halber ursprünglicher Höhe von der Erosion abgeschnitten und gewährt somit einen ausgezeichneten Einblick in ihre zentralen Partien. Im Bachbettaufschluss erscheinen die Gesteine zuweilen in voller Frische. Leider ist es nicht möglich, in Kürze auch nur eine annähernd erschöpfende Beschreibung des komplizierten Aufbaues dieses Amphibolitkomplexes zu geben. Wenigstens lässt sich folgendes sagen: Im Innern des an seiner Ober- und Untergrenze konkordant von den Nebengesteinen umschlossenen Amphibolitkörpers herrscht eine extrem schlierige bis fluidale, oft schollen- oder aderartige, auf jeden Fall zu dessen Umgrenzungen auffallend disharmonische Anordnung der verschiedenen, anfangs erwähnten Gesteinsvarietäten von relativ einheitlicher Natur (vergl. Fig. 27). Randlich wiegen meist granat- und pyroxenfreie, oft massenhaft Fremdeinschlüsse beherbergende feldspatreiche Amphibolite, sog. *Fleckenamphibolite*, vor. Die unregelmässige, vielfach starke pegmatitische Durchaderung ist von grobkörniger Ausbildung besonders der Granate und Hornblenden begleitet.

Randlich mit dem basischen Gesteinskörper verfigerte Gneiskeile lösen sich im Amphibolitinnern unter starker Schlierenbildung und Assimilationserscheinungen auf. Derartigen Prozessen ist vielleicht auch die Entstehung der hier aufgeführten, disthenführenden Eklogitamphibolitvarietät zuzuschreiben. Es handelt sich um ein ca. 2—3 m unterhalb des oberen Randes auftretendes, teils ziemlich helles, fein grau- bis dunkelgrün, oft auch schwarzgrün geflecktes und intensiv rot gesprenkeltes, eklogitartig aussehendes Gestein. Die Dünnschliffuntersuchung ergab folgendes Resultat:

Mineralbestand:

HG: Grünlicher Pyroxen (grössten-	NG: Ilmenit	UG: Disthen	
teils als AP-Symplektit)	Rutil	Biotit	
Granat		Spinell	} als Sympl.
Grüne Hornblende		Korund	
Plagioklas		Quarz	
	Nr. 11 C ₃	Muskowit	
		Pyrit	

Die wolkigen, äusserst feindiablastischen AP-Symplektitkomplexe bilden zusammen mit dem sie oft vertretenden BP-Symplektit eine Art Grundmasse des Gesteins. Bei $\times$ Nicols und eingeklapptem Kondensor sind hier die aus undulös auslöschenden und in Felder geteilten Augitindividuen zusammengesetzten Symplektitkomplexe sehr deutlich sichtbar.

Blaugrüne (n_v) Hornblenden bilden meist krustenartige Besätze und Säume um AP-Symplektitmassen und Granate (Kelyphitbildungen). Bedeutend seltener sind randlich bräunlich gefärbte, grössere Hornblendeskelette.

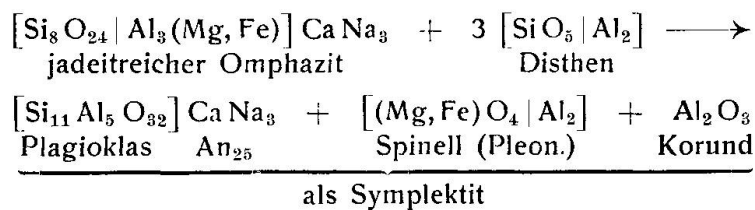
Die sehr blass rosafarbenen, heteroblastischen Granate sind von schief sich durchschneidenden Rissystemen durchzogen. Eine deutliche Kelyphitisierung zeigen im allgemeinen nur die an BP-Symplektit grenzenden Individuen (Plagioklassäume mit konzentrisch gegen den Granat wachsenden Biotitblättchen). Jedoch besteht auch hier stets die Trennung zwischen Granat und AP-Symplektit durch Hornblendeschalen.

Die den AP-Symplektit in fleckig-schlierigen Bereichen ersetzenden BP-Symplektitmassen sind in analoger Weise ausgebildet, wie im Gestein bei Frunt. Winzige, rotbraune, stets gruppenweise zu einem grösseren Überindividuum gehörende Biotitschüppchen liegen in einer wirtkristallartigen Plagioklasgrundmasse. Häufig sind BP-Symplektite von Schwärmen sehr feiner Korundblättchen durchwachsen, wobei an Stelle der braunen Farbe des Biotites ein Grau tritt. Dass es sich um Korund handelt, konnte aus Analogieschlüssen mit sicher bestimmtem Korund in benachbarten und verwandten Gesteinen (z. T. in Gesteinen derselben Gegend aus der Dünnschliffsammlung ZÜRCHER) gefolgert werden. Hie und da wird der Korund durch kleine Spinellpartikel ersetzt. In der Nähe von Erzanreicherungen ist Biotit häufig normal, d. h. nicht als BP-Symplektit ausgebildet.

Als spärlichere Übergemengteile spielen Disthen und grünscharer Spinell eine Rolle. Der Disthen wurde vor allem an seiner charakteristischen

Spaltbarkeit, dem Relief, auch an der Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe erkannt. Die ziemlich grossen, stark resorbiert erscheinenden, oft Granateinschlüsse führenden Kristalle tragen breite Reaktionssäume von Spinell- und Korund-Plagioklassymplektit. Beim Spinell handelt es sich wahrscheinlich um Pleonast bis Herzynit. An seltenen Stellen, wo etwas gröbere Spinellkörner aus den dunklen Symplektitmassen herausragen, ist die Isotropie feststellbar. Oft werden die grünscharzen Säume von hellgrauen Flecken durchbrochen, welche aus Korund-Plagioklassymplektit bestehen; im allgemeinen wiegt jedoch der Spinell-Plagioklassymplektit stark vor. In ihrer Struktur sind auch diese Symplektite mehr oder weniger mit dem BP-, resp. AP-Symplektit identisch. Dieselben Erscheinungen treten in ähnlichen Gesteinen der gleichen Herkunft in viel gröberer Entwicklung auf (Dünnschliffsammlung ZÜRCHER); Korund und Spinell sind dann einwandfrei bestimmbar.

Der Reaktionsmechanismus, welcher zur Spinell- und Korundbildung um Disthen führte, ist wahrscheinlich demjenigen der Granatkelyphitbildung ziemlich analog; an Stelle von Granat tritt hier lediglich Disthen, welcher mit omphazitischem Pyroxen reagierte. Damit gleichzeitig auch Korund entsteht, muss von einem jadeitreichen Omphazit ausgegangen werden oder dann noch diopsidreicher Augit zurückbleiben. Die Reaktionsgleichung würde im Falle, dass zusammen mit Spinell und Korund ein Plagioklas mit 25 % An-Gehalt entsteht, lauten:



Daraus ergibt sich stöchiometrisch:



Im Gestein überwiegt der Spinell den Korund noch bedeutend mehr, als sich aus obigem Verhältnis errechnen lässt. Durch die Annahme dieser Reaktion des Disthens mit dem omphazitischen Pyroxen wird auch klar, warum in diesem Gestein die Granatkelyphitbildung in so geringem Masse ausgeprägt ist. Dem Granat dürfte in obigem Stoffsystem unter den Bedingungen der Kata- bis Mesometamorphose eine noch höhere Stabilität zukommen als dem Disthen.

HEZNER hat diese ganze Erscheinung bei ihrer Untersuchung der Ötztaler Eklogite und Amphibolite ebenfalls sehr ausführlich beschrieben, jedoch den Disthen für Orthaugit und den Spinell für Hornblende gehalten. So schreibt die Autorin wörtlich (22, 510):

„Die Körner des rhombischen Pyroxens liegen niemals rein in der kryptodiablastischen Grundmasse. Sie sind von einem schwarzen Rand umgeben, der nicht kompakt ist, sondern an das Vorkommen des Titanits in Insekten-eierform bei feinsten Ausbildung erinnert. ... Manchmal ragt eines der dunklen Fäserchen, aus welchen sich die ganze schwarze Umwandlung zusammensetzt, in die hellere Umgebung hinein, denn jedes Korn ist noch von einem weissen Hofe umgeben“.

Eine Einsichtnahme in die betreffenden Dünnschliffe zeigte, dass es sich ebenfalls um Disthen mit Spinellreaktionsrändern handelt, welche jedoch im Falle des Ötztaler Vorkommens schwierig als solche erkennbar waren.

Die BP-Symplektitmassen und der Disthen mit den Spinell-Korundreaktionsrändern sind in vorliegendem Gestein meist in schlierigen Zügen und Flecken angereichert. Feinkörnige Plagioklasrändchen trennen die Spinellkrusten vom AP-, nicht aber vom BP-Symplektit.

Oft grosse, einschlussfreie Plagioklasamöben mit einem An-Gehalt von ca. 15 % (Kern) und stark invers zonarem Bau erfüllen zwickelartige Lücken zwischen kompakten Massen anderer Gemengteile. Ihr Aussehen regt zur Vermutung an, es könnte sich um feinst verzweigte, pegmatitische Trümer handeln, da gerade der Amphibolitkomplex von Valleggia reichlich von Plagioklaspegmatiten durchadert ist.

Quarz erscheint meist in kleineren, schlierig aggregierten, schwach undulösen Körnern. Sie führen oft die charakteristischen Augitkrusten oder analoge Bildungen aus Hornblende.

Ein feines Hornblenderändchen umschliesst vielfach die typisch buchtig-lappigen und zackigen Ilmenitkörner. Selten stellt sich als Begleiter derselben Pyrit ein. Rutil ist in Form gestaltloser Individuen oft mit Ilmenit verwachsen oder als feinnadelige Einschlüsse im Granat beträchtlich angereichert.

Muskowit tritt sehr selten auf, ist stark zersetzt und von Chlorit durchwachsen.

Die Struktur des Gesteins wird vor allem durch die krypto-diablastischen Verwachsungen im Grundgewebe mit Einsprenglingen (Granat, resorbierter Disthen), sowie die sehr schönen Kelyphitbildungen (um Disthen) charakterisiert.

Die Textur lässt sich als schlierig bis massig beschreiben.

Obschon Eklogite oder Eklogitamphibolite bekannt sind, in welchen der Disthen als primärer Gemengteil aufgefasst wird, wie z. B. in Ötztaler Gesteinen (vgl. HEZNER (22)), so scheint dies für die tonerdereichen Bestandsmassen des Eklogitamphibolites von Valleggia weniger der Fall zu sein. Bereits bei den Eklogitamphiboliten mit biotitreichen Nebengesteinen wurde auf die Möglichkeit der Herleitung von BP-Symplektitfetzen und -schlieren von letzteren (umgewandelte Nebengesteinspartien) hingewiesen (S. 318). Da der Amphibolitkomplex von Valleggia randlich bedeutende Mengen von tonerdereichen Nebengesteinseinschlüssen führt, scheint diese Auffassung, wenigstens was die BP-Symplektitmassen anbetrifft, auch für dieses Gestein zu gelten. Für den Disthen, welcher Granateinschlüsse enthält, wäre ein exogener Ursprung fraglich, jedoch nicht völlig ausgeschlossen, denn die sehr feindiablastischen und scharf abgegrenzten Spinell-Korundreaktionsränder deuten darauf hin, dass die Resorption und Umwandlung des Disthens rasch erfolgte, jeden-

falls bedeutend rascher, als dies normalerweise bei der Kelyphitisierung der Granate der Fall ist.

Der grosse Tonerdegehalt dieser Eklogitamphibolitvarietät drückt sich nicht nur in ihrem Reichtum an Disthen, Biotit, Spinell und Korund aus, sondern wahrscheinlich auch in einem Jadeitreichtum des ursprünglichen Pyroxens.

Die gerade beim Eklogitamphibolit von Valleggia massenhaft zu beobachtenden exogenen Einschlüsse, sowie Umwandlungs- und Kontakterscheinungen an denselben, lassen auch noch in den schlierigen, tonerdereichen Bestandmassen (inkl. Disthen) von einem eklogitischen Magma stark assimiliertes, exogenes Material vermuten.

γ) Eklogitamphibolite mit Ca-reichen Einschlüssen oder Bestandmassen

Ca-reiche Einschlüsse oder Übergemengteile sind in Eklogitamphiboliten mindestens ebenso verbreitet wie Al-reiche, doch erreichen sie in der Wurzelzone nördlich Locarno vielleicht nicht jene ausgedehnte Verbreitung wie z.B. in den Oetztaler Gesteinen. In letzteren überwiegen grob- und feinkörnige Epidotmassen, langgestreckte, randlich stark pigmentierte Schlieren und gewundene Züge von Zoisit oft die eklogitischen Gesteinspartien.

Als Ca-reiche Hauptmineralien spielen in unseren Eklogitamphiboliten die Vertreter der Epidot-Klinozoisitgruppe, daneben auch Anorthit, Vesuvian, Skapolith eine wichtige Rolle. Diese Gemengteile sind im Verein mit Quarz, saurem Plagioklas, Hornblende, Granat etc. am Aufbau schlieriger oder aderartiger Eklogitamphibolitpartien beteiligt oder in Form unscharf begrenzter Konzentrationen im normalen Eklogitamphibolitgewebe mehr oder weniger stark angereichert.

Eklogitamphibolite mit hellen, vesuvianführenden Schlieren von Gallinee

Die Eklogitamphibolitlinsen des Vorkommens von Gallinee sind, analog den Gesteinen von Valleggia, vorwiegend von ausserordentlich inhomogener, oft eruptivbrekzienartiger Natur. Feinkörnige, gebänderte Partien grenzen oft diskordant gegen analog ausgebildete oder gegen grobkörnigere, massigere Bereiche. Häufig, besonders am westlichen Rand der oberen, in Fig. 9 dargestellten Linse,

erscheinen die Gesteine reichlich von hellen, teilweise grobkörnigen Schlieren und aderartigen Gebilden durchsetzt. Diese sind es, welche nebst den in veränderter Ausbildung und Assoziation erscheinenden Eklogitamphibolitgemengteilen auch Kalksilikatbestandmassen führen.

Eines dieser Gesteine von noch ausgesprochen eklogitamphibolitischem Habitus zeigte im Dünnschliff folgenden

Mineralbestand:

Eklogitamphibolit:

HG: AP-Symplektit

Grüne Hornblende

Granat

Plagioklas

NG: Ilmenit

Rutil

Titanit

Apatit

UG: Quarz

Helle Schlieren:

HG: Bytownit

Klinozoisit

Vesuvian

Quarz

Diops.-hedenb.

Pyroxen

Grüne Hornblende

Granat

Saurer Plagiokl.

Akzessorien:

Ilmenit

Rutil

Titanit

Biotit

Nr. 17 C₂

Im grossen und ganzen herrschen in den Eklogitamphibolitpartien die bereits beim Gestein 17 C₃ (S. 298) geschilderten Züge. Im Grundgewebe wiegt der ungleichmässig feine AP-Symplektit vor, hie und da treten in demselben Ansammlungen kleinerer Pyroxenkörner auf. In streifigen, granatreichen Zonen ersetzt die Hornblende in zwei Generationen (grob, skelettartig und feinkörnig, retikular struierte Partien aufbauend) den AP-Symplektit. Übergänge von AP-Symplektit (Fig. 22a) in HP-Symplektit (Fig. 22b) sind deutlich erkennbar. Die Hornblenden besitzen wiederum um Erzkörner ausgesprochen braun, um Granate dagegen blaugrün gefärbte Höfe. Die vorwiegend isometrischen Granate führen stets Kelyphitschalen vom Prototyp des Fadenkelyphites. Durch eine Radialanordnung der Kelyphitplagioklase (An₄₅) entsteht beim Drehen des Schliffes unter $\times$ Nicols eine Art wandernder Auslöschung, ähnlich wie bei Sphärolithen. Die äussere Form der Pseudomorphosen lässt oft auf ursprünglich idiomorphe Ausbildung der Granate schliessen (vgl. Fig. 15, links).

Die das Grundgewebe durchbrechenden, buchtig-lappigen Mosaike oder auch vereinzelt Körner von Quarz sind fast ausnahmslos von dicken Pyroxenrinden umhüllt. Das scheinbar recht verbreitete Auftreten der Augitschalen um Quarz wurde z. B. auch in DUPARCS „Eklogiten“ (in Wirklichkeit handelt es sich um Eklogitamphibolite von sehr ähnlichem Habitus wie einzelne der hier untersuchten Gesteine) vom Mont Blanc (Arête de Pétoudes) beobachtet (12).

Ilmenit und Rutil treten häufig auf; bemerkenswert erscheint ihre Aggregation zu Schnüren und langgestreckten Schlieren, sowie ihre vorwiegend grobkörnige Ausbildung. Apatit ist selten.

In seiner Struktur und Textur unterscheidet sich der Eklogitamphibolit kaum vom Gestein 17 C₃.

Völlig neue und interessante Phänomene bieten die schlierigen, vorwiegend hellen und sich vom Nebengestein ziemlich scharf abhebenden Bestandmassen von sehr komplizierter Struktur.

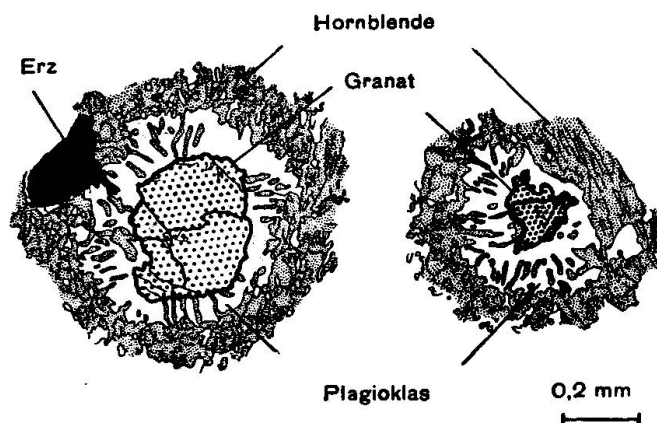


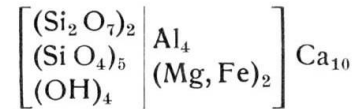
Fig. 15. Fadenkelyphit.

Die auffälligsten Bestandteile derselben bestehen aus relativ feinkörnigen, gestaltlosen oder die Formen eines stengeligen Minerals nachahmenden Massen von kompliziert gestalteten, basischen Plagioklasen (An_{65-80}) und stäbchenförmigem oder feingliedrig-skelettartigem Klinozoisit-Epidot. Typisch ist oft eine Mosaikstruktur (nach Art verdrehter Blöcke im Kristallgitter) dieser Plagioklase (vgl. Fig. 25b); teils sind sie leistenförmig oder auch polygonal und isometrisch ausgebildet. — Am Rande der Aggregate werden sie oft durch grosse, stark zonare und fleckig auslöschende, albitreiche Plagioklase (An_{20}) verdrängt. Einzelne Epidot-Bytownitaggregate sind felderartig abgegrenzt und von Epidot- oder Augitgerippen (grüner Pyroxen tritt vielfach in analoger Ausbildung an Stelle von Epidot) rahmenartig umgeben.

In obigen Epidot-Bytownitmassen finden sich manchmal ausgesprochene Relikte eines stengeligen Minerals, welches stellenweise in grösseren Mengen angereichert und garbenartig aggregiert sein kann. Es erscheint sowohl makro- wie auch mikroskopisch farblos, zeigt grosse Ähnlichkeit mit Zoisit, jedoch fehlt ihm die bei letzterem vollkommene (010)-Spaltbarkeit. Es besitzt auch deutlich von Epidot-Klinozoisit (maximal orange- bis kanariengelb) abweichende, gelblichgraue bis dunkel tintenblaue Interferenzfarben, hohe Lichtbrechung und ein- oder zweiachsig positiven Charakter bei kleinem Achsenwinkel. Die Dispersion der Achsen ist sehr stark, wobei $v > \rho$. Bei gekreuzten Nicols lässt sich häufig ein zonarer Bau erkennen.

Eine Pulver-Röntgenaufnahme des anfänglich als Zoisit betrachteten Minerals ergab relativ gute Übereinstimmung mit einem DEBYE-SCHERRER-Diagramm von Vesuvian aus dem Granat-Diopsid-Vesuvianfels von Claro. Lediglich einzelne Röntgeninterferenzen sind etwas verschoben; diese Abweichung könnte jedoch in einer etwas verschiedenen Zusammensetzung der Vesuviane begründet sein. Im Dünnschliff stimmt das Mineral von Gallinee in allen Eigenschaften mit dem Vesuvian von Claro überein.

Nach der normalerweise angegebenen Zusammensetzung:



zu schliessen, könnte sich Vesuvian nicht ohne Stoffzu- und -wegfuhr in die Ca-ärmeren, jedoch Al-reicheren Silikate Epidot-Klinozoisit und basischer Plagioklas umwandeln, wie dies nach dem ausgesprochen pseudomorphoseartigen Charakter der Aggregate letzterer Mineralien der Fall sein sollte (Fig. 16).

Nimmt man jedoch, in analoger Weise wie beim Granatkelyphit, eine Wechselwirkung zwischen Vesuvian und Nachbarsubstanz an (innerhalb kompakterer Vesuviananreicherungen ist keine Umwandlung erkennbar), so lässt sich die Entstehung der Pseudomorphosen von Epidot und Bytownit-Labradorit

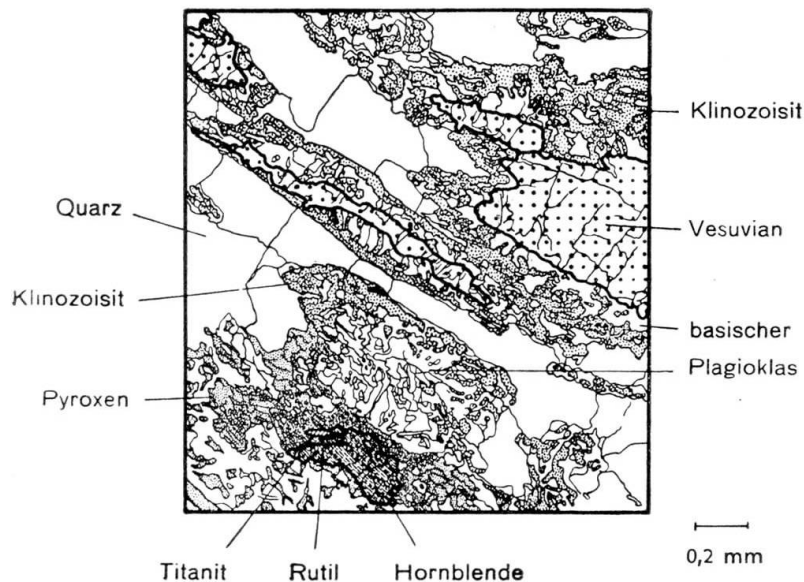
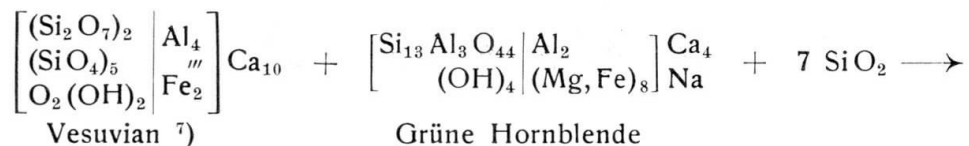
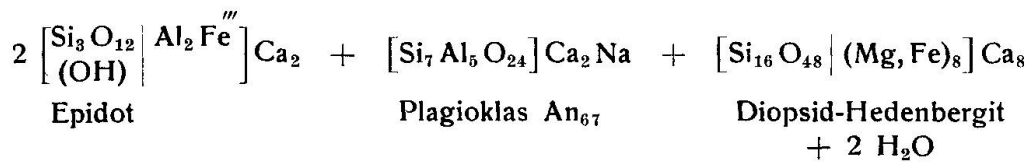


Fig. 16. Vesuvianpseudomorphosen und Pyroxenkelyphit um Hornblende.

nach Vesuvian ohne weiteres erklären. Für eine Reaktion mit dem Vesuvian kommen vor allem die schon ursprünglich in diesen Schlieren reichlich vorhanden gewesenen Mineralien Quarz und grüne Hornblende in Frage. Sie würde dann nach folgendem Schema verlaufen:

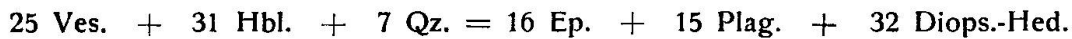


⁷⁾ Wahrscheinlich ist beim Vesuvian alles Fe als dreiwertig anzunehmen und dementsprechend OH durch O zu ersetzen. Andernfalls würde, analog dem Prozess der AP-Symplektitbildung aus Omphazit, zweiwertiges Fe zu dreiwertigem oxydiert.



Diese Reaktion macht auch die aus AP-Symplektit bestehenden Hornblende-kelyphite sowie die häufigen Pyroxenkrusten um Hornblenden verständlich. — In quarzerfüllten Rissen des Vesuvians von Claro tritt nebst Epidot und basischem Plagioklas zudem noch Calcit auf. Möglicherweise fand in den betr. Gesteinen eine ähnliche Umwandlung des Vesuvians statt, wobei der Ca-Überschuss des letzteren infolge mangelnder Diopsidbildung nicht immer abgesättigt werden konnte.

Stöchiometrisch lautet obige Gleichung folgendermassen:



Sie bestätigt auch das im allgemeinen anzutreffende Mengenverhältnis zwischen Plagioklas und Epidot (ca. 1:1, vgl. Fig. 16) in den kelyphitartigen Bildungen um den Vesuvian.

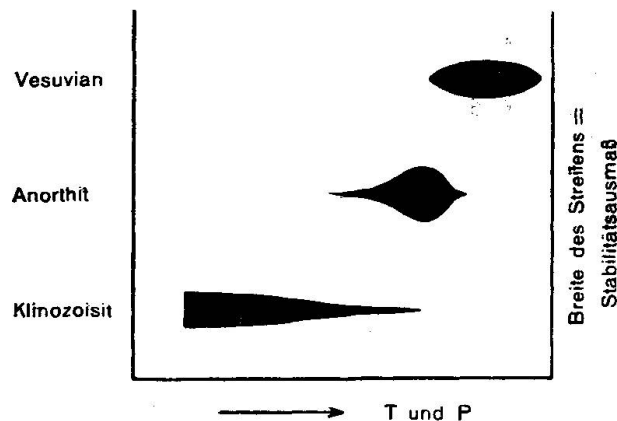


Fig. 17. Stabilitätsverhältnisse von Vesuvian, Anorthit und Klinozoisit.

Über die Stabilitätsverhältnisse zwischen Vesuvian, basischem Plagioklas und Epidot-Klinozoisit gelten wohl die in Fig. 17 dargestellten Beziehungen. Die Vesuvianumwandlung wäre demnach ein diaphthoritischer Prozess, in ähnlicher Weise wie die sicher gleichzeitig mit ihr abgelaufene Granatkelyphitbildung.

Ein weiteres, beim Vesuvian von Gallinee recht häufig zu beobachtendes Phänomen besteht in Schwärmen von winzigen, blass rosa gefärbten Einschlüssen, welche in der Art von Myrmekit-Quarzstengeln fleckenweise angehäuft sind.

Ziemlich grobkörnige, schwach undulöse, oft mosaikartig zu verzweigten Schlieren zusammengefügte Quarxenoblasten erfüllen im Verein mit saurem Plagioklas die häufigen, zwickelartigen Lücken zwischen den Vesuvianpseudomorphosen.

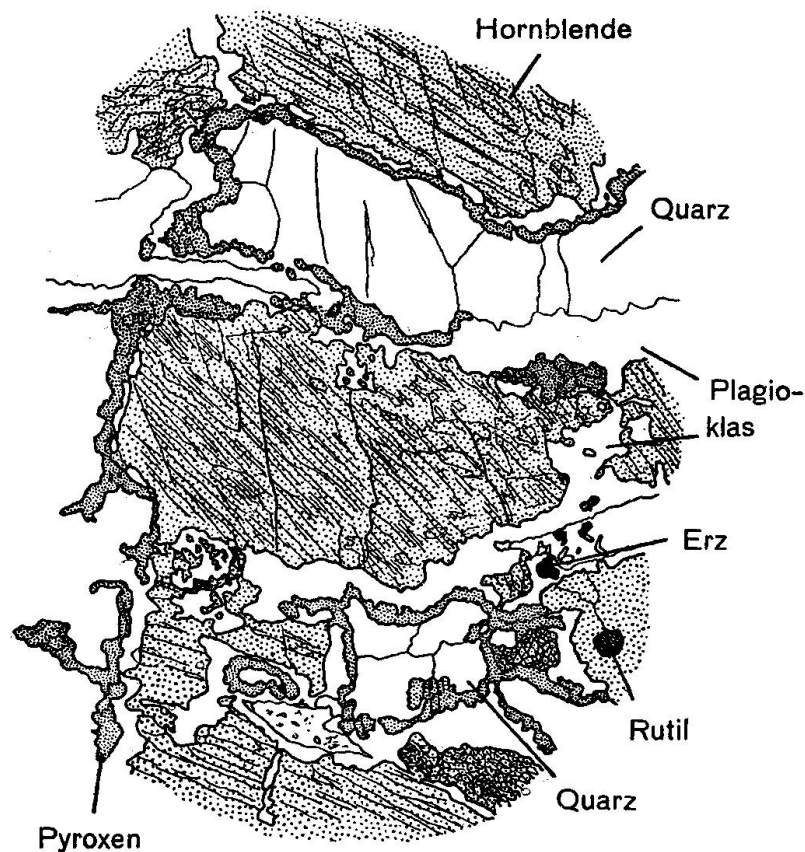


Fig. 18 a. Pyroxenrinden um Hornblende

In vollkommenster Weise sind in diesen Schlieren die teils sehr dicken Rinden von grünem Pyroxen entwickelt, welche den Quarz von Granat und Hornblende trennen. Oft reichte jedoch die Augitmenge zur Bildung einer geschlossenen Hülle um die Quarzkörner nicht aus.

Der meist kräftig grüne, oft sogar etwas pleochroitische, diopsidisch-hedenbergitische Pyroxen besitzt eine Auslöschungsschiefe c/n_γ von ca. 42° . Er erscheint teils in Form löcheriger, klumpiger AP-Symplektit-schlieren, teils in knäueligen und schaligen Gebilden, wie sie in Fig 18 a und b dargestellt sind. Ansammlungen gröberer, in Subindividuen zerfallener Pyroxenkörner sind durch alle Übergänge mit AP-Symplektit verbunden.

Was in anderen Eklogitamphiboliten nie beobachtet werden konnte, wird hier eigenartigerweise zur Regel: Die Granate sind durch dicke Augitrinden gegen die Quarze abgeschirmt (s. Fig. 18 b). Solche Pyroxene sind besonders intensiv grün gefärbt und deutlich pleochroitisch:

$$\begin{aligned} n_\alpha &= \text{grünlichgelb} \\ n_\gamma &= \text{bläulichgrün} \end{aligned}$$

d. h. wahrscheinlich ziemlich hedenbergitreich. Dieselben Pyroxenrinden konnten auch zwischen Quarzen und Vesuvianpseudomorphosen festgestellt werden.

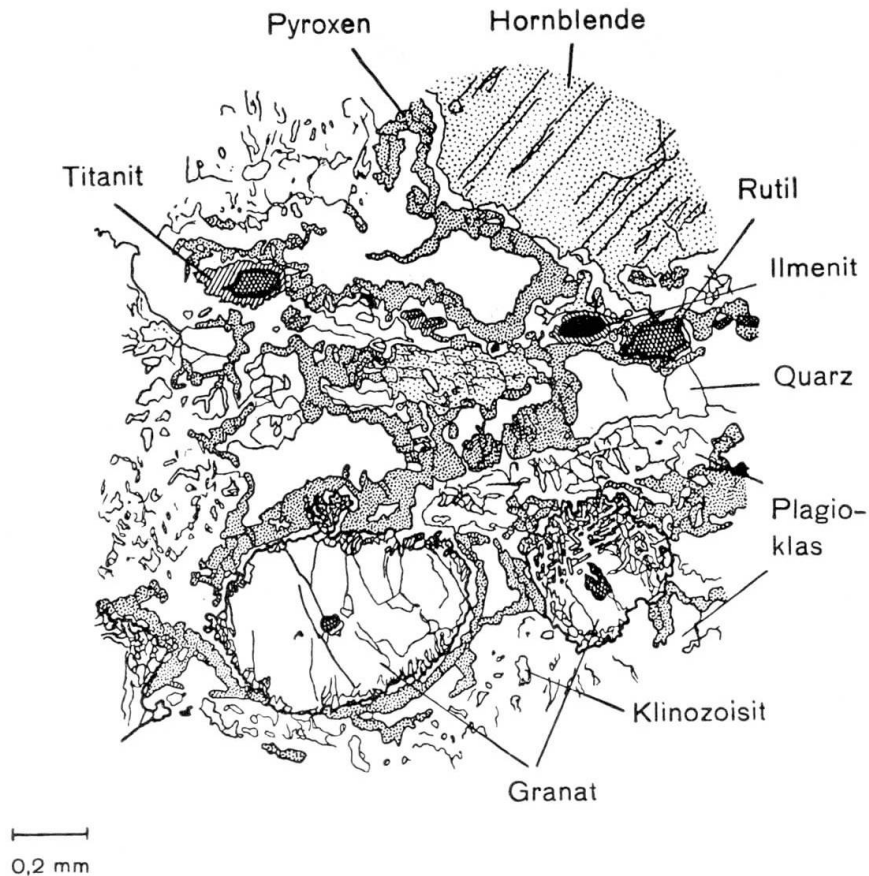


Fig. 18 b. Ausbildung verschiedener Mineralien in vesuvianführenden Schlieren

An den vielfach zonar gebauten Hornblenden erkennt man häufig folgenden Pleochroismus:

n_{α} = blassgelb

n_{β} = olivgrün, randlich meist intensiv braun

n_{γ} = graugrün, gegen den Rand dunkelgrün, zuäusserst oft olivgrün

Zwischen den grossen, breitstengeligen Xenoblasten bestehen alle Übergänge bis zu ausgesprochenen Skeletten. Häufig sind die Hornblenden deutlich resorbiert, d. h. randlich von Augit und Feldspat durchdrungen (vgl. Fig. 18 a). Reliktische Hornblenden gehen vielfach unter Abnahme ihrer Farbintensität kontinuierlich in AP-Symplektit über. Fetzen und Schlieren des letzteren sind meist von einzelnen grösseren Amphibolen begleitet, welche gegen die Symplektitmassen lagunenartige Formen aufweisen.

Wie aus der Vesuvianumwandlungsreaktion hervorgeht, muss auch die Hornblende von diopsidisch-hebenbergitischem Augit verdrängt werden. Dafür spricht, dass in ähnlicher Weise wie beim Granat im Eklogitamphibolit einzelne Hornblenden von buchtig in sie eindringenden Kelyphitmänteln umgeben sind. Diese letzteren bestehen aus grösseren, myrmekitartig von zahlreichen, feinen Plagioklasfäden durchwucherten Augitkristallen.

Eine dicke, kompakte Pyroxenrinde schliesst meistens die ganze Bildung gegen aussen ab. Oft ähneln derartige Hornblendekelyphite (vgl. Fig. 16, unten) grob kristallisiertem AP-Symplektit.

Weitaus häufiger findet man die Hornblenden in der in Fig. 18 a dargestellten Weise von Augitrinden umwachsen. Zwischen letztere und den Hornblenderand schiebt sich meist ein schmaler, mehrfach unterbrochener Plagioklassaum (gegen Pyroxen: An_{20} , gegen Hornblende: An_{40}).

Als mehr oder weniger häufige Einschlüsse in Hornblenden sind zu nennen: Rutilkörner, Plagioklase (z. T. mit basischen Kernen), Quarzkörner mit Augitschalen, unversehrte und kelyphitiserte Granate, Biotitschüppchen etc.

Ähnliche, ebenfalls eigenartige Erscheinungen kennzeichnen die sehr blass gelblichroten bis farblosen, grossen, rundlichen Granatkörner. Eine normale Kelyphitisierung (Hornblende und Plagioklas) lässt sich nur da konstatieren, wo dieselben eng mit Hornblende vergesellschaftet sind. An denjenigen Stellen hingegen, wo Granate zwischen Quarzschlieren und Vesuvianpseudomorphosen sitzen, werden sie von dicken Diopsid-Hedenbergittrinden oder -knäueln umhüllt. Besonders gegen den Quarz ist diese Krustenbildung sehr ausgesprochen, gegen Feldspat jedoch gerne lückenhaft entwickelt. In mancher Hinsicht gleichen die Augitschalen um Granat den analogen Bildungen um Hornblende (Zwischenschaltung von mehrfach unterbrochenen, schmalen Plagioklassäumen). Randlich erscheint der Granat oft in feldspatdurchwachsene Krümel zerfallen; mitunter enthält er dann bis tief ins Innere gesetzmässig (trigyrisch) angeordnete Feldspatleistchen oder -täfelchen eingeschlossen (vgl. Fig. 18 b, unten). Oft umgibt eine Hülle von intensiv rot bis braunrot gefärbten Granatkrümeln einen beinahe farblosen Kern. An anderen Stellen dringen radial verlaufende Quarz- oder Feldspatfäden in den Granat ein und verursachen randlich eine Zerbröckelung, welche bei schwacher Vergrösserung als getrübbte Zone erscheint. Auch Titanit- und Ilmeniteinschlüsse können von dieser Zerfallserscheinung erfasst werden. — Gelegentlich (in Vesuvianaggregaten) wurde sogar eine schalige Entwicklung des Granates beobachtet.

Endlich herrscht bei gewissen Granaten noch eine recht ungewöhnliche, den oben beschriebenen Hornblendekelyphiten ähnliche Art der Kelyphitbildung. Diese besteht darin, dass grössere, von feinsten, senkrecht zur Granatoberfläche verlaufenden Plagioklasfäden durchwachsene diopsidisch-hedenbergitische Pyroxene den Granat myrmekitartig verdrängen.

Gewöhnlicher, brauner Biotit ist recht selten; meistens findet er sich in kleinen Schüppchen in Hornblende, oft parallel ihrer Spaltbarkeit eingeschlossen. Grössere solcher Biotiteinschlüsse können auch als BP-Symplektit entwickelt sein.

Rutil und Ilmenit sind häufig vertreten und bilden öfters Einschlüsse. Auch Verwachsungserscheinungen treten zwischen ihnen auf. Besonders in unmittelbarer Umgebung des Pyroxens führen beide Titanmineralien zuweilen dicke, leukoxenartige Titanitrinden.

Bei dem in gewöhnlichen Granatkelyphiten auftretenden, feinkörnigen, verästelt erscheinenden Erz handelt es sich eventuell um Magnetit.

Die sehr komplexe Struktur dieser xenotypen, hellen Akyrosome eines Eklogitamphibolites geht schon aus obiger Beschreibung einigermaßen hervor. Diablastische und kelyphitische Bilder

sind vorherrschend, während den Vesuvianpseudomorphosen eine mehr feinkörnige, granoblastische, oft geradezu hornfelsartige Mosaikstruktur zukommt. In krasssem Gegensatz zu diesen Verwachsungen, Durchdringungen und Reaktionssäumen stehen die relativ grobkörnigen granoblastischen Quarzschlieren und nematoblastischen Vesuvianaggregate, letztere soweit, als sie noch einigermaßen erhalten sind. Porphyroblastische Anklänge kommen durch die nicht selten grossen und einschlussreichen Hornblendekristalle zustande.

Die *Textur* des ganzen Gesteins ist als schlierig, durchadert, jedenfalls sehr inhomogen zu bezeichnen.

Wahrscheinlich fand in diesen Gesteinspartien eine intensive Vermischung von eklogitischem mit Ca- und SiO_2 -reichem, sedimentärem Material statt. Da die Schlieren sicherlich mit den randlichen, schollenartigen Kalksilikateinschlüssen des gesamten Amphibolitkomplexes im Zusammenhang stehen, kann es sich wohl nur um einen Amphibolit magmatischer Herkunft handeln, welcher kalkreiches, sedimentäres Material einschloss, kontaktmetamorph umprägte und assimilierte. Wahrscheinlich bildete sich in solchen Einschlüssen zunächst unter Katabedingungen Vesuvian, welcher nachträglich infolge abnehmender Metamorphose (Diaphthorese) in Mineralien der Mesostufe zerfallen musste. Die Umwandlung erfolgte unter Teilnahme der Eklogitamphibolitkomponenten und überschüssigem Quarz. Durch reichlich freiwerdendes Ca wurde die grüne Hornblende in diopsidisch-hedenbergitischen Pyroxen umgewandelt. Das zugleich ausgetriebene H_2O blieb wahrscheinlich in Restschmelzen zurück und verlieh denselben pegmatitartigen Charakter. Damit wäre die grobkörnige Ausbildung von Quarz und Feldspat in Zwickeln zwischen Vesuvianpseudomorphosen erklärbar. Auch scheint es nicht ausgeschlossen, dass eine Assimilation kalkreicher Nebengesteine durch basisches Magma die Bildung von Amphibolitpegmatiten begünstigt.

Sicherlich kann diese einfache Erklärung nicht alle erwähnten Vorgänge erfassen, welche sich wahrscheinlich stufenweise abspielten und teils auch superponierten. Wenigstens lässt sich an solchen Einschlüssen zeigen, wie durch stoffliche Beeinflussung eines Eklogitamphibolites die für ihn typischen Mineralassoziationen verschwinden, Prozesse eventuell in umgekehrtem Sinne ablaufen und gleichzeitig neue Strukturphänomene auftreten.

Im allgemeinen ist Vesuvian in Ca-reichen Gesteinen der Wurzelzone selten zu finden. Am bekanntesten ist wohl sein Vorkommen im Granat-Diopsid-Vesuvianfels von Claro. In unserem Falle scheint

sein Auftreten ausgesprochen an kontaktmetamorph veränderte, Ca-reiche Einschlüsse in eklogitischen Gesteinen gebunden zu sein. Man könnte sich fragen, ob nicht analoge genetische Verhältnisse auch für die vesuvianführenden Gesteine von Claro anzunehmen sind, denen, abgesehen von ihrem grossen Ca-Reichtum, stellenweise ausgeprägt eklogitähnlicher Charakter zukommt. Nach der Auffassung STRASSER'S (53, 37) soll es sich um kontaktmetamorph (durch einen Pegmatit) umgewandelte Kalkmergel handeln, was jedoch mit der Tatsache, dass die Kontaktwirkung vereinzelter Pegmatite (auch von ziemlich grosser Mächtigkeit) auf kalkreiche Nebengesteine nur gering ist (Beispiele: Ascona, Val Resa (Mte. Romerio)), nicht völlig vereinbar wäre.

Der kalksilikatführende Eklogitamphibolit von Valleggia

Am oberen Rande des bereits erwähnten Aufschlusses der Amphibolitlinse von Valleggia stehen stellenweise auffallend grobkörnige, granatreiche und von weissen Plagioklasadern und -trümmern durchsetzte amphibolitische Gesteine an. Die aussergewöhnlich grob entwickelte Kelyphitisierung der Granate (Stengelkelyphite) ist schon von blossen Auge bis ins Detail erkennbar. Oft bestehen grössere Partien vorwiegend aus ziemlich grobkörnigen Hornblenden; häufige, smaragdgrüne Schlieren und Putzen lassen AP-Symplektit vermuten, während grünlichgelbe Flecken Anreicherungen eines epidot- oder klinozoisitartigen Minerals darstellen.

Der Mineralbestand einer derartigen Gesteinsvarietät lautet im Dünnschliff:

HG: Grüne Hornblende	NG: Ilmenit	UG: Klinozoisitartiges
AP-Symplektit	Rutil	Mineral
Granat	Apatit	Quarz
Plagioklas	Titanit	Magnetit
		Pyrit, z.T. Ni-Co-Fe-Erz
Nr. 11 C ₂		

Die in n_{γ} charakteristisch blaugrüne Hornblende nimmt in sehr verschiedengestaltiger Weise am Gefügebautbau teil. Besonders bemerkenswert sind: Feinkrümelige Hornblendemassen um AP-Symplektit, grobe, skelettartige Amphibole und langstengelige bis nadelige Individuen (in Granatkelyphiten). Auch bestehen hier Übergänge von mikrodiablastischen Hornblenden zu feinem HP- und schliesslich zu AP-Symplektit.

Der lichtgrüne AP-Symplektit tritt meist in Gestalt schlieriger und putzenartiger Gebilde auf. Nicht selten sind auch gröbere, gestaltlose Körner von grünem Pyroxen mit einer Auslöschungsschiefe von $c/n_{\gamma} = 37-41^{\circ}$

und 2 Vn_{γ} von 64–70° (nach U-Tischbestimmung). Der mittlere Brechungsindex n_{β} ergab sich zu 1,681. Die Werte lieferten nach dem Diagramm von WINCHELL (60, 233) eine Augitzusammensetzung von:

90 % Diopsid 1 % Akmit 9 % Hedenbergit

Bezeichnenderweise sind auch in diesem Gestein infolge deutlicher plagioklas-pegmatitischer Beeinflussung die AP-Symplektite stellenweise stark vergrößert.

Grosse Xenoblasten oder feinkörnige, polygonale Individuen von Plagioklas mit einem An-Gehalt von 28–35 % und starker Zonarstruktur erfüllen zwickelartige Partien zwischen Anreicherungen dunkler Gemengteile oder sind in weniger scharf begrenzten Flecken angehäuft. Oft findet man in diesen letzteren Partien Hornblendestengelchen und -skelette, sowie auch Individuen des klinozoisitähnlichen Minerals. In den relativ grobkörnigen Granatkelyphiten bilden Plagioklase (An_{55-65}) einen beinahe lückenlosen Kranz um die Granatrelikte.

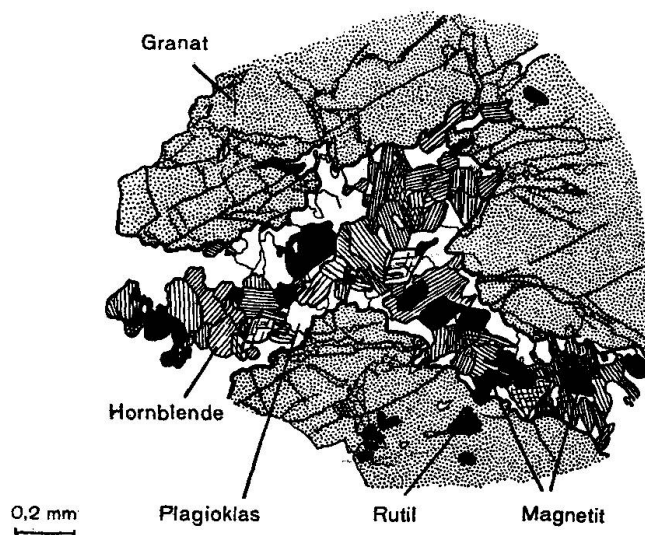


Fig. 19. Granatumwandlung in Rissen

Symplektitplagioklase bestehen entweder aus grösseren, verästelten Individuen oder aus winzigen Körnchen, welche die Poren der Augitgerippe durchdringen. Ihr An-Gehalt wurde an Hand hier und da sichtbarer Albitlamellen zu ca. 30 % ermittelt. Mengenmässig überwiegt jedoch der Pyroxen (d.h. im Symplektit).

Die Kelyphitisierung der hell bis dunkel rosafarbenen Granatxenoblasten erscheint hier bereits in vorgerückterem Stadium. Vor allem liegen prachtvolle Stengelkelyphite in beachtenswert grobkörniger Entwicklung vor. Typisch sind auch radial in Granat eindringende Hornblende-„stacheln“ als fingerartige Fortsätze grösserer Amphibole ausserhalb des Kelyphitmantels.

Zu den weiteren Merkmalen des Granates zählen Systeme von parallelen Rissen, wobei oft Kelyphitprodukte (Hornblende, Plagioklas und Magnetit) zwischen auseinanderklaffende Granatbruchstücke eingedrungen sind (vgl. Fig. 19).

Häufig erfüllen dichte Massen eines schön idiomorph-körnigen bis kurzstengeligen, klinozoisitartigen Minerals das Gesichtsfeld im Mikroskop. Seine merkwürdigen optischen Eigenschaften sind in Fig. 20 schematisch dargestellt. Das Mineral ist ungewöhnlich stark zonar gebaut, sein Rand besteht z. T. sicher aus Klinozoisit. Der einachsige positive Kern hingegen zeigt ebenfalls anomale grau- oder tintenblaue bis kanariengelbe Interferenzfarben, welche durch eine starke Achsendispersion ($\rho > \nu$) hervorgerufen werden. Die Doppelbrechung des Kerns erscheint jedoch im Vergleich mit dem Rand bedeutend niedriger. Auch besitzt der Kern einen deutlichen Pleochroismus, nämlich:

n_α = blass gelblich

n_β = graulich

n_γ = bräunlichgelb

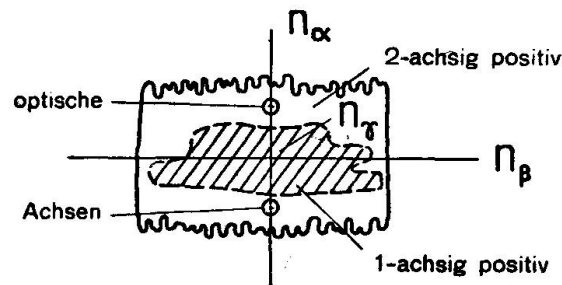


Fig. 20. Optische Eigenschaften des klinozoisitähnlichen Minerals.

Nach den U-Tischmessungen betrug der Winkel zwischen den zwei Spaltbarkeiten ziemlich genau 60° , zwischen n_α und einer Spaltbarkeit (wahrscheinlich (100)) um 26° ($17-31^\circ$). n_β fiel jedoch nicht mit der Schnittgeraden der Spaltbarkeitsebenen zusammen, welche, handelte es sich um Epidot oder Klinozoisit, mit der kristallographischen b-Achse identisch wäre. Nach dem kristallographischen Habitus handelt es sich jedenfalls um ein Mineral der Epidot-Klinozoisitgruppe. Die Ausbildung der Kernpartien hingegen zeigt mehr vesuvianartigen Charakter. Ähnliche Epidote mit isotropisierten Kernen wurden z. B. auch in gewissen Varietäten von Coccogneisen angetroffen. In vorliegendem Gestein tritt dieses Mineral entweder zu körnigen Massen angereichert oder auch mehr vereinzelt in Plagioklas eingewachsen auf. In letzterem Falle ist es von einer merkwürdigen Verdrängungserscheinung begleitet, welche sich darin äußert, dass der Feldspat madenartig in den „Klinozoisit“ eindringt, eine sägeartige oder bröckelige Kontur desselben bedingend. Dabei zeichnen sich die Verdrängungsrelikte durch besonders intensiven Pleochroismus aus. — Eine ähnliche Erscheinung an Epidoten wird von O. WILLEMSE (61, 57) in Amphiboliten aus der Vredefort Region (S-Afrika) beschrieben. — Auffallend ist die enge Assoziation der „Klinozoisit“-massen mit Granat. Beide Mineralien sind jedoch stets durch ein Hornblenderändchen voneinander getrennt.

Grobe, schwach undulöse Quarz xenoblasten erfüllen grössere Zwickel zwischen feindiablastischen Gewebeteilen (AP-Symplektit). Für späte Ausscheidung des Quarzes sprechen wohl die gelegentlich in ihm auftretenden Symplektitbruchstücke.

Das schwarze Erz besteht zum grössten Teil aus Magnetit, der oft massenhaft in schönen Oktaederchen in Kelyphitbildungen angereichert sein kann (s. Fig. 19). Daneben findet sich als Einschluss in Hornblende auch Ilmenit mit Leukoxenrand, seltener kleine Pyritkörnchen. Allerdings wurde in schlierigen Anhäufungen eines pyritartig aussehenden Minerals mikrochemisch Ni-Co-Fe-Erz nachgewiesen.

Titanit und Rutil sind selten. Letzterer bildet meist Einschlüsse in Granat.

Mit dem Hornblendereichtum dieses Gesteins treten auch die krypto- bis mikrodiablastischen Strukturmerkmale stark zurück; an ihre Stelle treten vorwiegend mitteldiablastische, grobkelyphitische und lokal sogar granoblastische Gefügebereiche. Auch etwas porphyroblastische Eigenschaften fehlen nicht.

Die Textur kann praktisch als richtungslos, schlierig bis fleckig bezeichnet werden.

Besteht das oben erwähnte Mineral wirklich aus Klinozoisit oder besitzt es wenigstens klinozoisit- bis vesuvianartigen Charakter, so läge hier ein Eklogitamphibolit mit lokal etwas angehäuften, Carreichen Übergemengteilen vor. Solche Bildungen können, obwohl in sich strukturell anders geartet als das Hauptgestein, nicht mehr als Akyrosome aufgefasst werden. Möglicherweise lag ursprünglich Vesuvian vor, welcher nun in Umwandlung in Epidot-Klinozoisit begriffen ist. Eigentliche Vesuvianpseudomorphosen (analog denjenigen im Eklogitamphibolit von Gallinee) wurden kaum gefunden. Jedenfalls erweist sich das klinozoisitartige Mineral als unbeständig, indem es vom spät ausgeschiedenen Plagioklas verdrängt wird.

Der Eklogitamphibolit von Sira

Der einzige bedeutendere Eklogitamphibolit in der Zone von Contra-Vallone zwischen Maggia- und Verzascatal wurde in dem stark bewaldeten Hang bei Sira (N Brione, s. Siegfriedkarte) anstehend gefunden. Die Kernpartien des wahrscheinlich grösseren Amphibolitkörpers sind allerdings kaum aufgeschlossen, bedeutend besser hingegen seine Kontakte mit dem weit nach W verfolgbaren, mächtigen Marmor zwischen Mte. Romerio und Sira. Gerade in Anbetracht der Wichtigkeit von Kenntnissen über Amphibolitkontakte kommt deshalb diesem Gestein ganz besondere Bedeutung zu.

Die Marmore von Mte. Romerio bilden die westliche Fortsetzung der sedimentären Züge nördlich von Contra (vgl. KÜNDIG (29, 841)). Sie werden unweit obiger Lokalität von einem mächtigen, in ost-westlicher Richtung verlaufenden Plagioklaspegmatitgang durch-

setzt. Das Amphibolitvorkommen befindet sich ca. 150 m westlich einer kleinen, nahe dem oberen Ende des Pegmatites gelegenen Steinruine, wie es nachstehende Skizze illustriert.

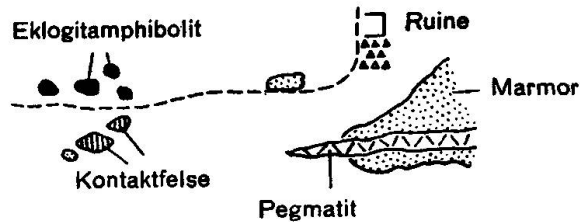


Fig. 21. Der Eklogitamphibolit von Sira.

Der gesamte Amphibolitkörper liegt wahrscheinlich wiederum als linsenförmige Gesteinsmasse vor, wobei hier auffallenderweise nicht nur die Kern-, sondern sogar noch die äussersten Randpartien eklogitischen Charakter besitzen.

Die hier auftretenden Eklogitamphibolite unterscheiden sich in ihrem Habitus wiederum vollständig von allen bis anhin erwähnten Typen. Smaragdartig grüne, langgezogene Schlieren und Flecken, deren Hauptbestandteil unverkennbar aus diopsidisch-hedenbergitischem Pyroxen besteht, wechseln mit schwarzgrünen, etwas grobkörnigeren, hornblendereicheren Partien ab und bilden mit denselben eine Art von inhomogener Grundmasse. Die braunroten, oft noch etwa hirsekorngrossen Granate sind sehr häufig vollständig kelyphitisiert und von dicken Hornblendemänteln umgeben. Oft lassen sich auch schlierige oder fetzige Epidotanreicherungen, gröbere, schlangengartig gewundene Epidotkristalle, feine Plagioklasäderchen (Rissfüllungen) und etwas seltener grössere Rutilkörner erkennen. Die starken Zusammenballungen verschiedener Gemengteile (AP-Symplektit, Epidot) bedingen einen vorwiegend schlierigen, heterogenen, beinahe makrochorismatischen Charakter.

Das sehr interessante Dünnschliffbild zeigt folgenden Mineralbestand:

HG: Grüner Pyroxen	NG: Ilmenit	UG: Epidot
Grüne Hornblende	Rutil	Skapolith
Granat (meist kelyphitis.)	Titanit	Calcit
Plagioklas	Apatit	evtl. Pyrit
Nr. 168 L		

Die optischen Daten des blau- bis gelblichgraugrünen Pyroxens lauten:

$$c/n_{\gamma} = 43-44^{\circ}$$

$$n_{\beta D} = 1,699$$

was nach dem Diagramm von WINCHELL (60) folgende Zusammensetzung ergeben könnte:

76 % Diopsid 4 % Akmit 20 % Hedenbergit

Die feinkörnigen Augitkriställchen sind mit ebensolchen, gleichmässig verteilten Plagioklaskörnchen zu scharf umgrenzten, schlierigen Massen angehäuft. Obwohl dieselben kaum mehr Züge eines AP-Symplektites aufweisen, sind sie doch vermutlich durch Rekristallisation aus einem solchen hervorgegangen. Oft wurden vereinzelte oder zusammengewachsene, grobe, siebartig entwickelte Pyroxenkörner teilweise in Hornblende umgewandelt.

Die Hornblende mit dem charakteristischen Pleochroismus der blaugrünen Typen ist wiederum in verschiedener Ausbildungsweise vertreten, nämlich:

1. als Säume von kleinen, idioblastischen Körnchen um AP-Schlieren.
2. als stengelige Kelyphithornblenden in Granatpseudomorphosen (z. T. besitzen solche Aggregate retikuläre Strukturen).
3. als gröbere, dichte Krusten um Granatkelyphite bildende Hornblendeidioblasten. Oft gehen dieselben in Amphibole der Ausbildungsart 2 über.
4. als meist idioblastisch-körnige, hauptsächlich mit Epidot, Pyroxen und reichlich Plagioklas vergesellschafteten Hornblenden.

Die Hauptmenge der Hornblenden scheint durch Kelyphitisierung von Granat entstanden zu sein; Uralitisierungen des Pyroxens sind kaum mit Sicherheit zu beobachten.

Die stark in Umwandlung begriffenen, ziegelroten Granate zeigen keine sehr scharfen Umgrenzungen, indem sie randlich meist in ein krümeliges Gemenge aufgelöst sind. Epidot ist nicht unbedingt als Kelyphitprodukt aufzufassen, da er schon primär mit Granat verwachsen war. Unter den Granateinschlüssen sind zu nennen: Rutil, Hornblende, Plagioklas, Epidot und Ilmenit (mit Leukoxenrand!).

Der grossenteils kleinkörnig und polygonal ausgebildete Plagioklas tritt eher untergeordnet und meist in Lücken anderer Gemengteile (besonders Hornblenden) in Erscheinung. Am reichlichsten findet er sich in Epidot-Hornblendeaggregaten, Granatpseudomorphosen, etwas spärlicher in den feinkörnigen AP-Schlieren. Kleinere Flecken bestehen vorwiegend aus Plagioklasen mit stark vergrößertem Korn. Der An-Gehalt wurde zu 38—45 % bestimmt, scheint jedoch noch grösseren Schwankungen unterworfen zu sein.

Die schwach grünlichgelben, idioblastischen, oft auch resorbiert erscheinenden Epidote sind häufig zu schlierenartigen, welligen Strängen und Streifen vereinigt, welche die Granate samt ihren Kelyphitmänteln umschlingen. Solche Aggregate führen meist ein Plagioklasrändchen. In manchen Gesteinspartien kann sich der Epidot stark anhäufen. Verdrängungserscheinungen von Epidot durch Skapolith sind nicht selten.

Grosse, in späteren Bildungsphasen des Gesteins vollkommen poikiloblastisch zwischen anderen Gemengteilen hindurchgewachsene Skapolithwirtkristalle ersetzen in fleckigen Bereichen (und zwar sowohl im normalen Gewebe als auch in den Granatpseudomorphosen) restlos den Plagioklas. Recht auffallend ist ferner das in ihrer Umgebung reichliche Auftreten von Calcit, wobei häufig Fetzen von Calcit und Skapolith in grösseren Plagioklasen einge-

schlossen sind. Diese Erscheinungen sprechen deutlich für eine Reaktion von Plagioklas mit Calcit unter Skapolithneubildung und gleichzeitiger Sammelkristallisation. Andere, grössere Calcitxenoblasten sind meist zwischen Zwickeln benachbarter Gemengteile hindurchgewachsen.

Ilmenit erscheint in seiner typischen, zackigen, länglichen Ausbildungsform und wird stets von dicken, grobkristallinen Leukoxenrinden umhüllt. Vollständige Ilmenitpseudomorphosen bestehen aus Häufchen von insekteneierartigen Titanitkörnern.

Rutil und Apatit sind selten.

Unter den verschiedenartigen, zum Teil ineinander übergehenden Strukturen sind die kelyphitische, diablastisch-retikulare, porphyroblastische (Granat) und die poikiloblastische (Skapolith) in dem der Reihenfolge ihrer Aufzählung entsprechenden Ausmass vertreten.

Die Textur kann als schlierig, fleckig, etwas gebändert bis flaserig beschrieben werden. Besonders in grösseren Bereichen erscheint sie stark inhomogen.

Trotz dem sehr heterogenen Charakter des Eklogitamphibolites von Sira finden sich hier die Ca-reichen Übergemengteile nicht mehr ausgesprochen in Form kompakter, fremdartiger Bestandmassen konzentriert, sondern vielmehr im ganzen Gestein dispergiert. Einzig die kleinen, gewundenen Epidotschlieren, sowie gelegentliche klumpige Epidotanreicherungen, welche gegen den Kontakt immer grösser und zahlreicher werden, sind von der zuerst geschilderten Natur (fremdartig).

Infolge ausgiebiger Schuttbedeckung etwas spärliche Aufschlüsse lassen die ungewöhnlich schönen Kontakterscheinungen dieses Eklogitamphibolites mit dem südlich davon anstehenden Marmor immerhin noch recht gut erkennen. So wurden neben Amphiboliten auch knollige Partien von Diopsid-, Skapolith-, Epidot- und zahlreichen anderen Kalksilikاتفelsen gefunden, welche oft durch beachtenswerte Grobkörnigkeit auffielen.

Besondere Erwähnung verdienen unter denselben feindiablastische, massige Gesteine mit blaugrünen Pyroxenen in allen Vergrößerungsstadien der AP-Symplektitusbildung und Epidot-Hornblendenestern, sowie grobdiablastische Diopsid-Plagioklasfelse mit Siebstruktur, auch ausgezeichnet poikiloblastische Epidot-Augit-Skapolith- oder karbonatführende Epidot-Hornblende-Anorthitfelse. Letztere enthalten stark resorbierte Epidotskelette in grossen Skapolith- oder Anorthitwirkkristallen. Grobkörnige Diopsid-Skapolithfelse gehen oft in quarzreiche, karbonathaltige Epidot-Skapolith-Diopsidgesteine mit komplizierten Verwachsungen von Uralithornblenden, Epidot, Calcit, Skapolith, Plagioklas mit diopsidischem Pyroxen über. — Bemerkenswert ist eine gewisse Analogie einzelner dieser Gesteine

mit den von HUTTENLOCHER (24) beschriebenen pegmatitischen Pyroxen-Skapolithbändern in den gabbroiden Gesteinen von Anzola.

Die Kontaktgrenze verläuft sehr unregelmässig und zeigt alle Phänomene einer intensiven Durchmischung von amphibolitischem mit karbonatreichem Material. Vergleiche mit Kontakten anderer basischer Gesteine zeigen, dass es sich um einen Eruptivkontakt handeln muss. Ursprünglich kalkige, vielleicht vorher schon marmorisierte Sedimente wurden von einem intrusiven, zur Bildung eklogitischer Gesteine führenden Magmakörper angeschmolzen und in hohem Grade assimiliert. Die hierdurch entstandene Verunreinigung des Eklogitamphibolites macht sich somit noch bis weit ins Innere desselben bemerkbar.

Bemerkenswert erscheint die Ähnlichkeit der Eklogitamphibolite von Sira mit den im unteren Teil des westlichen Aufstieges zum Schloss Uri in Bellinzona anstehenden Amphiboliten (vgl. KNOBLAUCH (26, 834)). In ihrer nächsten Umgebung (weiter oben am Strässchen) finden sich ebenfalls epidot- und diopsidreiche Kalksilikatgesteine. Es ist anzunehmen, dass der aus den Alluvionen der Tessinebene sich erhebende Schlosshügel aus einem mächtigen Amphibolitkörper besteht, womit es verständlich würde, warum jene Felsmasse der Gletschererosion in auffallender Weise zu trotzen vermochte.

Im Schutt und in den Steinmäuerchen der Hütten von Sira konnten noch weitere Varietäten dieser sehr interessanten Amphibolite gefunden werden. Ihr bereits etwas chorismatischer Habitus wird durch lokale Anreicherungen von grünem Pyroxen oder Hornblende, sowie durch epidotreiche Schlieren und Fläsern bedingt. Granat fehlt häufig vollständig. Durch solche Variationen des normalen Eklogitamphibolittypus bahnen sich bereits deutliche Übergänge zu Diopsid-, Hornblende- oder Epidotfelsen an.

3. ZUSAMMENFASSENDE BETRACHTUNGEN ÜBER EKLOGITAMPHIBOLITE

Zwecks besserer Übersicht seien zunächst die wichtigsten Merkmale der unter 2. geschilderten Gesteine in tabellarischer Form zusammengestellt. Zudem sollen die einzelnen Fundorte nochmals wiedergegeben werden, damit die wesentlichste Verteilung von Eklogitamphiboliten auf das Gebiet zwischen unterem Maggia- und Verzascatal besser hervortritt.

Eklogitamphibolite (Überblick)

Fundort	Pyroxen	Hornblende	Granat (Kelyphite)	Titanmin.	Helle Bestandmassen	Eklogitamphibolite mit	
						teils feldspat- oder biotitreichen, einschlussartigen Bildungen	
Gallinee	Grüner, oft grober AP-Sympl.	Kleinkörn. Krusten um u. Überg. in AP-Sympl., feinretik. Partien; grobe Skelette	Reichl.; isom. Körner mit Fadenkel.	Ru, Ilm	Buchtig-lappiger Qz, mit Gr wachsen		
Fontai	Grüner, relat. grober AP-Sympl.	Kleinkörn. Hbl um AP-Sympl. und in Gr-Kel, grobe, ästelige Xenobl.	Reichl., rundl., xenom.; Kel. undeutl. u. pl-reich	Ilm, Tit, Ru	Grosse, subparall. Pl-Wirkkrist. (An ₂₀₋₂₅) in Lücken kompakter dunkler Bestandm. u. in Kel.		
do.	AP-Sympl. mit schwankender Feinheit; Pyx-Hüllen um Qz	Stark zurücktr., grobe Xenobl., grünbraune neben krümeliger, blaugrüner Variet. um AP-Sympl.	Reichl.; undeutl. Fadenkel. mit Erz und Pl-Saum	Ilm, Tit	Grobe Pl- (An ₂₃) u. Qz-Xenobl. in Lücken kompakter, dunkler Bestandm.	Ni-Co-Fe-Erz	
Cardadagga Osth.	Kryptodiabl. AP-Sympl.; Pyx-Relikte; Pyx-Hüllen um Qz	Bräunl., in pyx.-freien Partien meist gröbere Xenobl.; häufig Einschl. von Ru und Gr.	Sehr reichl.; unbedeutend kelyphitis. Ru-Einschl.	Ru, Ilm	In gr.-reich. Schlieren reichl. Qz u. Pl vergesellsch. mit blaugrüner Hbl.		
Monteggia	Langgestr. AP-Sympl.-schlieren, Überg. in feinret. HP-Gewebe	Z.T. gröbere Xenobl. bis Skelette, feinretik. Be-reiche	Indiv. von versch. Grösse, deutl. Faden bis Stengel-kelyph.	Ru, Ilm, Tit	Reichl. eckige Qze. mit Pyx.-Rinden	Grobblättrige Bi-Aggreg. eingewachsen in Hbl od. ringförmig um Gr	
Fontai	Feindiabl. AP-Sympl.-schlieren mit Pl-Zwickeln	Reichlich vorw. grobe Xenobl. mit braunen Höfen um Tit; Einschl. von Gr mit Pl-Höfen, Bifetzen etc. Kleink. Krusten um AP-Sympl. übergehend in Kel.	Grobk., tief gebuchtet, gemischte Stengelkelyphite	Ilm, Tit, Ru	Pl-Amöben in Zwickeln kompakter, dunkler Bestandm. (An ₂₀₋₂₅)	Scharf ungrenzte BP-Sympl.-fleckchen und -schlieren.	
Fruent	Feindiabl., von Hbl durchsetzter AP-Sympl.	Feindiabl. HP, übergehend in AP-Sympl., Hbl-Krusten, grobe, z.T. skelletartige löcherige Porphyrobl.	Atoll-Gr häufig in BP-Sympl., meist undeutl. Hbl-Kelyphite mit Pl-Ringen	Ilm	Langgestr. Qz-Xenobl. mit Pyx-Rinden	BP-Sympl.-schlieren, -fleckchen und -stränge (pseudomorphosenartige BP-Sympl.-kompl.)	

Fundort	Pyroxen	Granat (Kelyphite)	Hornblende	Titanmin.	Helle Bestandmassen	Eklogitamphibolite mit	
						Al-reichen UG	Ca-reichen Einschlüssen und UG
Valleggia	Krypto- bis mikrobiobl. AP-Sympl., stellenw. hornblendis.	Buchtig-lappig bis idiobl. kaum kelyphitis., z.T. mit Bi-Kelyph.	Kleinkörn. Krusten um AP-Sympl., Säume um Gr; seltener grobe Skelette	Ilm, Ru	Grosse, einschliessfreie Amöben von saurem Ol; kleinkörn., schlierige Qz-Aggr. mit Pyx-Krusten	BP-Sympl., z.T. mit Kor, resorb. Dist mit feindiabl. Pl-Spin-Kor-Reakt. Pl-rändern	
Gallinee (haupts. helle Schlieren)	Knäuelige Gebilde, Krusten, Rinden, Reakt.-säume von diops.-hedenb. Pyroxen	Oft grobk., rundl.; HP- u. AP-Kelyph. u.-Rinden, z.T. schriftart. von F.sp. durchwachsen u. randlich zerbröckelt erscheinend	Z.T. grobe Xenobl mit Augittrinden und -kelyph. Überg. in Pyx.	Ilm, Ru, Tit	Grobk. Qz und saurer Pl schlierig-aderartig in Zwickeln dunkler Bestandmassen	Vesuvian, grossent. in bas. Pl u. Ep umgewandelt (Pseudomorphosen!)	
Valleggia	Schlieren u. Putzen von grünem AP-Sympl., intakte Pyx-Körner	Z.T. grobk., xenobl., Stengelkel. (intens. Kelyphitisierungen)	Grobe Skelette, feindiabl. HP-Massen um AP-Sympl.; stengelige Kelyph.-Hbl.	Ilm, Tit, Ru	Grobk. Xenobl. von saurem Pl u. Qz in Zwickeln dunkler Bestandm.	Granobl.-körn. Massen von idiobl. Klz-Ep mit ves.-art. Kern, von Pl verdrängt	
Sira	Schlierige, kleinkörn. Massen von rekristallisiertem AP-Sympl.	Grobkörn., randl. in Zerbröckelung begriffen, Stengelkel. mit Ep	Körn. Krusten um AP-Schlieren, grobdiabl. Partien, stengelige Hbl. in Kelyph.	Ilm, Tit, Ru	Kleinere Flecken mit grobkörnigem And (An ₃₈₋₄₅)	Wellige Züge von idiobl. Ep mit Pl-Rändern; grosse Skap-Wirtkrist., Cc-Fetzen Reakt.-zonen zwischen Pl und Cc	

Ilm = Ilmenit Ru = Rutil Tit = Titanit Pyx = Pyroxen (diops.-hedenbergitisch)

Abkürzungen von Mineralnamen siehe S. 276, 397, 443

Trotz dem von Fundort zu Fundort in stofflicher und struktureller Hinsicht beträchtlich variierenden Charakter (es könnten noch manche Beispiele aufgezählt werden, ohne dass sich zwei Typen einander völlig gleichen), besteht doch in etlichen Merkmalen der Eklogitamphibolite eine nicht zu verkennende Übereinstimmung, nämlich:

1. in der flecken- bis schlierenartigen Anreicherung des mehr oder weniger deutlich grünen Pyroxens, der ursprünglich aus Omphazit bestand und nunmehr praktisch stets in sehr feindiablastischer Verwachsung mit Plagioklas als AP-Symplektit vorliegt,
2. im diopsidisch-hedenbergitischen Chemismus des Symplektitpyroxens,
3. in den sehr ausgeprägten Kelyphitbildungen um ursprünglich stabile Gemengteile, besonders um Granat (Hornblende-Plagioklas- und dichte Hornblendeschalen), oft auch um AP-Symplektit (Hornblendekrusten),
4. im Übergang von sehr feindiablastischem AP-Symplektit in grobdiablastisch-retikulares Hornblende-Plagioklas- oder nur Hornblendegewebe unter sukzessiver Vergrößerung der diablastischen Verwachsungen,
5. im auffallend grossen Reichtum an Titanmineralien, vor allem Ilmenit und Rutil, oft auch Titanit,
6. im sehr häufigen Auftreten von Quarz, der durch eine kompakte Augitrinde vom AP-Symplektit getrennt ist.

Auch die Anwesenheit verschiedener Übergemengteile (sofern sie nicht in grosser Konzentration auftreten) beeinflusst die Existenz obengenannter Eigenschaften nicht in wesentlichem Masse. Wenn sich z. B. die völlig abweichenden Erscheinungen in den vesuvianführenden Schlieren der Eklogitamphibolite von Gallinee dieser Gesetzmässigkeit entziehen, so ist zu bedenken, dass in jenen Bildungen eigentliche Eklogitamphibolitgemengteile eher eine untergeordnete Rolle spielen.

Von variabler Natur sind bei den Eklogitamphiboliten besonders die Mengenverhältnisse der Hauptgemengteile (Granat, Pyroxen, Hornblende, Plagioklas), ferner auch die Art der Übergemengteile. Granat- und pyroxenreichen Typen (Gallinee) stehen hornblende- (Monteggia, Fontai, Cardada) und gelegentlich auch feldspatreiche (Fontai) gegenüber.

Strukturelle Unterschiede ergeben sich durch die wechselnde Feinheit der Symplektite und anderer diablastischer Strukturen (horn-

blende- und feldspatreiche Partien), sowie durch die verschiedenen Arten von Kelyphitbildungen.

Aus allen Feststellungen zu schliessen, lagen die Eklogitamphibolite ursprünglich als Eklogite und Hornblendeklogite vor. Die zuerst gebildete Mineralparagenese (Mineralfazies nach ESKOLA (15)) bestand aus Granat, omphazitischem Pyroxen, teils grüner Hornblende, sowie auch Ilmenit und Rutil. Die in vielen Fällen zu erkennende Idiomorphie des Granates oder seiner Pseudomorphosen bezeugt dessen frühzeitige Ausscheidung. Gleichzeitig mit ihm bildeten sich oft massenhaft Rutilnadelchen. Ansonst lässt sich über die Ausscheidungsintervalle der Titanmineralien schwerlich Sicheres aussagen. An zweiter Stelle in der Ausscheidungsfolge steht wohl der omphazitische Pyroxen, dessen ursprünglich längliche, jedoch nicht kristallographische Umrisse selbst in der Ausbildung als AP-Symplektit noch erhalten sind. Zuletzt bildeten sich jedenfalls die groben Hornblendeskelette. Bereits vor der Entstehung derselben zerfiel der omphazitische Pyroxen in den AP-Symplektit, indessen die Kelyphitisierung der Granate teils während, teils nach der Hornblendekristallisation erfolgte (unversehrte Granateinschlüsse in grossen Hornblendexenoblasten). Zur Zeit der ersten Kelyphitbildungen entwickelten sich auch die Hornblendekrusten um AP-Symplektitmassen. Es lässt sich wohl sagen, dass mit Beginn der Granatkelyphitisierung auch allgemein an Stelle der Granat-Pyroxen- die Hornblende-Plagioklas-Kristallisation tritt und immer mehr überhand nimmt. Wie die Kelyphitreaktion zeigte, hängt dieser ganze Mineralfazieswechsel lediglich von den physikalischen Bedingungen (Druck, Temperatur) und von der Anwesenheit von H_2O ab.

Als letzte Bildungen erstarrten sicher die grobkörnigen Plagioklaspegmatite, welche schon im Felde deutlich sichtbar mit ihren Wirtgesteinen, den Amphiboliten selbst, in engem Zusammenhang stehen.

Der ganze Bildungsprozess der Eklogitamphibolite:

Eklogit $\longrightarrow$ Eklogitamphibolit $\longrightarrow$ amphibolitisierte Ekl. amphibolit
 H_2O -arm $\longrightarrow$ Zunahme des H_2O -Gehaltes $\longrightarrow$

besitzt weitgehend den Charakter einer magmatischen Erstarrung, in welcher leichtflüchtige Bestandteile in einer Restschmelze zurückbleiben. Die schlierige und oft geradezu fluidale Textur im Innern der Amphibolite (eklogitische Kernpartien) von Gallinee und Val-

leggia scheint kaum mit einer Sedimentnatur dieser Gesteine verträglich zu sein. Im selben Sinne sprechen auch die scharf abgegrenzten, schollenartigen Nebengesteinseinschlüsse, welche gegen die eklogitischen Kernpartien einer zunehmenden Auflösung und Umwandlung anheimfielen.

Folgende Tabelle zeigt eine Zusammenstellung der verschiedenen Einschlüsse in Eklogitamphiboliten:

<i>Fundort</i>	<i>Einschlüsse und vermutliche Fremdbestandteile</i>	<i>Nebengestein</i>
Fontai	Fetzen und Schlieren von BP-Symplektit oder von undeutlichem Chlorit-Plagioklas-Symplektit	Hornblendereicherer Eklogitamphibolit
Frunt	Fetzen und Schlieren von BP-Symplektit mit Atollgranaten	Hornblendearmer Eklogitamphibolit
Valleggia	Disthen mit Spinell-Korund-Reaktionsrändern; BP-Symplektit, z T. mit Korund	Hornblendearmer Eklogitamphibolit
Gallinee	Epidot und Labr.-Bytown. als Pseudomorphosen nach häufig noch gut erhaltenem Vesuvian, Pyroxen-Reaktionsränder um Hornblende und Granat, grobkörn. Quarz-Plag.-Schlieren, AP-Symplektit	Eklogitamphibolit mit mittlerem Hornblendegehalt
Valleggia	Körniges Epidot - Klinozoisitmineral mit vesuvianartigem Kern, von Plagioklas verdrängt	Hornblendereicher Eklogitamphibolit
Sira	Grobkörnige Epidotfasern und -klumpen, grosse Skapolithwirtkristalle, Calcitfetzen	Hornblendereicher Eklogitamphibolit mit rekristallisiertem AP-Symplektit

Hiernach scheinen Ca-reiche Einschlüsse vorwiegend mit hornblendereichen, Al-reiche Einschlüsse hingegen eher mit hornblendeärmeren Eklogitamphiboliten verknüpft zu sein. Nach den Reaktionsphänomenen an Ca-reichen Einschlüssen (Pyroxenkelyphite um Hornblenden und Granat) wäre allerdings das Gegenteil zu erwarten. Offenbar wurde die Verdrängung von Hornblende durch grünen Pyroxen (Gallinee) oder von Epidot durch Plagioklas (Valleggia) in den Einschlüssen durch einen relativen Hornblendereichtum des Wirtgesteins kompensiert (durch Abwandern von H₂O aus den Einschlüssen).

In Eklogitamphiboliten mit tonerdereichen Einschlüssen spielten Prozesse im obengenannten Sinne wohl eine untergeordnete Rolle.

Biotit blieb praktisch unverändert und Disthen enthält kein H_2O . Für eine H_2O -Abgabe könnte lediglich Muskowit in Frage kommen, wenn er in der auf S. 401 dargestellten Weise in Korund und Feldspat zerfällt, jedoch findet man hierüber keine Anhaltspunkte.

Gerade bei den zentraleren Einschlüssen in Amphiboliten ist ein Zusammenhang mit den Nebengesteinen oft schwer erkennbar, besonders wenn letztere von wechselvoller Natur sind (z. B. bei Valleggia). In anderen Fällen (z. B. Gallinee, Frunt) lässt sich ein derartiger Zusammenhang mühelos nachweisen, da der stoffliche Charakter der Einschlüsse mit dem der Nebengesteine in seinen Grundzügen übereinstimmt.

Niemals fand sich Vesuvian in gewöhnlichen, nicht mit Eklogitamphiboliten verknüpften Kalksilikatgesteinen oder Korund, Spinell und BP-Symplektit in ebensolchen Paragesteinen. Das Auftreten dieser Mineralien scheint ausgesprochen an fremdartige Einschlüsse oder Schlierenbildungen in eklogitischen Gesteinen gebunden zu sein und auf eine starke lokale Metamorphose von Katacharakter hinzuweisen, welche nur als Kontaktmetamorphose von seiten des amphibolitischen Ursprungsmaterials verstanden werden kann. Durch diese wurde aus ursprünglich kalkigen und etwas tonigen Gesteinspartien an Stelle von normalerweise entstehendem Epidot, diopsidischem Pyroxen, basischem Plagioklas etc. Vesuvian gebildet, in gneisartigen Einschlüssen Quarz herausgelöst etc. Nachträglich fand in manchen Fällen noch eine rückschreitende Metamorphose (Diaphthorese) statt.

D. Granatamphibolite

1. ALLGEMEINE EIGENSCHAFTEN

Granatamphibolite unterscheiden sich von Eklogitamphiboliten hauptsächlich durch das Fehlen des omphazitischen Pyroxens oder des AP-Symplektites; an dessen Stelle tritt hier in weit vermehrtem Masse ein wechselvoll struiertes Gewebe von grüner Hornblende und Plagioklas. Dieses HP-Gewebe kann direkt aus einem AP-Symplektit hervorgehen. Dann resultieren zunächst sehr feindiablastische HP-Symplektite (vgl. Fig. 22 a und b), welche sich sukzessive zu einem grobdiablastischen HP-Gefüge vergrößern können (vgl. Fig. 38 a und b). Gesteine dieser Entstehungsart sind durch besonders schöne Retikularstrukturen gekennzeichnet.

Der andere Fall ist der eines gleichmässigen, nematogranoblastischen HP-Gewebes ohne oder mit nur sehr untergeordneten diablastischen Struktureliken, in welchem die oft einsprenglingsartigen Granate eingestreut sind.

Diese beiden Strukturtypen der HP-Gewebe geben Veranlassung zur Unterscheidung von:

- | | |
|--|-----------------------------|
| a) <i>eklogitamphibolitähnlichen</i> | } <i>Granatamphiboliten</i> |
| b) <i>eklogitamphibolitunähnlichen</i> | |

Zwischen den beiden Granatamphibolittypen bestehen auch gewisse Übergänge, im allgemeinen ist die Trennung jedoch ziemlich scharf.

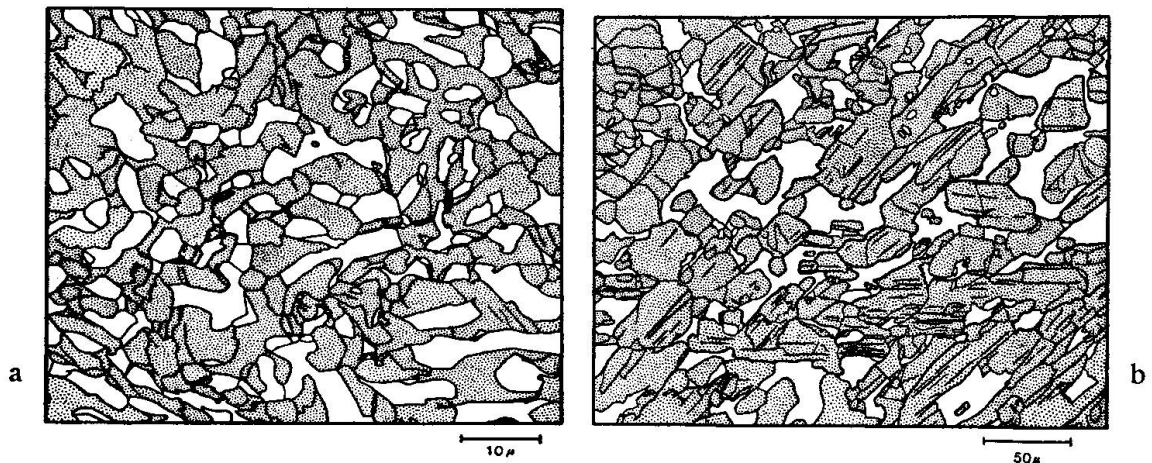


Fig. 22

- a. Rekristallisierter AP-Symplektit (Eklogitamphibolit Gallinee).
 b. HP-Symplektit mit Retikularstruktur (Diablastischer Granatamphibolit Frunt).
 Punktiert: Pyroxen, resp. Hornblende; weiss: Plagioklas.

Granatamphibolite von eklogitamphibolitähnlichem Typus trifft man als stete Begleiter von Eklogitamphiboliten, diejenigen des zweiten Typus in Vergesellschaftung mit gewöhnlichen, nicht diablastischen Amphiboliten.

Die Granatamphibolite zwischen unterem Maggia- und Verzasca-tal lieferten folgenden summarischen Mineralbestand:

HG: Grüne bis grünbraune Hornblende	NG: Ilmenit
Plagioklas (Ol bis An)	Titanit
Granat	Rutil
	Apatit
UG häufig: Quarz	Zeolithe
Chlorit	Diopsidischer Augit
Biotit	Pyrit
Epidot-Klinozoisit	Limonit

seltener, vorwiegend auf einschlussartige Bildungen beschränkt:

Cummingtonit	Anorthit
(Korund)	Serizit
Staurolith	Vesuvian
Disthen	Ni-Co-Fe-Erz
Spinell	Orthitartiger Klinozoisit

Unter den Hauptgemengteilen tritt die in ihrer Formenentwicklung einer weitgehenden Variabilität unterworfenen grünen, in einzelnen Typen dieser Gesteine auch grünbraune Hornblende nun an erste Stelle. In diablatischen Amphiboliten nimmt sie wohl am häufigsten am Aufbau retikular struierter Gefügepartien teil. Stark verzweigte Hornblendeskelette sind dann durcheinander gewachsen und zerfallen praktisch stets in wenig gegeneinander verdrehte Subindividuen. Meistens berühren sich die Grossindividuen nicht lückenlos; zwischen sie schieben sich Plagioklasschalen oder sie sind von zahlreichen, madenartigen Plagioklaseinschlüssen erfüllt (s. Fig. 38a). Letztere Erscheinung ist besonders ausgesprochen bei kleinen, äusserst fein und siebartig perforierten Hornblenden, die noch deutlich an HP-Symplektitreliekte gemahnen. Auch grosse, mehr oder weniger kompliziert gestaltete Hornblendexenoblasten sind wiederum vertreten. Sie dürfen wenigstens teilweise (in ihren Kernpartien) als primär, d. h. als Mitgemengteil von ursprünglichem Pyroxen angesehen werden.

In nicht diablatischen Granatamphiboliten (Typus b) zeigen die relativ gleichkörnigen Hornblenden vorwiegend langstengelige, jedoch nicht ausgesprochen idioblastische Entwicklung bei mehr oder weniger strenger Parallelregelung. Auch hier fallen vereinzelte Individuen noch durch ihre die anderen überragende Grösse auf.

Sehr verbreitet (besonders in Granatamphiboliten vom Typus a) ist eine intensive Blaufärbung der Amphibole in der Umgebung von Granat. Dies gilt namentlich für die Kelyphithornblenden.

Der in diesen Gesteinen nun bedeutend reichlicher und beinahe mit allen Gliedern vertretene Plagioklas bekundet im allgemeinen gegenüber der Hornblende keine Tendenz zur Eigengestalt. Kennzeichnend sind für ihn oft sehr intensive, sowohl inverse wie auch normale Zonarstrukturen, fleckige Anhäufungen, mosaikartige Aggregatbildung etc. In Granatkelyphiten herrscht vorwiegend körnige bis leistenförmige Entwicklung der Plagioklase. Unter den Zwillingsgesetzen dominieren das Albit- und das Periklingesetz; kleine Individuen sind mehrheitlich unverzwilligt.

Meist grosse, porphyroblastische, $\pm$ isometrische Granate von blass- bis ziegelroter Farbe sind schlierenweise in grossen oder kleinen Mengen vertreten und befinden sich in den verschiedensten Stadien der Kelyphitisierung. Im Gegensatz zu den Eklogitamphiboliten herrschen hier Stengelkelyphite (s. Fig. 23a und b) vor. In vielleicht schon primär augitfreien Granatamphiboliten fehlen deutliche Kelyphitisierungserrscheinungen, weil Pyroxen für die Kelyphitreaktion benötigt wird (S. 288).

Auch in den Granatamphiboliten stehen die Titanmineralien gewissermassen zwischen Haupt- und Nebengengengteilen. Ilmenit, Rutil und Titanit, einander ersetzend, sind oft bedeutend angereichert. Ilmenitreiche Gesteine fallen stets durch ihre dunkle Farbe auf. Zwischen allen drei Mineralien bestehen häufig enge Verwachsungen, Titanit ist meistens leukoxenartig entwickelt.

In nur wenigen Fällen fehlt der selten gut idiomorph ausgebildete Apatit.

Als Nebengengengteil spielt vor allem der lokal stark angehäuften Quarz in grobkörnig-xenoblastischer Ausbildung die Hauptrolle.

Grünlicher, diopsidischer Pyroxen wurde in Granatamphiboliten des Typus a (mit Hornblende verwachsene Kriställchen als Relikte von AP-Symplektit), wie auch in solchen des Typus b (grobe, löcherige Skelette) gefunden. Oft zeigt er die Erscheinungen starker Korrosion, Limonitisierung und Uralitisierung.

Brauner Biotit und dessen Umwandlungsprodukt, grüner Chlorit, gehören schon zu den spärlicheren Übergengengteilen.

Epidot bis Klinozoisit und Zeolith, sind als sekundäre Bildungen in Rissen und Äderchen sehr verbreitet. — Das wichtigste Zeolithmineral bildet parkettartige, oft undulös auslöschende Aggregate von intensiv miteinander verwachsenen und verkeilten Individuen. Es besitzt niedrige Licht- und Doppelbrechung und keine erkennbare Spaltbarkeit. Oft sind zwillingslamellenartige Schattierungen ausgeprägt. Möglicherweise könnte es sich auch um Albit handeln; jedenfalls scheint die Natur des Minerals noch fraglich. — Prehnit ist durch seine kantigen Formen und einspringenden Winkel charakterisiert, kommt allerdings ziemlich selten vor.

Das oft in Granatkelyphiten in ausgezeichneter Oktaedergestalt auftretende Erz ist wohl mit Magnetit zu identifizieren, während sich Ilmenit stets durch seine unregelmässigen, zackigen und verästelten Formen auszeichnet. Ni-Co-Fe-Erz wurde nur

in einem Fall nachgewiesen, scheint jedoch auch in Granatamphiboliten verbreitet zu sein.

Grauer, orthitartiger Klinozoisit spielt in Granatamphiboliten kaum eine Rolle; er ist mehrheitlich auf gewisse Gneise beschränkt.

Ausgesprochene Kontaktbildungen sind Cumingtonit, Korund, Staurolith, Disthen, Spinell, Anorthit, Vesuvian, wie auch diopsidisch-hedenbergitischer Pyroxen. Diese Mineralien finden ausführliche Erwähnung bei der detaillierten Besprechung der betreffenden Gesteine.

Die wichtigsten Struktureigenschaften der Granatamphibolite, welche zur Unterscheidung von zwei Haupttypen a und b führten, wurden im Prinzip bereits am Anfang dieses Abschnittes dargelegt.

Wesentlich sind folgende Merkmale:

In eklogitamphibolitähnlichen Granatamphiboliten dominieren feindiablastische, retikuläre HP-Verwachsungen über grobkörnige Bereiche mit xenoblastischen, oft auch noch diablastischen Hornblendeskeletten, welche die feindiablastischen Bildungen umwachsen haben. Übergänge von AP- in HP-Symplektit sind zum Teil noch vorhanden; auch Biotit kann gelegentlich in Form von BP-Symplektit auftreten. Granate bedingen oft eine etwas porphyroblastische, grobe Quarzschlieren in granatreichen Partien eine granoblastische Entwicklungstendenz des Gefüges. Neben den diablastischen Verwachsungen gehören die ungewöhnlich groben Granatkelyphite zu den markantesten Struktureigentümlichkeiten.

In den eklogitamphibolitunähnlichen Granatamphiboliten wird das Strukturbild durch die netzartige Anordnung der gut geregelten, mehr oder weniger idioblastischen Hornblenden beherrscht. Granate mit teils fehlenden, teils noch deutlichen, ovalen Kelyphithöfen bilden häufig flachgedrückte Porphyroblasten im homogenen HP-Gewebe. Strukturell führen diese Gesteine zu gewöhnlichen, nematogranoblastischen Amphiboliten über.

Die Texturen sind selten mehr völlig massig, sondern meist schlierig, gebändert, in eklogitamphibolitunähnlichen Typen homogen kristallisationsschieferig.

Der Übergang:

Eklogitamphibolit → Granatamphibolit → gewöhnlicher Amphibolit ist ebenso sehr ein struktureller als ein mineralfazieller (durch Veränderung des Mineralbestandes bedingter). Das Verschwinden

der diablatischen zu Gunsten nematogranoblastischer Strukturen erfolgt nicht einzig in den Granatamphiboliten, da auch gewöhnliche diablatische Amphibolite ohne Granatrelikte oder -kelyphite existieren. Man könnte sich Granatamphibolite vom Typus b bereits primär in dieser Ausbildung entstanden denken. Möglicherweise sind sie auch durch tiefgreifende Umkristallisation aus Eklogit- oder Granatamphiboliten des Typus a hervorgegangen (dafür sprechen hier und da noch vorhandene diablatische Strukturelikte an Hornblenden oder gröbere Hornblendexenoblasten).

Granatamphibolite vom Typus b gehen meist ohne Hiatus in gewöhnliche Amphibolite über, indem der Granat allmählich zurücktritt.

Vollständige Umwandlung des Granates in deutliche, rundliche oder länglich ausgequetschte Pseudomorphosen von Hornblende und Plagioklas führt zu Kelyphitamphiboliten. Früher wurden diese Gesteine nicht scharf abgegrenzt (vgl. S. 358). Das HP-Gewebe befindet sich in Kelyphitamphiboliten schon in einem bedeutend vorgerückten Stadium der Symplektitsammelkristallisation. Zwischen rekristallisierenden Kelyphiten und Symplektiten bestehen Konvergenzerscheinungen. Beide Bildungen lassen sich schon frühzeitig nicht mehr scharf voneinander trennen, und mit zunehmender Metamorphose verwischen sich die Unterschiede so vollständig, dass schliesslich nur noch ein grobdiablatisches HP-Gewebe mit etwas feldspatreicheren rundlichen Flecken übrig bleibt.

Oft führen plagioklasreiche Bänder in Granatamphiboliten des Typus b knotige oder schlierige Anreicherungen von diablatisch durcheinandergewachsenen Diopsidskeletten. Dieselben lassen weniger auf sedimentäres Ausgangsmaterial als auf ursprünglichen AP-Symplektit schliessen, da in ihrer Umgebung die Granate deutlich kelyphitisiert sind. In ähnlicher Weise entwickelten sich grobe Hornblendeskelette aus einem HP-Symplektit.

Während sich die Eklogitamphibolite mit wenigen Ausnahmen auf die Zone von Cardada beschränken, besitzen die Granatamphibolite bereits grössere Verbreitung. Ihre Vorkommnisse erstrecken sich bis in die Zone von Locarno s. str. In den Randzonen der Coccagneise, von Gordevio bis Mergoscia und Corippo, scheinen sie jedoch vollständig zu fehlen.

Die Granatamphibolite südlich und südwestlich des Mte. Bré sind infolge ihrer Kleinkörnigkeit oft schwer von gewöhnlichen Amphiboliten zu unterscheiden. Sie bilden meist unscharf abgegrenzte Partien in grösseren und kleineren Amphibolitkomplexen.

2. VERSCHIEDENE VORKOMMNISSSE VON GRANATAMPHIBOLITEN

a) Aus Eklogitamphiboliten hervorgegangene oder noch mit solchen verknüpfte Granatamphibolite

Relativ normale Typen vom Cardada-Osthang

Zahlreiche Proben von Granat-, Kelyphit- und anderen Amphiboliten wurden am Wege von Sciuvasch nach der Quelle von Alpe Cardada gesammelt, wo diese Gesteine massenhaft im Schutt auftreten, während anstehende Partien nur vom oberen Teil des Hanges bekannt sind.

So wurde ein sehr feinkörnig aussehendes Gestein mit granatreichen Schlieren und stark kelyphitisierten Partien in zerstreut umherliegenden Blöcken eines unsicheren Aufschlusses gefunden. Dasselbst kamen auch Eklogitamphibolite (203 L) vor.

Unter dem Mikroskop zeigen die Granatamphibolite folgenden Mineralbestand:

HG: Grüne Hornblende	NG: Rutil	UG: Quarz
Granat	Ilmenit	AP-Symplektit
Plagioklas	Titanit	Epidot
		Zeolithe
Nr. 203 L ₂		Biotit und Chlorit
		Limonit

Die Hornblende ist durch folgenden Pleochroismus gekennzeichnet:

n_{α} = blass gelblich

n_{β} = olivgrün bis braun

n_{γ} = graugrün bis grünbraun, randlich meist intensiv blaugrün;

c/n_{γ} schwankt zwischen 13 und 21 %, in engeren Grenzen zwischen 17 und 18 %. Intensive Braunfärbung ist vor allem um Rutil, Blaufärbung hingegen um Granat zu finden.

Zwischen grossen, durcheinandergewachsenen Hornblendexenoblasten und feinstem HP-Symplektit bestehen alle Abstufungen über feine Hornblende-skelette und retikulares HP-Gewebe. Größere Amphibolindividuen enthalten meist zahlreiche Einschlüsse von Granat oder von Plagioklas-„maden“ verschiedenster Grösse.

Relikte von AP-Symplektit sind besonders bei eingeklapptem Kondensor (fehlender Pleochroismus) recht deutlich erkennbar. Sie gehen jedoch kontinuierlich in HP-Symplektit über. — Nimmt nicht mehr Omphazit, sondern AP-Symplektit an der Granatkelyphitreaktion teil, so ist ein Teil des Plagioklases bereits gebildet, wenn auch von albitreicherer Zusammensetzung (Symplektitplagioklas). Es wandeln sich somit im Grunde genommen nur noch Granat und Pyroxen in grüne Hornblende um. Eine Umwandlung in diesem Sinne ist zwar nicht aus dem Charakter der Übergangspartien, sondern eher

aus dem einsinnig verlaufenden Vergrößerungsprozess der Symplektite (vom AP- zum HP-Symplektit) zu folgern. Sicher spielten dabei auch leichtflüchtige Bestandteile eine wichtige Rolle (H_2O); sie bewirkten eine Sammelkristallisation der sehr fein verzweigten Symplektite. Diese Feststellung stimmt mit der Auffassung vieler Autoren überein, die den Hauptumwandlungsprozess vom Eklogit zum Amphibolit hin annehmen, nicht aber mit derjenigen BACKLUNDS (3), welcher sich den Vorgang in umgekehrter Richtung verlaufend vorstellt. Nach den Untersuchungen HEZNERs (22, 451/452) wandelten sich in Ötztaler Eklogiten die Omphazite ohne AP-Symplektitzwischenstadium in HP-Symplektit um. Wahrscheinlich bewirkte hier die von vornherein bedeutend feindiablastischere Struktur der Symplektite ein viel rascheres Fortschreiten der Pyroxenumwandlung (aktive Kornoberfläche!).

Die mittelgrossen, blassroten Granate sind von relativ schmalen Fadenkelyphitsäumen umhüllt und mit einem Volumenanteil von ca. 25% im übrigen Gewebe eingesprengt. In grösseren Bereichen mit sehr feindiablastischem HP-Gewebe fehlen die Granate, während sie in den Randzonen derselben auffallend intensiv kelyphitisiert sind. Granateinschlüsse in Hornblenden blieben sozusagen unversehrt erhalten. Der Grad der Granatkelyphitisierung lässt einen fleckenweise grossen primären Hornblendegehalt des Gesteins vermuten.

Vorherrschende Kleinkörnigkeit und seltene Verzwillingung erschweren die Bestimmung der Plagioklase und deren Unterscheidung vom oft reichlich anwesenden Quarz. Gestaltlose, häufig auch polygonale Feldspatkörnchen sitzen vorzugsweise in Lücken, Poren und Kanälen in oder zwischen Hornblenden. Ein Plagioklasindividuum am Rande eines Granates ergab einen An-Gehalt von ca. 37 %. Charakteristisch sind Einschlüsse von Plagioklas-„maden“ aller Grössenabstufungen in Hornblenden.

Ein auffallendes Merkmal dieses Gesteins besteht in seinem ungewöhnlich hohen Quarzgehalt. Aggregate von fetzig-lappigen, groben Quarzen finden sich nur auf grobkörnigere Gesteinspartien beschränkt. In analoger Weise wie in den Eklogitamphiboliten werden hier die Quarzkörner von Hornblenderinden umhüllt. Helle Rändchen der Hornblenden an den Korngrenzen gegen Quarz bestehen vermutlich aus nicht vollständig in Amphibol umgewandeltem Pyroxen.

Epidot und Zeolith treten in Rissen auf, und blasser, teilweise auch kräftig grüner Chlorit fand sich als Umwandlungsprodukt von Granat. Brauner, fetzig-blättriger Biotit ist sehr selten.

Unter den Nebengemengteilen steht zweifellos der mit Ilmenit verwachsene Rutil an erster Stelle. Umwandlungsprodukte dieser Mineralien setzen sich hauptsächlich aus rotbraunem Limonit und knäueligen Gebilden von miteinander verwachsenen Titaniten zusammen.

Die Struktur des Gesteins ist fleckenweise mikro- bis grobdiablastisch. Hie und da besteht Tendenz zu granoblastischer Ausbildung. Kelyphitische Erscheinungen treten eher zurück.

Die Textur erscheint fleckig bis fein schlierig, oft beinahe massig.

Übergänge dieses lokal noch deutlich eklogitamphibolitischen Granatamphibolites zu Gesteinen des Typus b sind besonders in den

grobkörnigen, nicht kelyphitischen Partien zu erblicken. Bei ihnen kommt die Umwandlung:

AP-Symplektit $\rightarrow$ HP-Symplektit $\rightarrow$ diablatisch-retikulares HP-Gewebe,

sowie die Teilnahme des Pyroxens an der Granatkelyphitbildung sehr klar zum Ausdruck.

Besondere Aufmerksamkeit verdienen auch die im Mikroskopbild sehr schönen, etwas oberhalb letztgenannter Fundstelle am gleichen Pfad gesammelten Granatamphibolite. So fielen einzelne dieser Gesteine durch ihren beachtlichen Erzreichtum, andere wieder durch ihre grobkristallinen Granatkelyphite auf.

Im Dünnschliff eines schlierigen, erzreichen und deshalb makroskopisch dunkel aussehenden Granatamphibolites ergab sich folgender Mineralbestand:

HG: Grüne Hornblende	NG: Ilmenit	UG: Quarz
Granat	Rutil	Grüner Pyroxen
Plagioklas	Titanit	Epidot
	Apatit	Magnetit
Nr. 204 L		

Grobdiablastische, granat- und quarzreiche Partien sind in diesem Gestein deutlich von feindiablastischen, aus HP-Gewebe und reliktischem, rekristallisiertem AP-Symplektit bestehenden Schlieren getrennt. Von manchen anderen Gesteinen dieser Art unterscheidet sich dieses durch besonders intensiven Pleochroismus der Hornblenden, nämlich:

n_α = gelb

n_β = kräftig dunkelgrün

n_γ = satt blaugrün bis grünblau, in granatärmeren Partien mehr graugrün

Die Auslöschungsschiefe c/n_γ schwankt zwischen 14 und 19°, für kräftig blaugrüne Kelyphithornblenden beträgt sie ca. 15°. Wiederum bestehen alle Abstufungen von groben, durcheinandergewachsenen Hornblendexenoblasten bis zum feinretikularen HP-Gewebe, hingegen fehlen mikrodiablastische HP-Symplektite. Oft setzen sich in der Nähe von Granaten grobe Hornblendexenoblasten in fingerartige Kelyphithornblendestengel fort. Dadurch kommt gerne eine schriftgranitartige Durchwachsung von Plagioklas durch solche Stengelgruppen zustande, welche das Idealbild der Stengelkelyphite ergibt.

Bei den fleckig angereicherten Plagioklasen in der granatreichen Partie handelt es sich um kleinkörnige, stark zonare Oligoklase bis Andesine. Sie stehen mit Kelyphitbildungen im Zusammenhang, während in den vollständigen, oft von gelben Epidoten diablatisch durchwachsenen Granatpseudomorphosen auch basischere Plagioklasglieder auftreten.

Die ziegelroten, hauptsächlich in der quarz- und plagioklasreichen Zone in grosser Menge auftretenden Granate sind oft von prachtvollen Stengelkelyphiten umrandet oder unregelmässig von Hornblendeskeletten durchdrun-

gen. Manchmal erscheinen vollständige Granatpseudomorphosen inmitten grosser Hornblendeindividuen, zu denen dann die Kelyphitstengel parallel orientiert sind. Jedoch kann es sich hier nicht um ursprünglich echte Einschlüsse von Granat in Hornblende handeln (exzentrische Schnitte durch Pseudomorphosen).

Im feindiablastischen HP-Gewebe sind die Hornblenden teils von diablastisch sich durchdringenden und von Feldspatkörnchen durchsiebten, lichtgrünen Pyroxenen mit Spuren reliktscher Symplektitstruktur ersetzt. In ihnen eingeschlossene und gleich orientierte Hornblendefetzen sind einer Uralitierung zuzuschreiben.

Das strichweise sehr reichlich vorhandene Haupterz, der in gestaltlosen, zackig berandeten Kristallen ausgebildete Ilmenit liess sich im Erzmikroskop bestimmen. Bemerkenswert erscheinen die trümmerartigen, mit feinen Rutilnadelchen vermischten Ilmenitpartikel, welche die grossen Körner begleiten.

Der gestaltlos-körnige Rutil ist fast stets mit Ilmenit verwachsen, mengenmässig jedoch untergeordneter. Beide Erze finden sich zu schnurartig-schlierigen Zügen aggregiert. Der noch seltenere Titanit bildet nebst grobkristallinen Leukoxenrändern auch vollständige Pseudomorphosen nach Ilmenit und Rutil (besonders im feindiablastischen HP-Gewebe).

Magnetit erscheint häufig in Granatkelyphiten (charakteristische stumpfe Rhombenquerschnitte), auch rundliche, oft kleinere Ansammlungen bildende Apatitkörner sind ziemlich reichlich vertreten.

Unter den Strukturmerkmalen sind besonders die fein- bis grobdiablastische Retikular- und die verschieden intensive, jedoch sehr grob entwickelte Kelyphitstruktur hervorzuheben. Feindiablastische Partien zeigen noch gewisse Anklänge an Symplektitstrukturen der Eklogitamphibolite.

Die Textur ist stark schlierig, wodurch stofflich und strukturell verschiedene und relativ scharf umgrenzte Partien miteinander in Kontakt treten.

Dieses Gestein nimmt wiederum eine Zwischenstellung zwischen Eklogit- und eigentlichen Granatamphiboliten ein, wozu letzteren es jedoch näher steht. Es könnte als etwas mehr hornblendisierte und rekristallisierte Fazies des kalksilikatführenden Eklogitamphibolites von Valleggia (Nr. 11 C₂, S. 332—335) aufgefasst werden, gegenüber dem es einzig einen bedeutend höheren Erz- und kleineren Epidotgehalt besitzt.

Wie die Stengelkelyphite in den quarzreichen und pyroxenfreien Partien zeigen, spielten bei der Kelyphitbildung wahrscheinlich lokale Diffusionsvorgänge eine Rolle. Immerhin besteht auch hier ein markanter Unterschied in der Intensität der Kelyphitisierung von Granaten in ursprünglich pyroxenführenden oder pyroxenfreien (grobdiablastische Hornblenden) Partien.

Unweit oberhalb des letzteren Vorkommnisses finden sich noch weitere, ähnliche, teils ebenfalls ausserordentlich erzeiche Granat- und Kelyphitamphibolite in allen Umwandlungs- und Übergangsstadien, welche keineswegs immer in gesetzmässiger Art zu lokalisieren sind.

Einzelne Typen (205 L) führen reichlich rötliche, von massenhaftem Erzstaub erfüllte und hauptsächlich längs Rissen von blaugrünen Hornblenden durchdrungene Granate, welche sich in verschiedenen Stadien der Kelyphitisierung befinden. Besonders schön sind in diesen Gesteinen die sehr groben, stark sammelkristallisierten Stengelkelyphite entwickelt (vgl. Fig. 23 a). AP-Symplektit tritt vollständig zurück. Als erstes Umwandlungsprodukt desselben sind einzelne, äusserst fein perforierte Hornblenden aufzufassen, welche zunächst in fein- und schliesslich in grobdiablastisches, hornblendereiches HP-Grundgewebe übergehen. Letzteres besteht aus gegenseitig sich durchdringenden Hornblendekomplexen; die einzelnen Hornblendeindividuen erscheinen meist „verwackelt“ (in gegeneinander wenig verdrehte Blöcke zerfallen). Die Zusammensetzung der intensiv zonaren Kelyphitplagioklase schwankt etwa zwischen An_{60-70} .

Ilmenit und der etwas weniger reichliche Rutil sind ähnlich ausgebildet wie im Gestein 204 L, auch hier ist die Begleitung grösserer Ilmenitkristalle durch staubartige Partikel von Ilmenit und Rutil sehr ausgesprochen, sogar die Granate werden von diesem Staub durchsetzt. Beide Ti-Oxyde besitzen meist feine Titanitrinden. — Quarz tritt in Form grosser, fetziger Xenoblasten sehr reichlich auf. Öfters schliesst sich um ihn ein Hornblenderändchen, jedoch grenzt er auch unmittelbar gegen Granat oder feindiablastische Partien.

Vollständig kelyphitisierte Bereiche desselben Gesteins bestehen zur Hauptsache aus der oben erwähnten, mehr oder weniger dichten, heterokörnigen Hornblendediablastik, welche allorts von meist scharf umgrenzten, hellen Flecken durchbrochen wird. Diese letzteren zeigen prachtvollste Stengelkelyphitbilder, von denen Fig. 23 b ein Beispiel gibt.

Besonders schön lässt sich hier beobachten, wie Kelyphithornblendestengel Teile eines gleich orientierten, xenoblastischen, grösseren Randindividuums bilden, das gegen den Granat hin weitergewachsen ist. Die Kelyphitplagioklase sind vorwiegend schön polygonal gestaltet, gleichkörnig und gegen das Zentrum der Pseudomorphose basischer zusammengesetzt (Randplagioklas: An_{45-50} , Zentrumplagioklas: An_{60-70}).

Auch Ilmenit und Rutil fehlen hier nicht; sie sind ebenfalls von grobkristallinen Titanithüllen umschlossen.

Die Färbung der Hornblenden schwankt im ganzen Gestein beträchtlich; aderartige oder schlierige Partien desselben zeichnen sich durch intensiv blaugüne, feindiablastische Flecken durch mehr blasse, grasgrüne Amphibole aus. Aus dem Fehlen von fein und siebartig perforierten Hornblenden zu schliessen,

ist hier die Rekristallisation des HP-Gewebes gegenüber den noch granatführenden Partien bedeutend weiter fortgeschritten.

Bei noch stärker umgewandelten Gesteinen, wie sie am gleichen Fundort vorkommen, verschwindet der Granat vollständig; an seine Stelle treten Kelyphitflecken, die jedoch zu rascher Rekristallisation neigen und dabei ihre scharfe Umgrenzung und ihr charakteristisches Aussehen verlieren.

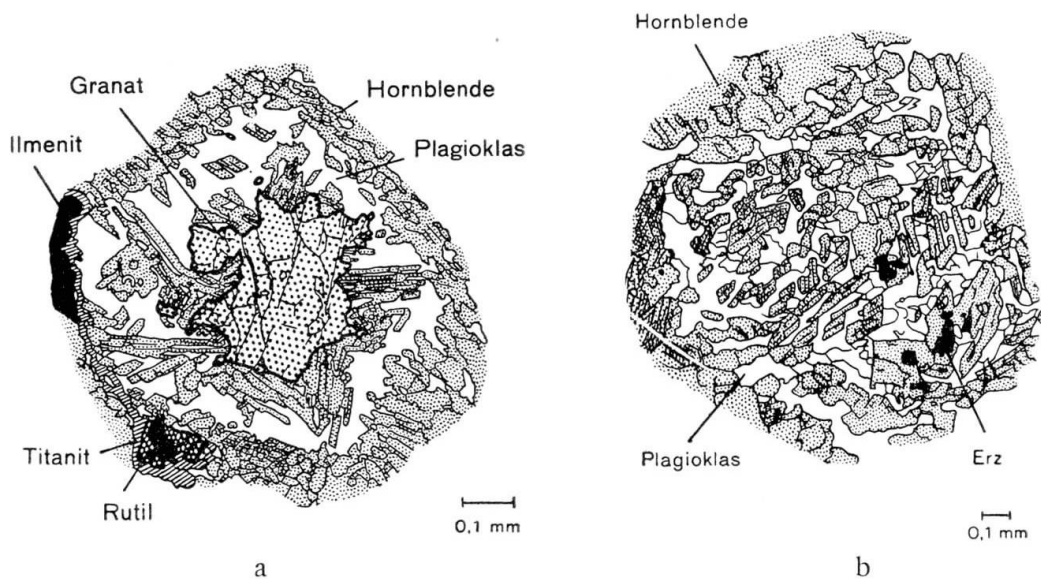


Fig. 23

- a. Stengelkelyphit mit Granatrelikt aus Granatamphibolit vom Cardada-Osthang.
 b. Stengelkelyphit als vollständige Granatpseudomorphose aus Granatamphibolit vom Cardada-Osthang.

Der jeindiablastische Granatamphibolit von Frunt

Wie bereits erwähnt, gehen die eklogitischen Zentralpartien der Amphibolitkörper von Frunt randlich in biotit- oder chloritführende Granatamphibolite bis gewöhnliche Amphibolite über. Diese Gesteine zeichnen sich meist durch ihre feinporphyroblastische Struktur aus; das Grundgewebe ist aussergewöhnlich feinkörnig. Während bei den gewöhnlichen Amphiboliten an Stelle der diablastischen in überwiegender Masse die nematogranoblastische Struktur tritt, ist sie bei den Granatamphiboliten noch erhalten geblieben.

Ein makroskopisch sehr feinkörniger, graugrüner, etwas gesprenkelter und bereits granatarmer Amphibolit mit deutlich sichtbaren Hornblendeporphyroblasten ergibt bei der Dünnschliffuntersuchung folgenden Mineralbestand:

HG: Grüne Hornblende
Plagioklas
Granat

Nr. 226 L₃

NG: Ilmenit
Rutil
Apatit

UG: Chlorit
Biotit
Epidot
Zeolithe
Pyrit

Unter den 2 H o r n b l e n d e generationen besteht die eine aus sehr feindiablastisch von Plagioklas durchwachsenen, blassgrünen und schwammartigen Hornblendeskeletten, welche oft unter Zerfall in retikular struierte Hornblende-komplexe übergehen. Sie scheinen schon aus dem oben Gesagten, wie auch aus einzelnen untrüglichen Pyroxenrelikten zu schliessen, ihren Ursprung in AP-Symplektiten zu besitzen. Es handelt sich somit um eigentlichen HP-Symplektit (s. Fig. 22 b). Die zweite Hornblendegeneration, intensiv von Plagioklas und HP-Symplektit durchwachsene Xeno- bis Porphyroblasten, ist hauptsächlich in schlierigen, granatreichen Zonen eingestreut. An diesen Hornblenden wurde folgender Pleochroismus festgestellt:

n_α = blassgelblich
 n_β = grünbraun
 n_γ = graublaugrün,

während c/n_γ zwischen 12 und 15° schwankt. Oft herrscht der Eindruck, als ob die groben Hornblenden vom Symplektit angefressen worden wären; die ganze Erscheinung erinnert stark an die Pyroxenrelikte des Eklogitamphibolites 203 L. — Wahrscheinlich muss den groben Xenoblasten derselbe primäre Charakter zugesprochen werden wie den groben Hornblendeskeletten in Eklogitamphiboliten.

Die P l a g i o k l a s e sind fast ausnahmslos von sehr kleinem Korn; ihr An-Gehalt konnte nur angenähert zu ca. 20 % ermittelt werden. Abgesehen von ihrer wichtigen Rolle in den Symplektiten findet man sie einzig in kleinen, unregelmässigen Lücken dunkler Bestandmassen stärker angereichert. Im Verein mit groben Hornblenden sind auch gröbere, jedoch bereits wieder in Subindividuen zerfallene Plagioklase anzutreffen.

Farbloser G r a n a t tritt ziemlich häufig, jedoch fast stets nur in Gestalt kleiner, von Plagioklas, Hornblende, Chlorit etc. umwachsener Relikte auf. Einzelne Granatkörneraggregate sind von Hornblende um- und durchwachsen, andere führen Plagioklashöfe. An HP-Symplektit reiche Partien enthalten keine Granate mehr, jedoch fehlen hier deutliche Kelyphitbildungen im oben dargelegten Sinne. Indessen stellen rundliche, von dünnen Hornblendekrusten umwachsene Plagioklashäufchen mit zentralem Hornblendeklümpchen wahrscheinlich vollständige Granatpseudomorphosen dar.

Fetzig e C h l o r i t aggregate in einer Plagioklasgrundmasse treten hauptsächlich im Verband mit groben Hornblenden auf. Die optischen Eigenschaften des Chlorites lauten:

n_α = blassgrün
 n_γ = blass gelblich, beinahe farblos
einachsige positiv

Oft löst er sich in ein feinschuppiges, symplektitartiges Gemenge auf und enthält stets Einschlüsse von Titanitkristalliten.

Der braune Biotit zeigt sehr häufig dieselbe Ausbildung wie im BP-Symplektit. Kugelige oder schalige Biotitanhäufungen mit Plagioklashöfen besitzen auffallende Analogie mit Granatpseudomorphosen.

Epidot ist durchwegs mit Chlorit vergesellschaftet. Bemerkenswert ist seine bräunliche bis zitronengelbe Färbung und starke Trübung; randlich kann er sich oft verästeln und in ein krümeliges Gemenge von Kristalliten zerfallen, die denjenigen des Titanites sehr ähnlich sind.

Aderartige Risse werden von buchtig-zahnigen Körnern des albitähnlichen, niedrig licht- und doppelbrechenden Zeolithminerals erfüllt.

In der Umgebung hydrothermal beeinflusster Partien titanitisierter Ilmenit und stark limonitisierter Pyrit sind ziemlich spärlich, auch Rutil und Apatit recht selten vertreten.

Als charakteristische Struktureigenschaften dieses Gesteins sind besonders die sehr feindiablastischen HP-Verwachsungen des Grundgewebes hervorzuheben. Die grossen Hornblendexenoblasten bedingen eher einen porphyroblastischen Habitus. Dagegen sind kelyphitische Erscheinungen, wie überhaupt in sämtlichen Gesteinen dieses Fundortes, nur reliktartig erhalten.

Die Textur könnte als schwach gerichtet, gefleckt bis sehr undeutlich gebändert bezeichnet werden.

Dieser granatarne Amphibolit stellt wohl das unmittelbare Umwandlungsprodukt des auf S. 316—318 beschriebenen, biotitführenden Eklogitamphibolites dar. Der in letzterem noch massenhaft vorhandene AP-Symplektit erscheint hier unmittelbar in HP-Symplektit umgewandelt, ohne dass eine Vergröberung (Rekristallisation) der feindiablastischen Partien eingetreten wäre.

Die Rolle des Biotites muss noch als unabgeklärt gelten, einzelne Erscheinungen sprechen für seine Neubildung bei der Granatumwandlung, andere wieder dafür, dass er schon primär, d. h. vor der AP-Symplektitbildung vorhanden war. Seine inhomogene Verteilung in dem in biotitreichen Gneisen eingelagerten Amphibolit machen ein Einschleppen des Biotites als Fremdbestandteil in basische Gesteine (wahrscheinlich im Schmelzzustand) ebenfalls zur möglichen Erklärung.

Eigentliche Kelyphitamphibolite vom Cardada-Osthang

HEZNER (22, 533) schreibt in ihrem Vergleich der Kelyphitamphibolite mit Eklogitamphiboliten:

„Hauptsächlich unterscheidend ist die meist streng radiale Anordnung der Umhüllungszone des Granats, die bei den Eklogitamphiboliten unorientiert und körnig und manchmal mit geringer Tendenz nach zentrischer Entwicklung

auftrat. Von den Eklogitamphiboliten vom Typus I, bei welchem die Omphazitkerne sehr oft auch schon ganz oder nahezu ersetzt waren, ist der Kelyphitamphibolit durch die viel gröbere Entwicklung der diablastischen Struktur unterschieden; die Grundmasse erscheint makroskopisch überall dunkelgrün; der nephritische Habitus fehlt“.

Auch nimmt diese Autorin den Granat noch als in Relikten bestehend an. Da jedoch in allen granatführenden amphibolitischen Gesteinen unseres Gebietes Kelyphitisierungserscheinungen sehr verbreitet sind, wird hier nur von Kelyphitamphiboliten gesprochen, wenn in Granatamphiboliten der Granat praktisch vollständig umgewandelt ist (vgl. S. 350). Fleckenweise war dieser Zustand z. B. bereits bei den Granatamphiboliten vom Cardada-Osthang erreicht, er kann gerade bei den Gesteinen dieses letzteren Fundortes (205 L) auch viel grössere Bereiche umfassen.

So resultieren Gesteine mit heterogenem makroskopischem Aspekt, da grobkörnige, hornblendereiche Partien scharf von feindiablastischen feldspatreichen Partien und Übergängen zu solchen mit plagioklasreichen Flecken abgegrenzt sind. Unregelmässige, weisse Adern bedingen geradezu einen eruptivbrekzienartigen Habitus.

An Hand zweier Dünnschliffe ergab sich folgender Mineralbestand:

HG: Grüne Hornblende	NG: Titanit	UG: Epidot
Plagioklas	Rutil	
Nr. 205 L ₂	Ilmenit	
	Apatit	

Grobe, buchtig-lappige bis kleinere, häufig schön idiomorphe (c-Achsenzone!) Hornblenden bilden ein mittel- bis grobdiablastisches Grundgewebe mit mehr oder weniger reichlicher Plagioklaszwischenmasse. Dass relativ unscharf begrenzte, plagioklasreiche Flecken als ursprüngliche Granatpseudomorphosen aufzufassen sind, geht aus ihrer Ähnlichkeit mit manchen Granatkelyphiten in den bereits aufgeführten Gesteinen hervor (die in den Flecken eingestreuten Hornblendestengelchen besitzen gleiche Orientierung wie das ihnen am nächsten liegende grössere Randindividuum; vgl. S. 355). Sehr fein durchsiebte Amphibole fehlen hier vollständig.

Bemerkenswert ist die sehr albitreiche Zusammensetzung der bereits ausgezeichnet polygonalen, äusserst spärlich verzwilligten Plagioklase (An₁₅). Ihre Gestalt wird noch wesentlich durch die Hornblende beeinflusst, da letztere stark zu idiomorpher Ausbildung tendiert.

Oft sind die hellen Plagioklasflecken von zahlreichen Epidotsplintern oder auch grösseren Epidotxenoblasten durchsät.

Unter den Titanmineralien ist besonders Rutil reichlich vertreten. Eine merkwürdige Erscheinung besteht darin, dass er von einer Ilmenit- und

diese letztere wiederum von einer Titanitrinde umwachsen ist. Der hier reichlicher als in allen bisher besprochenen Typen vertretene Titanit neigt meist zu krümelig-körniger, auch zu grober, skelettartiger Entwicklung; seltener besitzt er idioblastische Formen.

Gelegentlich finden sich Anreicherungen rundlicher Apatitkörner mit feinen, parallel der c-Achse eingelagerten Erzblättchen (wahrscheinlich Ilmenit).

Der grüne Chlorit (z. T. grobe, radialblättrige Massen) erscheint hauptsächlich in enger Assoziation mit Erz und Titanit. Nach der Art des Auftretens handelt es sich um eine hydrothermale Bildung.

Bei schlieriger, fleckiger, bis beinahe massiger Textur herrscht eine grobdiablastische Struktur vor, typisch kelyphitische Züge sind eigentlich nur noch in Relikten erhalten, da die Rekristallisation sie verwischte. Auch fehlt die charakteristische Blaufärbung der Hornblenden, wie sie in den Granatamphiboliten am stärksten ausgeprägt war; möglicherweise steht damit der Albitreichtum des Plagioklases im Zusammenhang.

Pegmatitisch beeinflusste Übergangstypen zu eklogitamphibolit-unähnlichen Granatamphiboliten

Makroskopisch sehr eigenartige Granatamphibolite wurden südlich des Fundortes 205 L, an einem kleinen, horizontal dem oberen Rand des dortigen, grossen Schuttfeldes entlang verlaufenden Pfad entdeckt. Sie bilden kleinere, linsenförmige Körper zwischen schlierig injizierten, biotitreicheren Gneisen und wurden anfänglich nicht für Granatamphibolite gehalten, da nur fleckenweise kleine, zart rosa gefärbte Punkte als Granate erkennbar sind. Mit Ausnahme ziemlich grobkörniger, bräunlicher, glasig glänzender Äderchen und Schlierchen sind frisch geschlagene Stücke des Gesteins von schmutzig- oder ockergelber bis grauer Farbe und feinkörnig.

Der im Dünnschliff festgestellte Mineralbestand lautet:

Granatamphibolit:

HG: Bräunliche Hornblende	NG: Ilmenit	UG: Quarz
Granat	Apatit	Chlorit, Biotit
Plagioklas	Rutil	Klinozoisit
	Titanit	Limonit

Helle Adern und Schlieren:

HG: Plagioklas	UG: Biotit
Quarz	

Nr. 207 L

Das von den bisher besprochenen Typen abweichende Aussehen dieses Granatamphibolites rührt von der Färbung der Hornblende her, welche durch folgenden Pleochroismus gekennzeichnet ist:

$$\begin{array}{ll} n_{\alpha} = \text{schwach gelblichgrün} & \\ n_{\beta} = \text{braunolivgrün} & c/n_{\gamma} = 15-18^{\circ} \\ n_{\gamma} = \text{graugrün} & \end{array}$$

Teils dominieren grobe, etwas skelettartige und mehr oder weniger durcheinandergewachsene Hornblend xenoblasten über feinkörnigere, oft idioblastische Individuen. Die grossen Hornblenden zeigen nicht selten undulösen Kornzerfall; sie führen Einschlüsse von Quarz- und Feldspattropfen, sowie kleineren, idioblastischen Amphibolen etc. In anderen Gefügebereichen sind die Hornblenden eher gleichkörnig und ebenfalls xenoblastisch ausgebildet. Einschlüsse (Granat, Erz, Apatit, Plagioklas etc.) sind bei ihnen bedeutend spärlicher, und der Kornzerfall fehlt.

Die blass rötlichen, isometrischen, rissigen Granat xenoblasten entbehren jeglicher Kelyphitisierungserscheinung. Nur an einigen Stellen sind sie einer längs den Spaltrissen sich vollziehenden Umwandlung in Chlorit anheimgefallen. Die Verteilung der Granate im Gestein ist sehr unregelmässig; Einschlüsse aller Art sind recht häufig.

Die Lücken zwischen den dunklen Gemengteilen werden von gleichkörnigen, oft schön polygonalen und stark zonaren Plagioklasen (An_{34-43}) erfüllt. Analog den Hornblenden neigen auch sie zu mosaikartigem Zerfall in verdrehte Blöcke innerhalb grösserer Körner, ohne dass Anzeichen einer Kataklase erkennbar wären.

Ilmenit und Apatit zeichnen sich durch ihre starke lokale Anreicherung aus. Bei ersterem sind die oft in allen Grössenabstufungen auftretenden skelettartigen, runenförmigen Gebilde bemerkenswert; Ilmenit ist vorwiegend mit Hornblende vergesellschaftet und verwachsen. Rutilstengelchen und -nadelchen, sowie Titanit treten untergeordnet auf.

Einiges Interesse erwecken noch gelegentliche Pseudomorphosen von Limonit nach einem schalig gebauten Mineral, bei welchem es sich nach dem im Vorstehenden Beschriebenen um das Ni-Co-Fe-Erz handeln könnte.

Unter den Übergemengteilen spielt neben blätterig-fetzigem Chlorit und kleineren Häufchen von pleochroitischem, orthitartigem Klinozoisit hauptsächlich der Quarz eine wichtige Rolle. Derselbe tritt vorwiegend in stark undulösen, unregelmässig zwischen Feldspäten eingeklemmten Xenoblasten auf.

Rotbrauner Biotit, als dessen Umwandlungsprodukt der Hauptteil des Chlorites anzusehen ist, erlangt hie und da einige Bedeutung, während jüngere Risse von Zeolithen, Quarzsplittern und spärlichem Epidot erfüllt sind.

Von diesem Granatamphibolit sind grobkörnige, leukokrate Bestandmassen mit auffallender Siebstruktur strukturell und mineralogisch mehr oder weniger scharf abtrennbar.

Ihr Hauptbestandteil besteht aus xenomorphen Plagioklasen von 30—37% An-Gehalt und sehr unterschiedlicher Korngrösse. Diese Feldspäte enthalten durchwegs eine Unzahl von Quarztropfen eingeschlossen, welche in grösseren Individuen oft gesetzmässig, d. h. parallel bestimmten (meist schief zueinander verlaufenden) Richtungen eingelagert sind. Einzelne grosse Feld-

späte zeigen starke Deformationserscheinungen (gebogene Zwillingslamellen, undulöse Auslöschung bis eigentlichen Kornzerfall).

Der mengenmässig hinter dem Feldspat zurücktretende Quarz erscheint auch in Form grosser, stark undulöser Xenoblasten. Längs Rissen und Zerkümmungszonen zeigen diese leukokraten Bestandmassen starke Kataklase.

Als einzige dunkle Gemengteile sind Fetzen und Blättchen von rotbraunem Biotit, sowie dessen häufiges Umwandlungsprodukt, grüner Chlorit zu erwähnen, welch letzterer oft Einschlüsse von Titanitmikrolithen führt.

Gelegentlich können kleinere, abgerissene Fetzen von Granatamphibolit oder einzelne Gemengteile desselben in hellen Bestandmassen „schwimmen“. Dunkle Gemengteile spielen darin jedoch nur eine untergeordnete Rolle.

Die Struktur des Amphibolites ist vorwiegend dia- bis granoblastisch, während die hellen Schlieren und Adern durch ausgesprochene Siebstruktur bei panxenomorph-heterokörniger Ausbildung der Wirtkristalle gekennzeichnet sind. In der Grenzregion der beiden Gefüge kann sich die Siebstruktur auch auf die amphibolitischen Partien ausdehnen.

Die Textur ist durchwegs als massig, im grossen als schlierig, durchadert zu bezeichnen.

Das Phänomen der Quarzeinschlüsse ist in Gesteinen der Wurzelzone, vor allem in vielen Gneisen, ausserordentlich verbreitet. Wohl in den meisten Fällen scheint es streng genommen nicht mit diesen Gesteinen selbst, sondern vielmehr mit pegmatitischen oder ähnlich gearteten Schlieren oder arteritischen Bildungen in denselben im Zusammenhang zu stehen. Aus der Form und der Orientierung der Quarztropfen gegeneinander und gegen das Wirtmineral (in den meisten Fällen ein saurer Plagioklas) zu schliessen, handelt es sich eher um Resorptionsvorgänge am Quarz als um Entmischungserscheinungen des Wirtminerals oder um schriftgranitartige Durchwachsung des letzteren durch Quarz. Auch scheinen Umbettungsprozesse, wie sie DRESCHER-KADEN (11, 415) für manche Einschlüsse annimmt, die Entstehung der Quarztropfen nicht befriedigend zu erklären. Eine sichere Beantwortung dieser Frage kann hier vorderhand noch nicht gegeben werden.

Die kompakten, aderartig-schlierigen, hellen Bestandmassen des vorliegenden Granatamphibolites (207 L) besitzen wahrscheinlich pegmatitischen Charakter und stehen mit dem Granatamphibolit in ähnlichem Verhältnis, wie die bereits beschriebenen Amphibolitpegmatite zu ihren amphibolitischen Nebengesteinen.

Noch deutlicher gehen die Beziehungen zwischen Amphibolitpegmatit und Nebengestein in den Amphibolitvorkommnissen von

Fontai hervor. Jene eher kleineren Pegmatitgänge sind von den Eklogitamphibolitnebengesteinen nicht scharf, sondern durch eine diffuse, aus einer partienweise sehr grobkörnigen, leukokraten Granatamphibolitfazies bestehenden Übergangszone getrennt. Diese letztere führt besonders grobkörnige Hornblenden und grosse Plagioklaswirtkristalle, wie sie bereits in aderartig-schlierigen Bildungen pegmatitnaher Eklogitamphibolite angetroffen wurden (vgl. Gestein 38 D, S. 301). Fleckenweise finden sich auch feinkörnigere, undeutlich diablastische Partien mit reliktischem Granat und Bildungen von kaum erkennbarem kelyphitischem Habitus. Dieselben sitzen poikiloblastisch in grossen Plagioklaswirtkristallen (An_{25}). Auch hier ist eine kataklastische Beeinflussung der grobkörnigen Gemengteile deutlich sichtbar.

Die wesentlichsten Merkmale derartiger pegmatitischer Randfazien von Eklogitamphiboliten bestehen im vollständigen Ersatz des Pyroxens durch grüne Hornblende in der Sammelkristallisation feinkörniger und feindiablastisch miteinander verwachsener Gemengteile (unter dem Einfluss leichtflüchtiger Bestandteile) und in einer begrenzten Vermischung und Durchdringung von Amphibolit- und Pegmatitmaterial. Bemerkenswert ist wiederum die vollständige Abwesenheit von Kaliumfeldspat, welcher in den meisten Gneispegmatiten unseres Gebietes die Hauptrolle spielt.

Auch muss auf eine weitgehende Analogie pegmatitisch beeinflusster Granatamphibolitfazien mit dioritischen Adern in Amphiboliten hingewiesen werden.

b) Vorwiegend nematogranoblastische Granatamphibolite

Gesteine dieses Typus sind hauptsächlich durch folgende Züge charakterisiert:

Grosse Porphyroblasten oder kleine, gestaltlose Granate sitzen in einem monotonen, hie und da von etwas plagioklas- oder hornblendereicherer Bändern und Lagen durchzogenen, nematogranoblastischen und kristallisationsschieferigen HP-Grundgewebe. Gleichzeitig hat die sichtbare Plagioklasmenge infolge des Zurücktretens diablastischer Verwachsungen erheblich zugenommen. Die schönen Stengelkelyphitbilder sind meist verschwunden, und die Blaufärbung der Kelyphithornblenden ist nicht mehr derart intensiv wie in eklogitamphibolitähnlichen Typen.

Zwei Beispiele von porphyroblastischem und eines von granoblastischem Habitus finden im folgenden eingehende Erläuterung.

Der Granatamphibolit vom oberen Vallone

Dieses Gestein tritt am Wege, welcher von Colmanicchio (Siegfried-Karte) am oberen Beginn der Vallone-Erosionsrinne vorbei- und nach Mte. Brè hinunterführt, in einem Aufschluss von ca. 4—5 m Mächtigkeit zutage. Die Randpartien des vermutlich langgestreckten Amphibolitkörpers sind extrem verschiefert, der Kern hingegen relativ massig. Profilskizze Fig. 24 gibt einen Einblick in die Art des Vorkommens und die Vergesellschaftung des Amphibolites mit seinen Nebengesteinen. Sehr dünne bis breitere, konkordant (EW-Richtung) durchziehende, hellgrüne und weiss gefleckte Bändchen führen neben Plagioklas reichlich gröbere Diopsidskelette; andere wiederum sind von grobkörniger, hornblenditischer Natur.

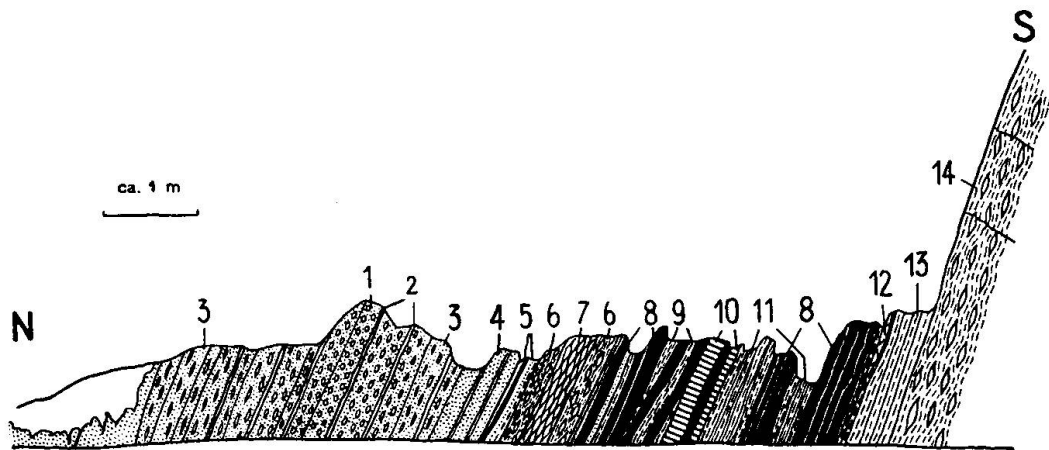


Fig. 24. Profil durch die Zone von Contra im oberen Vallone.

- | | |
|--|--|
| 1 Zentrale, massige Partie des Granatamphibolites. | 6 Relativ feinaugige Biotitgneise. |
| 2 Diopsidführende Plagioklasbändchen oder Hornblenditbänder und -schlieren. | 7 Grobflaserige biotit-, evtl. auch muskovitreiche Gneise. |
| 3 Randpartien des Granatamphibolites mit gestreckten und ausgewalzten Kelyphitflecken. | 8 Kalksilikatgesteine. |
| 4 Granatfreie Randzone des Amphibolites. | 9 Biotitgneisschmitzen (relativ feinkörnig). |
| 5 Gebändertes Kalksilikat-Amphibolit-Gneis-Mischgestein. | 10 Psammitgneisartige Biotit-Alkalifeldspathornfelsgneise. |
| | 11 Lagig injizierte Biotitgneise. |
| | 12 Größere Pegmatitinjektionen. |
| | 13 Saurer Biotitgneis. |
| | 14 Ziemlich grobbaugiger Biotitgneis. |

Ein ziemlich massig erscheinender Granatamphibolit mit hirsekorngrossen, weiss behöften Granaten aus der Zentralpartie des Vorkommens ergab bei der Dünnschliffuntersuchung folgenden Mineralbestand:

HG: Grüne Hornblende
Plagioklas An_{33-45}
Granat

NG: Titanit
Apatit
Rutil
Fe-Erz (Magnetit)

UG: Diopsidischer
Pyroxen
Epidot

Nr. 232 L

Zu stengeliger Entwicklung tendierende Hornblenden mit intensiv grau- bis blaugrünen Farbtönen (n_{γ}) bilden ein engmaschiges, stark zerrissenes Netz, in dessen Lücken die Plagioklase (um An_{35} , häufig invers zonar) sitzen. Dieses HP-Gefüge wird an zahlreichen Stellen von Granaten mit noch deutlichen Stengelkelyphithöfen, sowie von grobkörnigen, diopsid- und plagioklasreichen Streifen und Bändern durchbrochen. Letztere Bildungen sind stets von einer hornblendereichen Zone umgeben.

Die buchtig umgrenzten Granate mit trichterartigen Vertiefungen, in welche oft Kelyphithornblendenadeln einstecken, finden sich nur noch als Relikte in grösseren, durch zahllose winzige Titanitkörnchen getrübten Kelyphitflecken erhalten. Oft erscheint der stark von Rissen durchsetzte Granat völlig zerbröckelt. Unter den reichlich vorhandenen Einschlüssen sind insbesondere Plagioklas, Hornblende und Titanit, auch Rutil und Erz zu erwähnen. Die häufigen, langovalen Kelyphitflecken bestehen zur Hauptsache aus basischerem Plagioklas und wenigen Hornblendenadeln. Eher handelt es sich bei ihnen um vollständige als um exzentrisch geschnittene Granatpseudomorphosen. Gelegentlich wurde in letzteren auch Epidot neugebildet.

Die Plagioklase in Feldspatanreicherungen besitzen mit Ausnahme eines ausgeprägteren Zonarbaues dieselbe Zusammensetzung wie im Amphibolitgewebe. In einem ca. $1\frac{1}{2}$ bis 3 mm breiten plagioklasreichen Bändchen treten an Stelle von Hornblende (auch im übrigen Gewebe häufig mit ihr verwachsen) grössere apfelgrüne Diopsidskelette. Diese scheinen randlich oft in stark ausgebleichte, strahlsteinartige Hornblenden überzugehen.

Unter den Titanmineralien spielt hauptsächlich Titanit, und zwar häufiger in feinkörniger, insekteneier-, als in grober, skelettartiger oder idioblastischer Ausbildung die wichtigste Rolle.

Rutil findet sich nur selten als Kern von Titanit, Apatit in beachtenswerten Anhäufungen in Plagioklasbändern und spärlicher Magnetit hier und da in Granatpseudomorphosen.

Struktur: nematogranoblastisch, relativ klein- und gleichkörnig. Reliktisch porphyroblastisch, deutlich kelyphitisch. Auch grobdiablastisch (Diopsid) und Bereiche mit Pflasterstruktur (plagioklasreiche Bänder).

Textur: ausgezeichnet kristallisationsschieferig, gebändert, knotig. Die Kristallisationsschieferung gibt sich nicht nur in der linsigen Form der Kelyphithöfe zu erkennen, sondern auch in einer deutlichen Parallelregelung der Hornblenden des Grundgewebes.

In mehr randlich gelegenen Kelyphitamphiboliten desselben Vorkommens ist der Granat bis auf vereinzelte kleine Relikte in den langelliptischen Pseudomorphosen verschwunden. Bei fortschreiten-

der Rekristallisation wird auch die für die Kelyphite charakteristische Anordnung der Hornblenden immer undeutlicher; schliesslich ver-raten nur noch verschwommene linsenförmige Plagioklasanreicherungen in einem normalen nematogranoblastischen HP-Gewebe die einstige Anwesenheit von Granat.

Löcherig-skelettartiger Diopsid ist in einzelnen dieser Varietäten sehr reichlich vorhanden (sowohl in Plagioklasbändchen wie auch im HP-Gewebe). Es könnte sich wohl um weitgehend rekristallisierten AP-Symplektit handeln, denn auch die Granate sind hier intensiver kelyphitisiert, während der Habitus des HP-Gewebes im Vergleich mit den zuerst beschriebenen, zentraleren Amphiboliten keine wesentliche Veränderung aufweist (intensivere Kelyphitreaktion bei ursprünglichem AP-Symplektitreichtum).

Neben diesen Typen finden sich auch Kelyphitamphibolite mit sehr apatitreichen Diopsid-Feldspatbändchen und relativ grobkörnigen, cm-breiten Hornblenditbändern und -schlieren.

Letztere bestehen aus vorwiegend gleichkörnigen, oft ziemlich gut idiomblastischen, graubläulichgrünen bis bräunlichgrünen (n_{γ}) Hornblenden (c/n_{γ} ca. $15-18\frac{1}{2}^{\circ}$) in mehr oder weniger parallel geregelter Anordnung.

Blassgrüne Diopsid xenoblasten werden sehr häufig kreuz und quer von ausgebleichten Hornblendestengeln durchwachsen. Der ursprüngliche Zusammenhang mehrerer Diopsidindividuen zu grösseren Skeletten muss aus ihrer nahezu gleichen Orientierung geschlossen werden.

Randlich gehen die Granatamphibolite in extrem verschieferte und ausgewalzte, völlig kelyphitisierte Amphibolite über. Auch sie führen gelegentlich noch Relikte von Granat und schwer von Hornblende unterscheidbarem Diopsid.

Charakteristische Merkmale solcher Varietäten sind langgestreckte, feine, abwechselnd hornblende- oder plagioklasreichere Streifen und Flecken. Einzelne dünne Plagioklasstreifen erscheinen nicht oder nur dünn mit Hornblende besiedelt. Sie sind teils mehr grob-, teils sehr feinkörnig, ausgezeichnet polygonal struiert und von dichten Hornblendesäumen umgeben. Kelyphithöfe können strichweise noch gut erhalten (rundliche Gestalt, Granatrelikte) oder dann zu ausserordentlich langgestreckten Flecken ausgewalzt sein. Ebenfalls langgezogene Diopsidaggregate (z. T. mit skelettartigen, von Hornblende durchwachsenen Kristallen) treten unscharf begrenzt aus ausgebleichten Hornblendemassen hervor. Titanit in Insekteneierform findet sich oft zu länglichen, schnurartigen Gebilden aggregiert. Apatit, Ilmenit und Rutil sind spärlich vertreten.

Entgegen dem makroskopisch stark verschieferten Aspekt zeigt das Gestein im Dünnschliff keine eigentliche Kataklyse, es fehlen

jegliche Anzeichen von Mörtelkränzen. In makroskopisch stark zerrieben und ausgewalzt erscheinenden Plagioklasstreifen herrscht wohl ein kleines, jedoch stets ausgezeichnet polygonales und gleichmässiges Korn. Von reiner Kataklaste unterscheidet sich hier der Deformationsvorgang wohl dadurch, dass die Kornzerkleinerung wahrscheinlich bereits mit einem Rekristallisationsvorgang gekoppelt war. Dass destruktive Prozesse auf das Gestein einwirkten, bezeugen wohl die neben stark ausgewalzten Streifen häufig noch recht gut erhaltenen Partien. In letzteren ist auch die Kelyphitisierung nicht weiter fortgeschritten als in den vorhergehenden Beispielen.

Daraus lässt sich folgern, dass die Granatumwandlung in Amphiboliten vom Grad einer allfälligen Verschiebung unabhängig ist.

Ähnliche Beispiele von Granatamphiboliten des Typus Vallone sind auch vom Westhang nördlich des kleinen Eisenbahntunnels bei Roncaccio (zwischen Solduno und Ponte Brolla) aus der Zone von Orselina zu erwähnen. Einzelne Partien des dunklen Gesteins enthalten bis erbsengrosse Granatporphyroblasten. Die Randpartien bestehen aus gewöhnlichen Amphiboliten.

Der Granatamphibolit vom oberen Ramnosabach

Das Vorkommen dieses dichten, schwarzgrünen Gesteins steht in engstem Verbande mit merkwürdig angewitterten, granat- oder hornblendeführenden, oft gebänderten Biotitgneisen. Es befindet sich in der steilen Schlucht des Ramnosabaches, östlich Baffi und Mte. Cordonico (Zone von Contra). Makroskopisch ist von der Anwesenheit des Granates in dem dichten, feinkörnigen Gestein nicht die geringste Spur zu sehen. Auch in seinem öligen Aussehen unterscheidet es sich wesentlich von den meisten übrigen Granatamphiboliten dieses Typus.

Im Dünnschliff erweist sich das Gestein als ungewöhnlich quarzreich. Der Mineralbestand lautet:

HG: Grüne Hornblende	NG: Ilmenit	UG: Biotit, Chlorit
Plagioklas	Äpatit	Prehnit
Quarz	Rutil	Pyrit
Granat		Orthitartiger
		Klinozoisit
Nr. 145 L		Zirkon

Schlecht idioblastische und gut parallel geregelte, graublaugrüne (n_{γ}) Hornblenden bilden ein mehr oder weniger dichtes Netz mit Plagioklas-

maschen. Aus diesem stechen vereinzelte gröbere, stark von Plagioklas, Erz und Quarz durchsiebte Hornblend xenoblasten hervor. Die Messung der Auslöschungsschiefe ergab hier ungewöhnlich niedrige Werte (c/n_γ zwischen 10 und 11°).

Die mit reichlich Quarz vergesellschafteten Amphibolit plagioklase zeigen sehr unruhige, buchtig-zahnige bis splitterige Kornformen und stark variierende Korngrösse. Ihr An-Gehalt schwankt ca. zwischen 60 und 65 %⁸⁾. Von dem ihnen mengenmässig beinahe ebenbürtigen Quarz unterscheiden sie sich nur durch höhere Lichtbrechung und fleckige Auslöschung.

In einer 2–3 mm breiten, konkordanten Quarz-Feldspatader findet man die Plagioklase vorwiegend grobkörnig und eigengestaltiger entwickelt; stellenweise setzen sie sich zu schlierig-flaserigen Gebilden zusammen, welche in Quarzmassen schwimmen. Infolge stark verbreiteter fleckiger Auslöschung und Zonarstruktur variiert der An-Gehalt; an grossen Individuen betrug er 47 %. Stellenweise sind diese Aderfeldspäte stark von Serizit und Zeolith durchwuchert oder das ganze Gestein von Prehnitäderchen durchbrochen.

Der reichlich (40–50 Vol.%) vorhandene Quarz ist in seiner Korngestalt dem Feldspat analog; seltener findet er sich zu kleineren linsigen oder flaserigen Massen aggregiert. Die undulöse Auslöschung ist sehr kräftig. In der hellen Ader bilden intensiv verzahnte Quarze langgestreckte Schlieren und Fläsern; einzelne Individuen neigen sogar zum Streifenquarzhabitus (bandförmige Quarze mit intensivster undulöser Auslöschung).

Blassrötliche, bruchstückartige bis splitterige Granat xenoblasten von etwa der Grösse der Hornblenden erscheinen strichweise etwas angereichert. Merkwürdig geartete Umwachsungen durch Hornblendestengel erinnern an verwischte Kelyphitbildungen.

Biotit spielt einzig in den Randpartien des Amphibolites gegen die helle Ader eine gewisse Rolle. In zersetzten Zonen wurde er zusammen mit der Hornblende in Chlorit umgewandelt. Auch in Rissbildungen des Granates kann grüner Chlorit auftreten.

Der ausserordentlich reichlich vertretene Ilmenit ist wiederum zufolge seiner zahnig-hakigen Kornformen leicht erkenntlich. Ebenfalls recht häufig, oft in langgestreckten Anreicherungen, erscheint Apatit, recht selten hingegen Pyrit (verwachsen mit Ilmenit), Zirkon, Rutil und grauer, orthitartiger Klinozoisit.

Die Struktur kann als granoblastisch, sehr schwach porphyroblastisch, die Textur als nicht sehr ausgeprägt kristallisations-schieferig, schwach flaserig und gebändert bezeichnet werden.

Charakteristisch sind die Heterokörnigkeit und starke Verzahnung gewisser Gemengteile; oft herrscht im Dünnschliffbild ein schwach kataklastischer Eindruck. Strukturell reiht sich das Gestein zwischen porphyroblastische Granatamphibolite mit nematogranoblastischem Grundgewebe und gewöhnliche, nematogranoblastische

⁸⁾ An zwei Individuen wurde gemessen: a) normal zonar: Kern An_{59} , Hülle An_{52} ; b) invers zonar: Kern An_{28} , Hülle An_{65} .

Amphibolite ein, in welche es durch Wegfall des Granates übergehen würde.

In gewisser stofflicher und struktureller Beziehung zu letztbeschriebenem Gestein steht auch ein nematogranoblastischer Granatamphibolit vom Fussweg Solduno - Mte. Brè, wenig oberhalb Solduno (nördliche Übergangszone von Arcegno). Der Amphibolit (Nr. 13 L) wurde als kleine, linsenförmige Einlagerung von wenigen cm Mächtigkeit in schieferigen biotitreichen Gneisen angetroffen.

Neben weitaus überwiegenden, braungrünen, idioblastischen Hornblenden führt das Gestein grosse Mengen von Quarz und ziemlich reichlich blassroten Granat. Der Plagioklas, ein rissiger, in Zersetzung begriffener Labrador, tritt stark zurück. Auch Ilmenit ist ausserordentlich reichlich vorhanden, und unter den Übergemengteilen sind besonders grössere, siebartige Xenoblasten von rotbraunem Biotit, sowie das schalige, sulfidische Ni-Co-Fe-Erz zu nennen, welch letzteres erstmals in den Eklogitamphiboliten von Fontai gefunden wurde. Endlich ist noch Apatit und Zeolith zu erwähnen.

Die Bezeichnung Amphibolit dürfte wohl für dieses Gestein nicht mehr ganz zutreffen, da es einen bedeutend höheren Quarz- als Plagioklasgehalt besitzt. Strukturell stimmt es jedoch mit nematogranoblastischen Amphiboliten weitgehend überein. Es fehlt ihm sogar der für Amphibolite charakteristische Gehalt an Ti-Erz und bisweilen auch Ni-Co-Fe-Erz nicht. Ferner muss es nach der Art des Vorkommens und der Vergesellschaftung mit den Nebengesteinen (teils scharfe Begrenzung gegen dieselben) ebenfalls noch zu den Amphiboliten gerechnet werden. Am ehesten nimmt es wohl eine Zwischenstellung zwischen Amphiboliten und biotitreichen, kinzigitischen Gneisen ein, welche in vielen Fällen als Begleitgesteine von Amphiboliten bekannt sind.

Ein hoher Quarzgehalt wurde gelegentlich schon bei den eklogitamphibolitähnlichen Granatamphiboliten konstatiert; er scheint mehr von lokaler Natur und eher mit der Art der Amphibolitnebangesteine, als mit der speziellen Ausbildung des Amphibolites selbst (nematogranoblastischer Granatamphibolit) in Beziehung zu stehen. Jedenfalls variiert in Eklogit- und Granatamphiboliten der Quarzgehalt ziemlich stark. Eine Grenze zwischen quarzreichen und -armen Typen dieser Gesteine könnte nicht gezogen werden. — Wie Quarzschlieren in Amphiboliten mit Nebengesteinseinschlüssen im Zusammenhang stehen, geht besonders aus der nachfolgenden Betrachtung über die Granatamphibolitkontakte hervor.

c) Inhomogene Granatamphibolite mit mehr oder weniger in Dispersion begriffenen, fremdartigen Bestandmassen

Da auch Granatamphibolite praktisch niemals in unmittelbaren Randpartien von Amphibolitkörpern auftreten, können ihre Kontaktverhältnisse mit Nebengesteinen einzig an Einschlüssen beobachtet werden. Vielfach sind dann die Nebengesteine von so wechselvoller Art, dass der Verlauf ihrer Veränderung bis ins Amphibolitinnere nicht unter Voraussetzung gleicher Ursprungszusammensetzung verfolgt werden kann. In der äussersten Randzone grösserer Amphibolitkörper herrscht meistens eine weitgehende Auflösung und Dispergierung von eingeschlossenem Nebengesteinsmaterial; lediglich grössere Schollen bleiben noch als Ganzes erhalten. Somit hält es oft schwer, zwischen endo- und exogenen Kontaktbildungen zu unterscheiden.

Auch bei den Granatamphiboliten ist eine Einteilung in Gesteine mit kalk- und in solche mit tonerdereichen Einschlüssen möglich.

Das aufschlussreichste Gebiet, in welchem sich solche Kontakte studieren lassen, bildet zwischen Maggia- und Verzascatal die steile N-Flanke des Valle dei Croadi.

α) Granatamphibolite mit kalkreichen Nebengesteinseinschlüssen

Den hellen, vesuvianführenden Schlieren der Eklogit-amphibolite von Gallinèe völlig analoge Bildungen finden sich auch in Granatamphiboliten desselben Amphibolitkörpers, in etwas mehr gegen den unteren Rand gelegenen Partien (vgl. Fig. 9).

Aderartig die Granatamphibolite durchsetzende, graue Schlieren besitzen eine Mächtigkeit von 2—3 cm. In ihrem Bereiche auftretende Granate zeigen starke Kornvergrößerung. Randlich finden sich an Stelle von Hornblende smaragdgrüne Flecken und Säume (stellenweise stark vergrößerter AP-Symplektit).

Der Mineralbestand des dunkelgrünen, von stecknadelkopfgrossen Granaten durchsetzten Amphibolites lautet:

HG: Grüne Hornblende	NG: Ilmenit	UG: AP-Symplektit
Plagioklas	Rutil	
Granat	Titanit	
Nr. 17 C ₁		

Als charakteristische Eigenschaften sind zu nennen: Dichtes, grob- bis feindiablastisch-retikulares Hornblende grundgewebe, meist völlig kely-

phitisierte Granate (Stengelkelyphite). Gegen die ziemlich unscharf abgegrenzt erscheinenden aderartigen leukokraten Bestandmassen hin beginnen schlierig-fetzig AP-Symplektitmassen und grosse, buchtig-lappige, invers zonare Plagioklasxenoblasten (z. B. im Kern: An_7 , am Rand: An_{27}) aufzutreten; letztere führen in den zentralen, albitreichen Partien oft scharf abgegrenzte Kerne von basischem Plagioklas (einschlussartig). Ilmenit ist reichlich vorhanden.

Die helle, etwas aderartig gewundene Schliere führt im wesentlichen den Mineralbestand analoger, jedoch in etwas kleineren Ausmassen auftretender Bildungen in den Eklogitamphiboliten (vgl. S. 325—330):

HG: Labrad. bis Anorthit	NG: Ilmenit	UG: Vesuvian
Albit-Oligoklas	Rutil	Quarz
Epidot-Klinozoisit	Titanit	Magnetit
Diopsidischer Pyroxen		
Grüne Hornblende		
Granat		

In Abweichung zu den Schlieren im Eklogitamphibolit findet sich hier Vesuvian nur noch in spärlichen Relikten; zum weitaus grössten Teil wurde er in Pseudomorphosen von basischem Plagioklas (An_{67-93}) und Epidot-Klinozoisit umgewandelt, von welchen die Figuren 25 a und b einige Details wiedergeben.

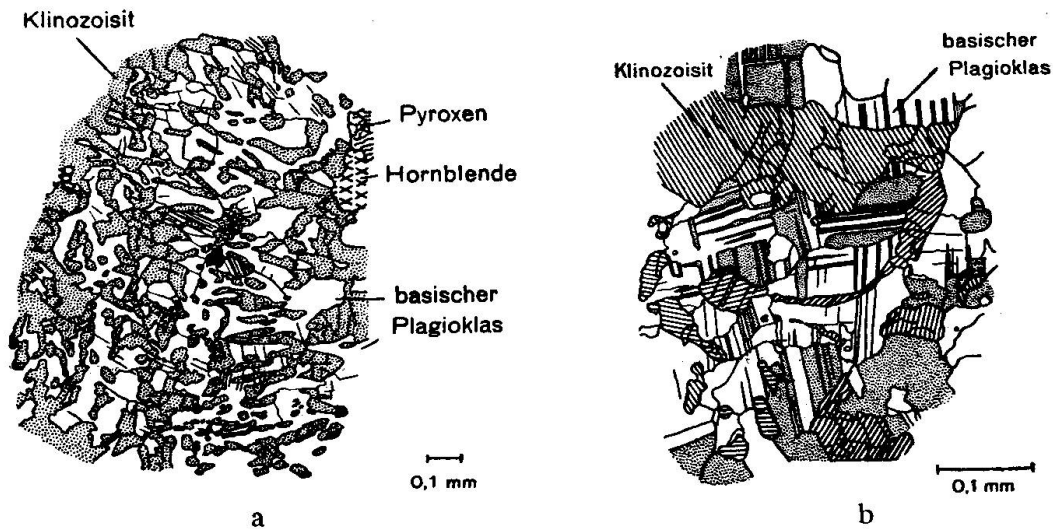


Fig. 25. Strukturen in Vesuvianpseudomorphosen.

Die Zwickel zwischen den Pseudomorphosen sind wiederum von grossen Oligoklas- (An_{10-30}) und Quarzamöben erfüllt. Diese Feldspäte enthalten an vereinzelt Stellen schriftartig angeordnete, feine, niedrig lichtbrechende Einschlüsse (evtl. Mikroklin) und neigen oft zu undulösem Kornzerfall.

In den fetzig auseinandergerissenen AP-Symplektitaggregaten ist der Plagioklas oft so stark untergeordnet, dass die intensiv apfelgrünen diopsidischen Augite ($c/n_{\gamma} = 44^{\circ}$) beinahe homogen erscheinen, wobei die Spaltbarkeit deutlich sichtbar wird. Auch zeigen die Symplektite häufig starke Kornvergrößerung.

Grosse, teils diablastisch miteinander verwachsene Hornblende-skelette, welche häufig von kleineren, durch Zerfall größerer Amphibole hervorgehenden Individuen begleitet sind, scharen sich besonders um AP-Symplektite. In sehr ausgeprägter Weise erscheint hier die schriftgranitartige Durchwachsung grosser, intensiv blaugrüner Kelyphitamphibole durch die Kelyphitplagioklase, wobei die Verwachsung beider Mineralien mit zunehmender Entfernung vom Granat sich vergrößert. Die oft sehr grossen Granate führen hier somit keine Pyroxenkelyphite mehr. Manchmal sind größere Hornblendenoblasten in der in Fig. 26 dargestellten Weise von Plagioklas durchwachsen. Granate finden sich auch in dieser Gesteinspartie nicht selten noch in spärlichen Relikten erhalten. Bei dem in den Kelyphiten auftretenden Magnetit konnte niemals eine Umwandlung in Titanit beobachtet werden wie beim Ilmenit. Letzterer und der etwas seltenere Rutil zeigen stets die Umhüllung durch leukoxenartige Titanitkrusten.

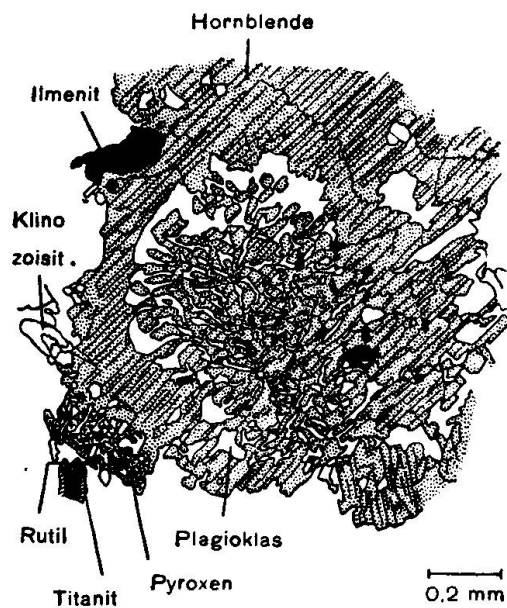


Fig. 26. Schriftgranitartige Verwachsung von Hornblende und Plagioklas.

Bezüglich Struktur und Textur herrschen dieselben komplexen Verhältnisse, wie sie bei den analogen Bildungen in den Eklogitamphiboliten geschildert wurden. Wesentliche Unterschiede gegenüber letzteren bestehen darin, dass Vesuvian hier grösstenteils umgewandelt ist, Hornblende in reichlichem Masse an Stelle von Pyroxen tritt und nicht mehr von letzterem verdrängt wird, ferner

dass die Granate in eigenartiger Weise ausschliesslich von relativ grobdiablastischen Hornblendekelyphiten umwachsen sind. Die grobe Entwicklung derartiger Verwachsungen, auch der Granate und teils der AP-Symplektite, deutet eventuell auf pegmatitische Beeinflussung durch Restlösungen hin, aus welchen die grobkörnigen Quarz-Feldspatzwischenmassen kristallisierten. In gewissem Sinne lassen sich diese letzteren wohl mit den leukokraten Bestandmassen von Amphibolitpegmatitrandfazien vergleichen (vgl. S. 362), mit denen sie in der morphologischen Ausbildung und in der Zusammensetzung der Plagioklase auffallend übereinstimmen.

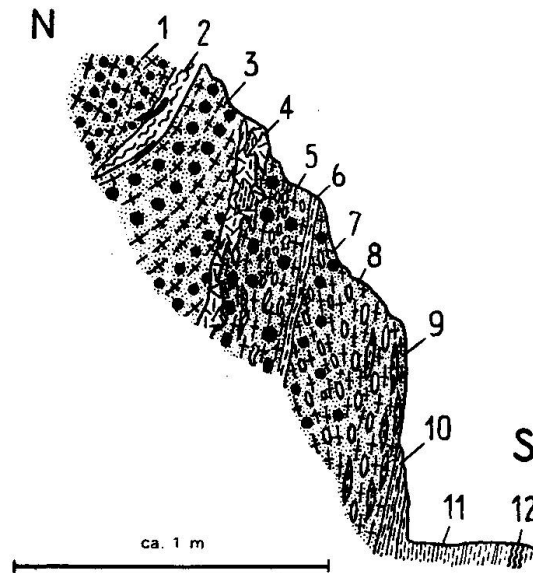


Fig. 27. Profil durch die untere Randzone des Amphibolites von Valleggia.

- 1 Granatamphibolit mit granat- und hornblendereichen Bändern bis Schlieren.
- 2 Schmitziger Granat-Disthenglimmerschiefer-Einschluss.
- 3 Grobkörniger Granatamphibolit (grosse Granate).
- 4 Pegmatitader mit kleinen Nebengesteins- (Gneis-) Einschlüssen.
- 5 Relativ grobkörniger Granatamphibolit mit korund- und vorwiegend stauroolithführenden Flecken.
- 6 Lamellenartiger Einschluss von biotitreichem Gneis.
- 7 Granatamphibolit mit kleinen stauroolith- und vorwiegend korundführenden, linsigen, weissen Flecken.
- 8 Grobretikularer Amphibolit mit grossen, z. T. sehr korundreichen, linsigen Flecken.
- 9 Nematogranoblastischer Amphibolit mit fetzigen Chlorit-Plagioklasfels- (= ursprünglicher Gneis?) Einschlüssen.
- 10 Stark verschieferter, mesokrater Biotit-Plagioklasgneis.
- 11 Ziemlich saurer, etwas lagig injizierter Biotitgneis.
- 12 Glimmerreiche Einschaltungen.

Über die genetische Deutung dieser Schlieren wurde bereits auf S. 331/332 berichtet. Dass hier die diaphthoritische Umwandlung in den hellen Schlieren noch weiter fortgeschritten ist, lässt sich nach der Ausbildung des amphibolitischen Nebengesteins erwarten, da letzteres, ursprünglich ein Eklogitamphibolit, den gleichen Umwandlungsprozess (zum Granatamphibolit) durchlief.

β) Granatamphibolite mit tonerdereichen Einschlüssen

Die ausgezeichnetsten Beispiele von Einschlüssen dieser Art liefert zweifellos das Amphibolitvorkommen von Valleggia, von dem disthen- und spinell-, sowie kalksilikatführende Eklogitamphibolite bereits auf S. 319—323, resp. 332—335 Erwähnung fanden.

Sehr interessante und wechselvolle Kontaktverhältnisse bietet der in Rede stehende, mächtige Amphibolitkörper an seiner unteren, südlichen Seite, an welcher er gegen saure, injizierte Biotit-Plagioklasgneise grenzt. Häufig sind diese Gneise von sehr glimmerreichen Gneis- bis Glimmerschieferlagen und Kalksilikatschnüren durchsetzt. Fig. 27 demonstriert den komplexen Bau der randlichen Partie des Amphibolitkörpers an der hier zu betrachtenden Stelle.

Der schmitzige, tonerdereiche Einschluss (2) im Granatamphibolit

Mehrere derartige Einschlüsse treten in gebänderten, von stauroolithreichen Flecken und Schlieren durchzogenen Granatamphiboliten auf, in welchen sie mehr oder weniger konkordant eingelagert sind.

Ein Dünnschliff durch die Kontaktpartie einer solchen, ca. 1½ cm breiten, dichten und feinkörnigen, hellbräunlichgrauen Schmitze, die sich in ca. 1 m Distanz vom Rand im Innern des Amphibolites vorfand, ergab aufschlussreichen Einblick über die genetischen Beziehungen zwischen Einschluss und Amphibolit.

Der Mineralbestand des Granatamphibolites lautet:

HG: Grüne Hornblende	NG: Ilmenit	UG: Quarz
Granat	Rutil	Klinozoisit
Plagioklas	Apatit	Biotit
Nr. 11 C ₇		

Das von fleckenweise angereicherten, rundlichen bis idioblastischen Granaten und deren Pseudomorphosen (Mittelstellung zwischen Faden- und Stengelkelyphit), sowie Erzkörnern, Quarzschlieren, Plagioklasanhäufungen etc.

durchbrochene Grundgewebe besteht vorherrschend aus einem unübersehbaren Gewirr von kleinen krümeligen Hornblendekörnchen. Wie an einzelnen Stellen noch deutlich ausgeprägt ist, gingen die feinkörnigen Hornblendemassen durch Kornzerfall grösserer, diablastisch durcheinandergewachsener Hornblende-skelette hervor (feinretikuläre Struktur). In anderen Partien sind die Amphibole fein perforiert und zeigen deutliche Anklänge an AP-Symplektit. Gegen den Kontaktrand hin tritt eine fleckenweise zunehmende Cummingtonitisierung (Ausbleichung, höhere Doppelbrechung) der Hornblenden auf.

Plagioklas (ca. An₄₀) findet sich am augenfälligsten in Gestalt kleiner, radial angeordneter Leisten in Granatkelyphiten.

Aus groben, intensiv undulösen Quarzen zusammengefügte Schlieren nehmen gegen den Kontaktrand hin an Zahl und Grösse beträchtlich zu. Charakteristisch sind intakte Hornblenderändchen an der Grenze gegen HP-Symplektit. Hier und da schwimmen Fetzen des Hornblendegewebes inmitten von Quarzmassen, in welche sie vermutlich hineingerissen wurden.

Klinozoisit und rostbrauner Biotit kommen hauptsächlich in granatreichen Partien vor. Für ersteren ist die bereits auf S. 334 beschriebene Resorptionserscheinung charakteristisch, während letzterer, sperrig zwischen anderen Gemengteilen eingestreut, meist in gelbgrünen Chlorit umgewandelt ist.

Ilmenit kommt sehr reichlich, der oft mit ihm verwachsene Rutil hingegen seltener vor. Winzige Rutilnadelchen finden sich vielfach zusammen mit Anreicherungen von Erzpartikeln und bisweilen zonar angehäuft und gesetzmässig orientiert in Granat eingeschlossen. — Die starke Trübung von zeilenartig aggregierten Apatitkörnern rührt von winzigen, parallel der c-Achse des Apatites eingelagerten Erz- (wahrscheinlich Ilmenit) -blättchen her.

Die Struktur ist feindiablastisch (AP-Symplektit-Strukturrelikte), retikular, partiell mosaikartig und kelyphitisch; die Textur inhomogen, schlierig und fleckig.

Umfangreiche Partien des Gesteins bestehen aus reichlich feinem HP-Symplektit, gröberen Granaten und erheblichen Mengen von Quarz.

Demgegenüber zeichnet sich der Einschluss durch folgenden Mineralbestand aus:

HG: Quarz	NG: Ilmenit	UG: Basischer Plagioklas
Plagioklas An ₃₂₋₃₃	Apatit	Staurolith
Cummingtonit	Rutil	Spinell
Granat		Klinozoisit
Disthen		Serizit
Biotit		

Das feinkörnige, hornfelsartige Grundgewebe des eigenartigen, heterogenen Gesteins wird von grobkörnigen, stark gegliederten und zerlappten Quarzschlieren durchbrochen. In starkem Gegensatz zu den geebneten Korngrenzen der Quarze gegen das Grundgewebe steht ihre gegenseitige Verzahnung.

Der Hauptbestandteil des Grundgewebes besteht aus kleinen, polygonalen, spärlich verzwilligten Plagioklasen (An_{32-33}), die eine auffallende Ähnlichkeit mit Cordierit aufweisen. In mehreren Fällen war jedoch ihre Feldspatnatur an Hand der Zwillingslamellen eindeutig zu erkennen.

Die eine der beiden, durch kontinuierliche Übergänge miteinander verbundenen Hornblendevarietäten, deren optische und kristallographische Eigenschaften:

$$\begin{aligned} n_\alpha &= \text{farblos} \\ n_\beta \text{ und } n_\gamma &= \text{farblos, oft etwas bräunlich} \\ c/n_\gamma &= 19-21^\circ & n_\alpha < 1,660 \\ 2 V_{n_\gamma} &= 74-76^\circ (\text{positiv}) & n_\gamma > 1,660 \\ \text{Spaltwinkel } (110)/(110) &= 123^\circ \end{aligned}$$

eindeutig für Cummingtonit sprechen, ist hauptsächlich feinkörnig, fettig ausgebildet und fleckenweise angereichert. Ursprünglich grössere Individuen bekunden stets undulösen Kornzerfall (Felderteilung). Sehr typisch sind die häufig auftretenden Zwillingslamellen nach (100), sowie eigentümliche, sägeartige (s. Fig. 28 a), auch mehr netzartige, aufgelockerte Aggregationsformen und rahmenartige Cummingtonitgebilde, letztere namentlich im Verein mit feinem HP-Symplektit (Fig. 28 b).

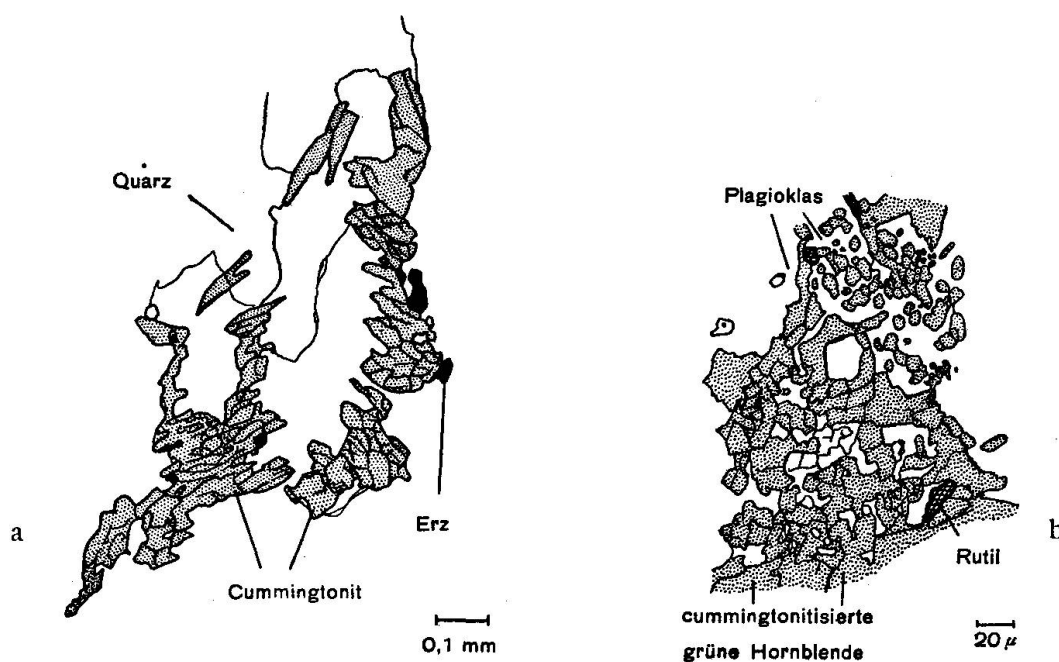


Fig. 28. Ausbildungsarten von Cummingtonit.

Die andere, zur Hauptsache im Granatamphibolit auftretende und bereits dort erheblich in Cummingtonitisierung begriffene, grüne Hornblende-generation bedarf hier keiner besonderen Erwähnung mehr.

Die zahlreichen, sehr blass rosa gefärbten Granate von ähnlicher Gestalt wie im Granatamphibolit stecken meist in einer kelyphitischen Plagio-

klashülle, um welche sich spärliche Fetzen, auch dickere Krusten von Cummingtonit oder grüner Hornblende schliessen. Oft stechen Biotitblättchen in der Art von Kelyphithornblenden in trichterförmige Vertiefungen der Granatoberfläche ein (s. Fig. 29 a).

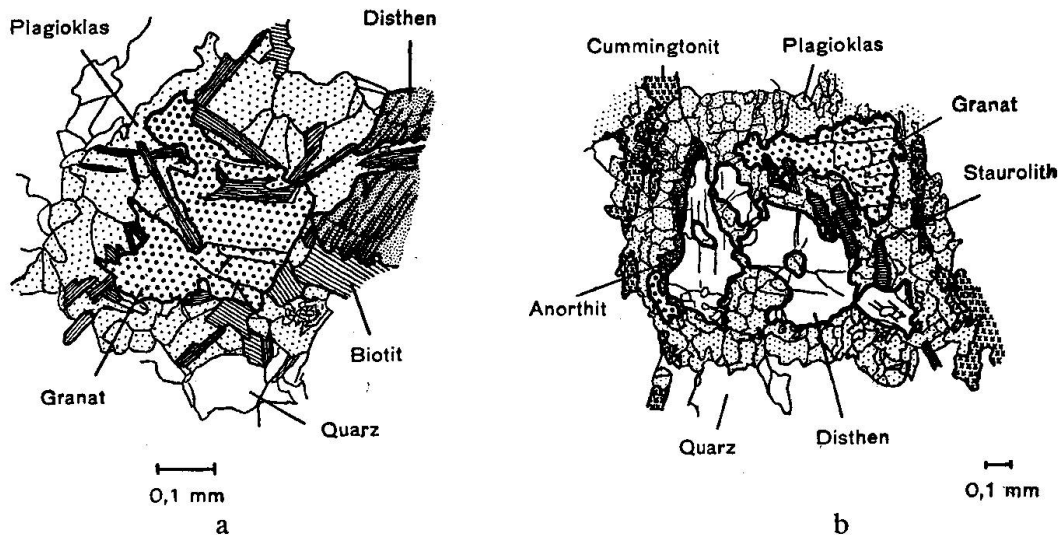
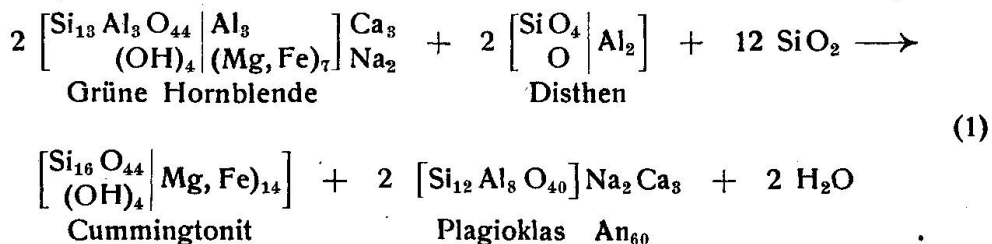


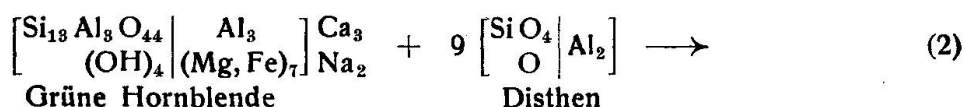
Fig. 29. Reaktionserscheinungen in tonerreichen Einschlüssen im Amphibolit.

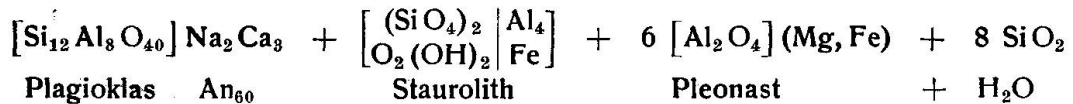
Stark resorbierte Formen, hohe Licht- und ziemlich niedrige Doppelbrechung, sowie die ausgezeichnete pinakoidale Spaltbarkeit charakterisieren den häufig mit dem Granat assoziierten Disthen, welcher vielfach von Reaktionsrändern von basischem Plagioklas (teils blumenblätterartiger Kranz von rissigen, tafeligen oder körnigen Individuen) und von grünem Spinell (Pleonast) umgeben wird. Nicht selten finden sich in Begleitung des Disthens auch kleine, honig- oder goldgelbe Staurolithstengelchen, wie dies in Fig. 29 b dargestellt ist.

Man könnte sich etwa Reaktionen im folgenden Sinne denken, welche zur Bildung von basischem Plagioklas, Spinell und eventuell auch Staurolith in Form von Reaktionssäumen um Disthen führten:



was z. B. die Umwandlung der grünen Hornblende in Cummingtonit erklären könnte, oder aber:





Dabei geht das in (2) überschüssige SiO_2 möglicherweise in Reaktion (1) ein, in welcher es aufgebraucht wird. Von der Umwandlung in basischen Plagioklas und Spinell, welche von der Anwesenheit von Staurolith begleitet wird, sind hauptsächlich die sich bereits im Innern des Amphibolites befindlichen Disthenkristalle befallen. Fig. 30 zeigt die dem AP-Symplektit analoge Verwachsung

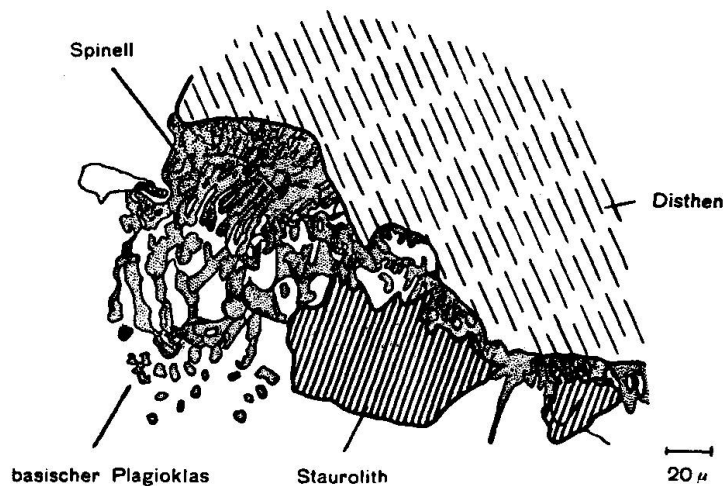


Fig. 30. Reaktionssaum um resorbierten Disthen. Vergr. ca. 250fach.

von basischem Plagioklas und Spinell in einem Reaktionssaum um Disthen. An Stelle des basischen Plagioklases in den Reaktionsrändern tritt nicht selten eine Masse eines feinschuppigen, serizitischen Minerals, während olivbrauner, gelegentlich chloritisierter Biotit in vermehrter Masse in kontaktrandferneren Partien erscheint. Noch bemerkenswerter als im Amphibolit ist hier die stark resorbierte Ausbildung des grauen, orthitartigen Klinozoisites, wie sie in Fig. 31 dargestellt ist.

Ilmenit und Rutil (kleinkörnig, gerundet) kommen ebenfalls häufig, Apatit (größere Körner) hingegen mehr vereinzelt vor.

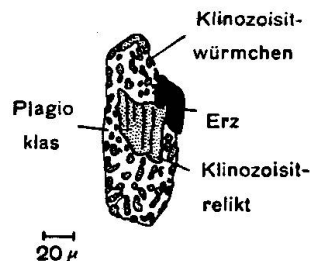


Fig. 31. Verdrängung von Klinozoisit.

Die Struktur ist uneinheitlich; Bereiche mit grobkörniger, verzahnter Quarzaderausbildung und solche mit feinkörniger Horn-

felsstruktur durchdringen sich gegenseitig. Stellenweise machen sich auch Resorptions- und Kelyphitstrukturen geltend.

Die Textur kann, ähnlich derjenigen im Granatamphibolit, als schwach gerichtet und schlierig bis fein durchadert bezeichnet werden.

Bereits in früheren Überlegungen (vgl. S. 322) wurde auf die wahrscheinlich anzunehmende Orthonatur des Amphibolitkörpers von Valleggia hingewiesen. So sprechen auch hier die Cummingtonitisierung grüner Hornblenden, ferner die Reaktionserscheinungen am Disthen und die hornfelsartige Struktur des Einschlusses mit grossem Gewicht für einen Eruptivkontakt. Höchst wahrscheinlich lag das Sedimentmaterial schon vor der Einverleibung in das basische Magma, welches allein eine derart intensive lokale Kontaktwirkung ausüben konnte, als Disthen-Granatglimmerschiefer vor, Gesteine, wie sie in der Zone von Cardada auch ohne unmittelbare Amphibolitbegleitung ziemlich zahlreich gefunden werden. — Makroskopisch erscheint der Einschluss noch scharf vom Amphibolitwirtgestein getrennt, während im Mikroskop bereits ein Ineinandergreifen, sogar eine Durchdringung der verschiedenen Stoffbestände sichtbar wird. Unter dem Einfluss stark erhöhter Temperatur fand zwischen wahrscheinlich bereits erheblich viskosem Magma und eingeschlossenem Fremdmaterial innerhalb gewisser Schranken ein Stoffaustausch statt. Dieser bewirkte in kontaktrandnahen Amphibolitpartien eine Zufuhr von al und si, dagegen Wegfuhr von c und alk.

TILLEY'S (55) Auffassung disthenführender Eklogite und Amphibolite als rein sedimentäre oder dann als ebensolche magmatische Gesteine basiert namentlich auf Analysenergebnissen. Er betont gar nicht die Möglichkeit eines gemischten Charakters, sondern führt die Entstehung disthenführender Streifen in Amphiboliten nur auf lokal stattgefundene Stoffsonderung durch Migration zurück. In unserem Gebiet scheint das reichliche Auftreten von Disthen zusammen mit Quarz, saurem Plagioklas und teils sogar eklogit- und amphibolitfremdem Orthoklas in Gestalt ähnlicher, kompakter, streifiger Massen, wie sie TILLEY beschreibt, eher für Einschlüsse und Resorption zu sprechen. Dass bei der Umwandlung des Granates in Hornblende, die sich in Gesteinen von Glenelg (Inverness-shire) auffallenderweise maschenartig vollzieht, auch Disthen entstehen kann, widerlegt obigen Einwand nicht.

Eine weitere Art interessanter, tonerdereicher Einschlüsse in Granatamphiboliten findet eingehende Beschreibung bei der Besprechung der Fleckenamphibolite.

Granatamphibolite (Überblick)

Granatamphibolite						
Fundort	HP-Gewebe	Granat	Kelyphit	Ti-Mineralien	Uebergem., Akyros.	Diablastisch
						Vorw. feindiabl. Typen mit + HP-Sympl.
Cardada-Osth. (203 L ₂)	Überg. von feinstem HP-Sympl. zu groben Hbl-Xenobl. mit Einschl. von Pl-Maden u. Gr; AP-Sympl. relikte	In feindiabl. HP-Gew.fehlend,sonst reichl. vertreten	Schmale Fadenkel.-hüllen Pl(An ₃₇)-Hüllen um Gr	Ilm, Ru (Tit)	Qz (sehr reichl.), Ep, Zeol, Chl, Limonit	
do. (204 L)	Dichtes, feindiabl.-ret. Hbl-Gew. mit rekr. AP-Sympl. nebst qz-reichen Partien mit grobdiabl., intens. blaugrünen Hbl	Sehr reichl. in Partien mit groben Hbl, oft etwas grobkörnig	Ausgez. Stengelkel., in feindiabl. Partien vollst. Gr-Pseudom., oft diabl. von Ep durchw.	Sehr reichl. Ilm (z.T. staubartig), Ru, Tit (leukox.)	Qz (sehr reichl.), Magnet. (in Kelyph.)	
do. (205 L)	Überg. von feinst perfor. Hbl in dichtes, feindiabl.-retik. u. in grobdiabl. Hbl-Gew. Reichl. intensiv blaugrüne Hbl.	± grosse, rissige, ziegelrote Gr, einschl. reich (Ilm!)	Ausgez. Stengelkel., partienweise vollst. Gr-Pseudom. Kel.-Pl bis An ₆₀	Reichl. Ilm (z.T. staubart.) Ru, Tit (leukox.)	Qz	
Fruent	Sehr feindiabl. HP-Sympl. nebst groben, von Sympl. durchwucherten Hbl-Xenobl.; Pl (ca. An ₂₀) sehr feinkörnig	Kleine, farbl. Gr-Relikte in HP-Sympl.-armen Flecken	Deutl. Kelyph. fehlend, evtl. Pl-Höfe mit Hbl.-Klümpchen	Ilm, Ru	Chl-Aggr. in Pl-Grundm., Bi-Schalen u. -Klümpchen mit Pl-Höfen, Ep, Pyt	
Cardada-Osth (205 L ₂)	Mittel- bis grobdiabl. HP-Gefüge; grobe, skelettartige bis kl. idiobl. Hbl. Vorw. polyg. Pl (An ₁₅) oft fleckig anger.	—	Relikt. vorh., stark rekr. (Pl-reichere Flecken)	Ru, Ilm, Tit	Ep in pl-reicheren Flecken	
do. (207 L)	Ziempl. grobes, etwas diabl. HP-Gew. Hbl häufig durchsiebt; polygon. Pl (An ₃₄₋₄₃), z. T. mosaikartig zerfallen	Xenobl., isom., z.T. etwas chloritis., einschlussreich	—	Ilm (Ru, Tit)	Bi-Chl, Ep-Klz, Qz; grobk. Aederchen aus Pl (mit Qz-Einschl.) u. Qz-Xenobl.	
Oberes Vallone	Zerrissenes Netz von blaugrünen Hbl. mit länglichen Pl (An ₉₅)-Maschen	Meist stark rissige Porphyrobl., oft relikt. m. bröckl. Randz.	Etwas umkr. Stengelkel., oft vollständige Gr-Pseudom.	Tit (Ru)	Pl-Bänder mit Pflasterstr. u. Di-Skeletten, gleichk. granobl. Hornblenditbänd.	
Ramnosa-Bach	± dichtes Netz von grünen Hbl (z. T. gröbere Xenobl.) mit Pl (An ₆₀₋₆₅)- u. Qz-Maschen	Relat. kleine, xenobl. Individ.	Sehr undeutl.	Ilm (sehr reichl.) (Ru)	Qz (sehr reichl.), Pyt, Klz, Bi, Chl, grobkörn. Qz-Pl-Aederchen	
N Sol-duno	Braungrüne Hbl, streifenw. in lockerem Zus. hang; Lb (spärl.)	Reichl. vorh., xenobl.	—	Ilm (reichl.)	Sehr reichl. Qz u. durchsiebte Bi-Xenobl.; Ni-Co-Fe-Erz, Zeol.	

Fundort	HP-Gewebe	Granat	Kelyphite	Ti-Mineralien	Granatamphibolite mit	
					Ca-reichen Schlieren	Al-reichen Einschlüssen
Gallinee	Dichtes, ausgez. fein- bis grobretik., pl-armes Hbl-Gewebe (rekr. HP-Sympl.) in Randpart. häufig AP-Sympl. schlieren u. Xenobl. von saurem Pl	Nur noch Relikte, urspr. häufig	Vorw. schöne Stengelkelyph., häufig vollst. Pseudom.	Sehr reichl. Ilm	Vesuvian, grösstent. umgew. in bas. Pl. u. Klz (Pseudom.); Grobe Hbl z.T. als myrmekitart. HP-Sympl., z.T. in AP-Sympl. umgew.; grobe Gr-Kelyph., Zwischenmasse von groben Pl- u. Qz-Amöben schlierig zwischen dunkl. Best. m.	Kleinkörn., hornfelsart. Cum-Pl-Grundgew. mit reichl. Gr, spärlich Bi, Dist(resorbiert) mit Reakt. säuren von bas. Pl u. Spinell, sowie Neubild'gen von Staur (vorw. am Kontakt). Zwischen kleink. Gefüge grobk. Qz-Schlieren
Valleggia	Dichtes Gewirr kleiner Hbl-Körnchen z.T. noch erkennbar feindiabl.-ret. HP-Gew. durchbrochen von Qz-Schlieren, Pl-Flecken, Ilm-Aggreg. Auch HP-Sympl.; randl. oft gröbere, z.T. cumingtonitis. Hbl-Xenobl.	Fleckenw. stark anger., rundl. bis idiobl.; reichl. Ru- u. Erzeinschl.	Überg.-stadien zwischen Stengel- u. Fadenkelyph.; relat. spär.	Reichl. Ilm (Ru)		

Abkürzungen von Mineralnamen: Pyt = Pyrit Cum = Cummingtonit Zeol = Zeolith übrige Abk. vgl. S. 276, 397, 443

3. ZUSAMMENFASSENDE BETRACHTUNGEN ÜBER GRANATAMPHIBOLITE

Wiederum geben die Tabellen auf Seite 380 und 381 eine Übersicht über die wichtigsten Eigenschaften, sowie die Fundorte der unter 2. aufgeführten Granatamphibolite. Im allgemeinen herrscht unter ihnen eine noch ausgesprochenere Variabilität als unter den Eklogitamphiboliten. Die wichtigste Unterteilung schien uns diejenige in eklogitamphibolitähnliche und -unähnliche Granatamphibolite zu sein. Vollständige Umwandlung der Granate unter Erhaltung der Pseudomorphosen führte zu Kelyphitamphiboliten. Lägen keine Anzeichen vor, dass ursprünglich Granat existierte, so wären dieselben bereits den gewöhnlichen Amphiboliten anzuschliessen.

Damit verringert sich gegenüber den Eklogitamphiboliten die Zahl derjenigen Merkmale beträchtlich, welche sozusagen als Allgemeingut der Granatamphibolite aufzufassen sind, nämlich:

1. Der wiederum auffallend grosse Reichtum an Titanmineralien, darunter vorwiegend an Ilmenit und Rutil, sehr häufig aber auch an Titanit, welcher gerne als vergrößerte, leukoxenartige Bildung um die beiden Erze auftritt,
2. Das Auftreten von Hornblende mit vorherrschend blaugrünen, selten auch bräunlichen Farbtönen, welche, anfänglich die AP-Symplektitstruktur nachahmend, durch Rekristallisation zunächst in fein-, später in grobdiablastisch-retikulares Hornblendegeflecht übergeht und schliesslich immer mehr zu idioblastisch-gleichkörniger Entwicklung tendiert,
3. die mit wenigen Ausnahmen sehr deutlichen, in vielen Fällen sogar ausserordentlich schönen Kelyphitbildungen um die Granate, wobei Stengelkelyphite weitaus dominieren.

Zweifellos existieren kontinuierliche Übergänge von normalen Eklogitamphiboliten (Gallinee) über hornblendereiche Typen (Valleggia) und noch reliktschen AP-Symplektit führende Granatamphibolite (Cardada-Osthang) zu diablastischen Granatamphiboliten des Typus a und schliesslich zu grobdiablastischen Kelyphitamphiboliten. Diese letzteren trennt nur noch ein kleiner Schritt von den Granatamphiboliten des Typus b.

Was den Übergang zwischen diablastischen und nematogranoblastischen Granatamphiboliten anbetrifft, so könnte er noch durch zahlreichere Beispiele belegt werden, als es hier der Fall war. Mit dem Verschwinden diablastischer Strukturen verschwindet auch die

Heterokörnigkeit und der inhomogene Charakter der betreffenden Gesteine immer mehr.

Werden die hier besprochenen Eklogitamphibolite als unter besonderen PT-Bedingungen erstarrte, einer schwachen Diaphthorese anheimgefallene Erstarrungsprodukte eines gabbroiden Magmas aufgefasst, so gilt dies naturgemäss auch für Granatamphibolite des Typus a. Lediglich ist bei diesen die rückschreitende Metamorphose (von der Kata- zur Mesostufe) noch ausgeprägter.

Bei einzelnen Eklogitamphiboliten war aus verschiedenen, bereits erwähnten Gründen rein sedimentärer Charakter so gut wie ausgeschlossen; deshalb ist wohl auch anzunehmen, dass sämtliche analogen Gesteine derselben Zone in der Art ihrer Entstehung gleich zu bewerten sind. Höchstens verschiedenes Alter und lokale Einflüsse (Art der Nebengesteine) konnten zu geringfügigen Abweichungen in ihrem zu erwartenden Habitus Veranlassung geben. Dies gilt auch für die unzweideutig aus Eklogitamphiboliten hervorgegangenen Granatamphibolite der Zone von Cardada (Typus a).

Weitaus unklarer liegen die Verhältnisse bei den Granatamphiboliten des Typus b. Entweder besitzen dieselben wahrscheinlich höheres Alter (meist gut geregelte Textur, starke Verwischung ursprünglicher Strukturen, wie z. B. der Kelyphitstrukturen) als ihre Vertreter des Typus a oder sie unterscheiden sich genetisch grundsätzlich von letzteren. Als Ausgangsmaterial kämen im zweiten Fall Sedimente, etwa dolomitische, zugleich tonige und eisenschüssige Mergel in Frage, welche nach der Ansicht vieler Autoren bei einer Metamorphose unter hauptsächlichem Verlust von CO_2 in amphibolitische Gesteine umgeprägt werden. Bisweilen in den Granatamphiboliten des Typus b aufzufindende eklogitamphibolitische Strukturrelikte (Hornblendexenoblasten), grosser Reichtum an Titanmineralien, sowie gelegentliches Auftreten von Ni-Co-Fe-Erz machen die letztere Auffassung wenig wahrscheinlich. Es handelt sich somit bei den Granatamphiboliten des Typus b vermutlich um ursprünglich magmatische Gesteine, wohl zum Teil (Vallone) von früher eklogitamphibolitischem Habitus.

Auch in bezug auf pegmatitisch beeinflusste Typen gelten im Prinzip dieselben Feststellungen wie bei den Eklogitamphiboliten. Amphibolitrandfazien gegen Plagioklaspegmatite zeigen eine bedeutende Auflockerung der dunklen Bestandmassen unter gleichzeitiger Kornvergrößerung. Die vom Eklogit zum gewöhnlichen Amphibolit führende Umwandlung ist in ihnen stets stärker fortgeschritten als im eigentlichen Amphibolitnebengestein.

Kalk- oder tonerdereiche Einschlüsse in Granatamphiboliten, wenigstens sofern von einigen cm Grösse und zahlreich vorhanden, scheinen im allgemeinen mehr der Mesostufe angepasst als dieselben Bildungen in Eklogitamphiboliten (Umwandlung des Vesuvians in basischen Plagioklas und Epidot, Zurücktreten von Spinellreaktionsrändern um Disthen). Auch hier geben die Umwandlungsphänomene in den Einschlüssen recht deutlich Auskunft über den ursprünglich katazonaleren Zustand ihrer Wirtgesteine. — Der grössere, tonerdereiche Einschluss in der Randzone des Amphibolites von Valleggia nimmt vielleicht eine gewisse Sonderstellung ein, indem hier in einer sehr randnahen Zone an Stelle von Kelyphit- oder bereits gewöhnlichen Amphiboliten noch diablastische Granat- und teils sogar Eklogitamphibolite als Produkte heisserer Schlieren in bereits stark abgekühltem Magma auftreten. Dieselben bilden die Ursache einer lokal erhöhten Kontaktmetamorphose an noch kaum in Auflösung begriffenen, wenig attackierten Nebengesteinseinschlüssen.

Die von HEZNER (22) beschriebenen Kelyphitamphibolite gehören sämtliche zu den Granatamphiboliten des Typus a. Übergänge von Granat-, resp. Kelyphitamphiboliten zu gewöhnlichen, nematogranoblastischen Amphiboliten scheinen in den Oetztaler Vorkommen zu fehlen.

Im Gegensatz dazu bildet der von WANG (56) untersuchte Granatamphibolit von Gordemo (oberhalb Gordola) ein ausgesprochenes Beispiel eines Gesteins vom Typus b. Er liesse sich am besten mit dem Granatamphibolit vom oberen Vallone vergleichen. Jedoch scheint der ganze mächtige Amphibolitkörper von Gordemo ebenfalls von sehr heterogener Natur zu sein. So führt er z. B. auch stark schlierige, teils pyroxenführende, eklogitartige Amphibolitvarietäten. WANG betrachtet ihn als autometamorphes, unter Druck erstarrtes Eruptivgestein.

E. Fleckenamphibolite

1. ALLGEMEINE MERKMALE

Gesteine dieser Art sind ausschliesslich auf die Zone von Cardada beschränkt, innerhalb welcher sie vor allem an der N-Flanke des Valle dei Croidi in engster Vergesellschaftung mit den Eklogit-, Granat- und anderen Amphiboliten auftreten. Ihr makroskopischer Habitus ist gekennzeichnet durch eine mehr oder weniger starke

Anhäufung länglicher, mandelförmiger, seltener auch fetzenähnlicher kugeliger heller Flecken in der dunklen Amphibolitgrundmasse. Die grössten und zahlreichsten dieser Flecken finden sich oft in den Amphibolitrandpartien, wo sie zum Teil deutlich sichtbar mit Nebengesteinseinschlüssen im Zusammenhang stehen und sich von hier aus schwarmartig ins Innere des Wirtgesteins verbreiten.

Die Zusammensetzung der Flecken erscheint sehr variabel. Einzelne derselben sind rein weiss oder dann zonar, mit graulichem Kern, andere lassen sich schwer von Granatkelyphiten unterscheiden, eine andere Art ist deutlich braun gefärbt (Staurolith) und wiederum andere bestehen aus mehr oder weniger kompakten Chloritklümpchen. Auch in Anbetracht der Grösse herrscht unter den Flecken keine Einheitlichkeit; lediglich in kleinerem Bereiche (Schlieren) sind sie stets von gleicher Art.

Die ganze Eigenart und Mannigfaltigkeit dieser Flecken gewahrt man jedoch erst im mikroskopischen Bild. Unter den wichtigsten in ihnen gefundenen Mineralien sind zu nennen:

Basischer Plagioklas (Bt bis An)	Epidot
Intermediärer Plagioklas An_{30-40}	Spinell
Korund	Grüne Hornblende
Staurolith	Versch. Zersetzungsprod.
Margaritischer Serizit	Alkalifeldspat (?)
Chlorit	Rutil
Biotit	
Disthen	

Am häufigsten fanden sich die erstgenannten Gemengteile, unter welchen die Plagioklase und unter diesen wiederum die basischen Glieder weitaus dominieren. Von den übrigen, noch in wesentlichen Mengen vertretenen Mineralien wurden Korund und Staurolith am reichlichsten festgestellt. Auch Chlorit tritt in diesen Flecken oft massenhaft in Erscheinung, und zwar hauptsächlich in granatfreien, nur noch undeutlich diablastischen Amphiboliten von Meso- bis Epicharakter.

Die Fleckenplagioklase bilden ein ausgezeichnet polygonal struiertes gleichkörniges Grundgewebe. Mehrheitlich umgibt eine mehr oder weniger breite, oft etwas grobkörnigere Hülle von intermediären Plagioklasen einen scharf abgegrenzten Kern mit den dunklen Gemengteilen in einem Anorthitgrundgewebe. In manchen Fällen ist der basische, meist staurolith- und korundführende Kern verschwunden und an seine Stelle ein gewöhnliches Plagioklaspflaster mit Chloritschüppchen getreten. Flecken letzterer Art sind oft von beachtenswerter Grösse und scharf gegen das Wirtgestein, einen

schwach diablatischen bis nematogranoblastischen, gleichkörnigen, gewöhnlichen Amphibolit abgegrenzt. Gegen das Innere des Amphibolitkomplexes, wo die gewöhnlichen nematogranoblastischen Amphibolite immer mehr durch diablatische Kelyphit-, Granat- oder gar durch Eklogitamphibolite ersetzt werden, reduziert sich die Grösse der Flecken stark. Es scheint, als ob sie sich langsam aufzulösen begännen, denn mitunter kann auch die deutliche Trennung zwischen Amphibolit- und Fleckengewebe verschwinden.

In Eklogitamphiboliten wurde ein Auftreten von Flecken nicht mehr konstatiert.

2. VORKOMMNISSE VON FLECKENAMPHIBOLITEN

Eine Fundstelle, die sich nicht nur durch reichliche Anwesenheit, sondern zudem auch durch eine grosse Mannigfaltigkeit dieser eigenartigen Gesteine auszeichnet, bildet in erster Linie das bereits mehrfach erwähnte Amphibolitvorkommen von *Valleggia*. Die günstigen Aufschlüsse der Randpartien dieses Gesteins gestatten zudem interessante Beobachtungen über die Veränderung der Flecken vom Rand gegen das Gesteinsinnere und über ihre möglichen Beziehungen zu den Nebengesteinen.

Eine übersichtsmässige Orientierung bezüglich des Auftretens von Fleckenbildungen in der unteren Randzone der Amphibolitlinse gibt uns Fig. 27 (S. 373). Wie bereits auf S. 319 erwähnt wurde, sind die wirklichen Verhältnisse ausserordentlich kompliziert, so dass die hier etwas vereinfacht dargestellten Beziehungen mehr in gröberen Zügen Geltung haben. Die Besprechung der verschiedenen Fleckenamphibolittypen erfolgt in der Richtung vom Amphibolitenzentrum zum Rand, in welcher sich grosso modo auch der Übergang vom Eklogitamphibolit zum gewöhnlichen, nematogranoblastischen Amphibolit über die Zwischenstufen Granat-, Kelyphitamphibolit, diablatischer Amphibolit vollzieht.

a) Granatführende Amphibolite mit staurolith- und korundreichen Flecken

Eine ausgezeichnete Probe derartiger Gesteine fand sich in unmittelbarer Nähe des zuletzt beschriebenen Granatamphibolites mit dem schmitzigen, kontaktmetamorphen Glimmerschiefereneinschluss. Sie entspricht in Fig. 27 etwa dem mit 5 bezifferten Typus der Fleckenamphibolite.

Makroskopisch erscheint das hornblendereiche, granatführende und deutlich gebänderte Gestein von langgezogenen Anhäufungen kleiner, bräunlicher Flecken und knotiger Schlieren durchsetzt. Einzelne, etwas hellere Streifen sind feinkörniger und frei von staurolithführenden Flecken.

Im Dünnschliff wurden folgende Eigenschaften ermittelt:

Mineralbestand:

Amphibolit:	HG: Grüne Hornblende, z.T. cummingtonitisiert	NG: Ilmenit Rutil
	Plagioklas An_{37-40} (HP-Gew.)	Apatit
	An_{27-30} (Einspr.)	
	Granat	UG: Biotit, Chlorit Quarz Klinozoisit
Flecken:	HG: Basischer Plagioklas	Akzessorien: Chlorit
	Staurolith	Serizit
	Korund	Ilmenit
	Disthen	Rutil
Nr. 11 C ₈		

Ein dichtes, grob- bis feindiablastisch-retikulares Hornblendegrundgewebe wird von zahlreicheren helleren Flecken mit Anreicherungen von Plagioklas, Granat, Staurolith, Korund etc. durchbrochen. Die hier vertretenen Hornblenden gehören zum intensiv blaugrünen (n_γ) Typus. Hier und da sind sie in fleckigen Bereichen cummingtonitisiert.

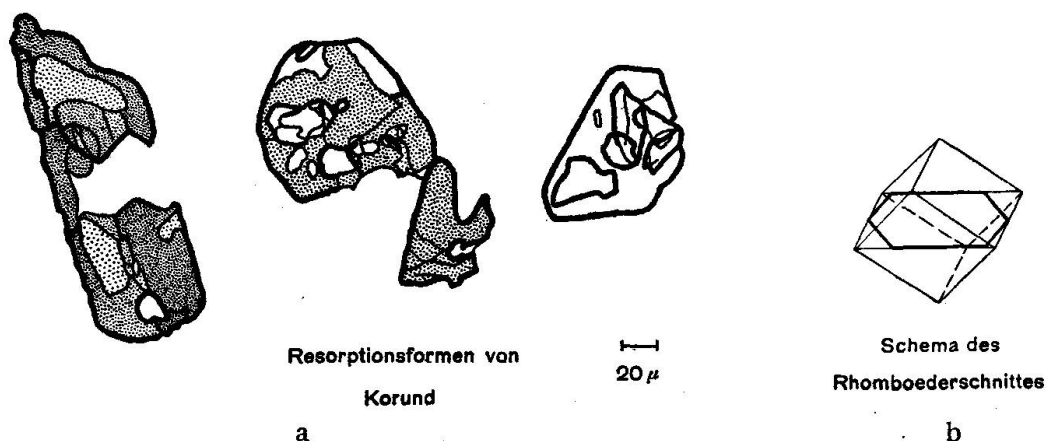


Fig. 32

Die blassrötlichen Granate zeichnen sich durch grobe, undeutliche oder gänzlich fehlende Kelyphitbildungen aus. Oft nimmt an letzteren auch ein blätteriger, olivbrauner (n_γ) Biotit teil (vgl. Fig. 34).

Die mehr oder weniger länglich-ovalen oder schlierigen Flecken sind zonar struiert und bestehen in den Kernpartien aus reichlichen, schön parallel

gebündelten, idiomorphen Staurolithstengelchen, etwas spärlicher auch aus tafeligen, stark resorbierten (vgl. Fig. 32 a) Korunden, denen sich ziemlich seltene, z. T. parallel der c-Achse von Staurolithstengelchen durchwachsene, gestaltlose Disthene beigesellen. Diese Mineralien sitzen in einem hornfelsartig struierten Grundgewebe von basischem Plagioklas (Bytownit bis Anorthit) mit praktisch fehlenden Zwillingslamellen.

Die pleochroitischen (n_β und n_γ = goldgelb) Staurolithe sind oft nach (032) verzwillingt. Die gitterartige Anordnung der stäbchenförmigen Kristalle zeigt Fig. 33, während uns Fig. 32 a über Resorptionsformen und Fig. 32 b über die Lage der charakteristischen Schnitte von Korund Auskunft gibt. Gewisse Kristallformen im Dünnschliff lassen sich am besten als Schnitte parallel der c-Achse eines Rhomboeders mit Basis deuten (vgl. Fig. 32 b).

Um die basischen Plagioklaskerne mit Korund und Staurolith findet man stets eine mehr oder weniger breite, grobkörnigere Hülle aus Plagioklasen von der Zusammensetzung An_{40-45} , während in Plagioklasen der oft mit diesen Bildungen verschmelzenden Kelyphithüllen der An-Gehalt 37–40 % beträgt.

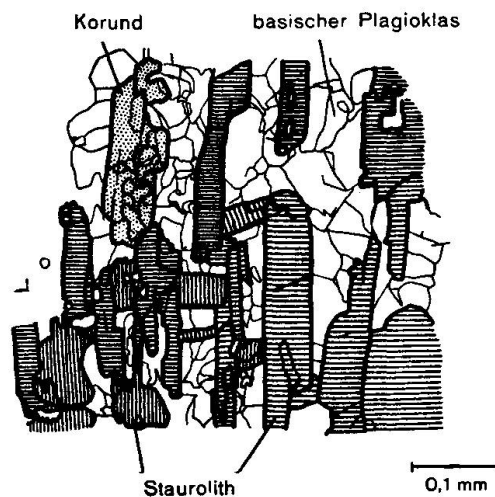


Fig. 33. Aggregationsformen von Staurolith in Flecken.

Die meisten dieser Tonerdemineralkonzentrationen führen besonders reichlich Staurolith; in wenigen Fällen überwiegt Korund. Oft dringen pseudomorphosenartige Korund-Anorthit-Staurolithkerne tief in eng mit ihnen vergesellschaftete Granate ein. Wahrscheinlich sind die im Gegensatz zum Disthen mehr oder weniger eigengestaltigen Staurolithe und Korunde als Neubildungen aufzufassen. Als Zersetzungsprodukte treten an Stelle letzterer oft schuppig-blätterige, sphärolithartige Massen von Chlorit und Serizit.

Ziemlich scharf abgegrenzte, granat-, staurolith- und korundfreie Gesteinspartien bestehen im Gegensatz zu den vorhin beschriebenen aus einem netzartig-retikularen, locker zusammenhängenden Gewebe von kleinen Hornblendestengelchen, dessen Maschen vorwiegend Plagioklas-, hie und da auch Quarzkörnchen erfüllen. Vereinzelt wird dieses reliktsch feindiablastische Gefüge

von groben, eckigen, stark zonaren Plagioklaskataklasten (An_{25-32}) mit stellenweise zersetzten Kernen durchbrochen. Diese Feldspäte enthalten zahlreiche, gesetzmässig angeordnete Einschlüsse von Quarzstäbchen verschiedener Grösse.

Einige grosse Rutilite sind mit heterokörnigem, hie und da eingestreutem Ilmenit verwachsen, während winzige, mit Ilmenitkörnchen vergesellschaftete Rutilnadelchen spärlich in den oben erwähnten Flecken auftreten. Selten gesellen sich zu ihnen noch Apatitkörner und farbloser Klinozoisit.

Die Struktur dieses fein-chorismatischen Gesteins ist sehr komplex. Granatführende Partien erscheinen grob-, untergeordneter auch feindiablastisch, grobkelyphitisch und etwas porphyroblastisch, die Flecken nemato- und diablastisch bei hornfelsartigem Grund-

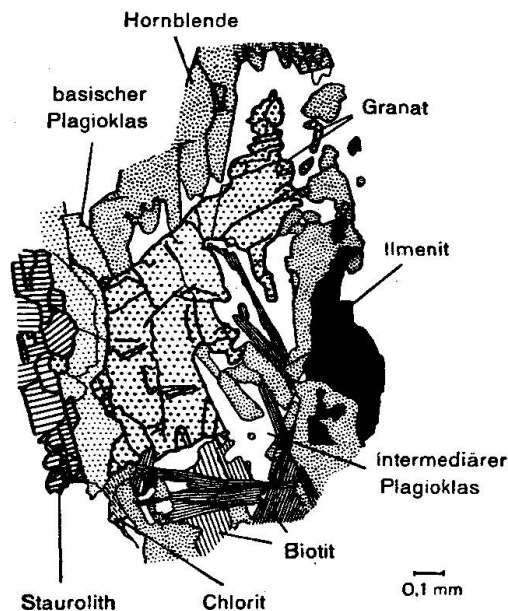


Fig. 34. Gemischter Granatkelyphit.

gewebe. Kleinere, streifige Partien mit eingestreuten, zum Teil verheilten Feldspatkataklasten besitzen feindiablastische Struktur. Vielleicht sprechen diese letzteren Erscheinungen für etwas tuffartigen Charakter des Gesteins.

Textur: fleckig, schlierig, undeutlich kristallisationsschieferig.

Ähnliche Verhältnisse herrschen in unmittelbar neben oben beschriebenem Gestein vorkommenden Flecken-amphibolitvarietäten. Typische Merkmale derselben sind: Rascher Wechsel streifiger, grob- und feindiablastischer Partien,

starkes Zurücktreten des Staurolithes zugunsten von sehr reichlich vorhandenem Korund in den meisten der zonaren, flachlinsigen und relativ feinkörnigen Flecken. Granate von 2—3 mm Grösse können oft noch massenhaft auftreten, teils aber auch schon fehlen.

Ein Fleckenamphibolit dieses Typus (11 C₄) mit meist schneeweissen, langelliptischen, oft etwas schlierenförmigen Flecken und zahlreichen Granaten mit deutlich sichtbaren Kelyphithöfen führt im Dünnschliff praktisch denselben Mineralbestand wie das zuletzt beschriebene Gestein (11 C₈).

Das wechselvolle, streifenweise fein- und grobdiablastische HP-Gewebe mit unscharfen Übergängen zeigt strukturell schon starke Anklänge an HP-Gefüge von Granatamphiboliten des Typus b. Sehr fein von Plagioklas perforierte, grössere Hornblenden als Strukturelikte von AP-, resp. HP-Symplektit sind gelegentlich noch in feindiablastischen Partien anzutreffen. Die grobkörnigeren Hornblendegebiete bilden dichte, d.h. plagioklasarme Krusten und Schlieren um Granate. Letztere, von verschiedener Grösse und Gestalt, tragen stark abgeplattete, plagioklasreichere Hüllen vom Typus der Stengelkelyphite. Die Zusammensetzung der Kelyphitplagioklase schwankt zwischen An₄₅ und An₆₀.

Manche der hellen, linsenförmigen Flecken bestehen praktisch nur aus einem Plagioklas pflaster (An_{35—40}). Von derartigen Feldspatflecken existieren alle Übergänge bis zu vereinzelt gröberen, bruchstückartigen, wahrscheinlich noch albitreicheren Plagioklasen mit Quarzeinschlüssen (feine Stäbchen). — In anderen, scharf vom Amphibolitgewebe abgegrenzten, langgestreckten, schlierigen Flecken herrscht schöne Bienenwabenstruktur der Plagioklase, ihrem nahezu einzigen Bestandteil. Lediglich im Zentrum finden sich vereinzelt winzige Hornblendekriställchen. Möglicherweise stellen dieselben exzentrische Schnitte durch die weitaus häufigeren zonaren Flecken dar, also durch ähnliche Bildungen, wie sie bereits vom Gestein 11 C₈ beschrieben wurden. Deren charakteristische Merkmale sind: Kerne aus einem bald klein-, bald mittelkörnigen Grundgewebe von rissigen, basischen Plagioklasen (An_{80—90}), Schwärme von sehr zahlreichen, fließtexturartig angeordneten, dünn tafelförmigen Korundkriställchen, an deren Stelle in einzelnen Flecken in mehr oder weniger grossen Mengen scharf idiomorphe Staurolithstengelchen treten. Im allgemeinen überwiegt jedoch Korund. Die Tonerdemineralanreicherungen sind oft nur auf einen Teil des ganzen Kerns beschränkt (vgl. Fig. 35). — Die basischen Kerne werden von manchmal nahezu verdrängten, meist aus einer einzigen Lage polygonaler Plagioklaskörner (An_{35—45}) bestehenden Hüllen umgeben.

In den häufigsten korundführenden Kernen tritt an Stelle der Bytownit-Anorthitgrundmasse ein feinschuppiges Gemenge eines serizitähnlichen Glimmers. Nach den auf S. 396 eingehender erwähnten Feststellungen handelt es sich um einen margaritischen Muskowit.

Als hydrothermale Rissfüllungen sind in diesem Gestein noch ein thomsonit- oder desminartiger Zeolith und Prehnit, sowie Epidot zu erwähnen. Zu den Nebengemengteilen gehören wiederum Ilmenit und Rutil.

Struktur:

Hornblendegewebe: fein- bis grobdiablastisch mit Tendenz gegen nematogranoblastisch, kelyphitisch, etwas porphyroblastisch.

Flecken: granoblastisch, grossenteils Bienenwabenstruktur, oft etwas lepidoblastisch.

Im Gegensatz zum vorhergehenden Gestein kommt hier eine gerichtete *Textur* weniger in einer Parallelregelung der Hornblenden, als in einer intensiven Streckung der Flecken und Kelyphithöfe zum Ausdruck. Einzelne grössere Flecken umschmiegen die Granate fliesstexturartig (ähnlich wie ein lepidoblastisches Grundgewebe um Einsprenglinge). Diese Erscheinung ist z. B. auch in der untersten schematischen Detailskizze von Fig. 36 dargestellt, welche ein Bild über das makroskopische Aussehen des Gesteins vermittelt.

Eckige Plagioklaskataklasten fehlen auch hier nicht, obwohl sie bei weitem nicht mehr die im staurolithreichen Granatamphibolit 11 C₈ herrschende Grösse erreichen.

b) Granatfreie Amphibolite mit vorwiegend korundreichen Flecken

Da in amphibolitischen Gesteinen Granat kaum über grössere Bereiche homogen verteilt, sondern eher in schlierigen Anreicherungen auftritt, sind mit granatreichen Amphibolitschlieren stets auch Partien vermengt, in welchen der Granat vollständig fehlen kann. In dieser Weise vollzieht sich gewöhnlich der Übergang von Granat- und Kelyphitamphiboliten zu gewöhnlichen, hauptsächlich aus grüner Hornblende und Plagioklas bestehenden Amphiboliten in den Randzonen grösserer Amphibolitkörper der Zone von Cardada. Oft kann indessen die diablastische Struktur in den gewöhnlichen Amphiboliten noch erhalten sein.

Das ausgezeichnete Amphibolitvorkommen von Valleggia gestattet, nicht nur den geschilderten Übergang zweier Amphibolitfazien, sondern auch die Veränderung der hier speziell zu betrachtenden Flecken in den verschiedenen Amphibolitvarietäten Schritt für Schritt zu studieren. Dabei erfolgt die Behandlung der einzelnen Gesteine geeigneterweise in der Richtung vom Gesteinsinnern zum Kontaktrand (vgl. Fig. 27).

In weniger räumlich als strukturell enger Beziehung zum Gestein 11 C₄ steht ein granatfreier Fleckenamphibolit

mit feinen, sehr langgestreckten und meist deutlich rötlich gefärbten, weissen Flecken (11 C₅). Dieses sehr fleckenreiche Gestein fand sich in ca. 40—50 cm Entfernung vom Kontakt-rand. Im Dünnschliff wurde folgender Mineralbestand festgestellt:

Amphibolit:		Flecken:
HG: Grüne Hornblende	NG: Rutil	häufig: Anorthit
Plagioklas	Apatit	Korund
UG Chlorit		spärlich: Margaritischer Serizit
		Spinell
		Epidot-Klinozoisit
		Rutil, Ilmenit
Nr. 11 C ₅		

Analog dem Gestein 11 C₄ findet man wiederum langgestreckte, streifige oder schlierige Partien mit dichtem, etwas grobkörnigerem, noch deutlich retikular struiertem Hornblende-gewebe, welche in raschem Wechsel in plagioklasreichere Gefügepartien mit feinstengeligen Hornblenden und HP-Symplektitrelikten übergehen. Helle, ovale Flecken mit spiessigen, randlich sich zu skelettartigen Gebilden vereinigenden Hornblenden (n_{γ} = kräftig grünblau) und oft polygonalen, am Rande der Flecken saureren (An_{40–50}), im Zentrum dagegen basischeren (bis An₆₀) Plagioklasen sind mit ziemlicher Sicherheit als Granatpseudomorphosen zu deuten.

Grössere Hornblendexeno- bis porphyroblasten führen oft Einschlüsse von intensiv zonaren Plagioklasen mit scharf abgegrenzten basischen Kernen. Letztere bestehen z. T. aus kleinen, ineinandergeschachtelten und mit krümeligen Hornblenden assoziierten, basischen Plagioklasen. Grössere derartige Einschlüsse setzen sich aus einem knäueligen Gewirr von sauren und basischen Plagioklasen mit Chlorit zusammen.

Blassgrüne (n_{α}), grobblättrige Chlorite mit Biotitrelikten und Einschlüssen von titanisiertem Sagenit treten hauptsächlich in feldspatreichen Flecken auf; teils durchschneiden sie auch das Hornblendegewebe.

Die flachlinsigen bis streifigen, hellen Flecken zerfallen wiederum in Kern und Hülle, welche nicht selten unscharf voneinander getrennt sind. Die Kerne bestehen aus einem bienenwabenartig struierten Anorthitgrund-gewebe (An_{85–100}) mit Schwärmen sehr zahlreicher, kleiner, gruppenweise annähernd parallel orientierter Korundblättchen. Mit Ausnahme der völligen Abwesenheit von Staurolith zeigen sie keine wesentlichen Abweichungen gegenüber denselben Bildungen des Gesteins 11 C₄. Grössere Korunde lassen die typischen, in Fig. 32 a dargestellten Resorptionsformen erkennen. Oft tritt an Stelle des Anorthites eine spinnwebenartige Masse von serizitähnlichem Glimmer (wahrscheinlich margaritischer Muskowit). — Demgegenüber setzen sich die Hüllen aus einer oft einlagigen Schicht von polygonalen, an den Enden der Ovale stark vergrößerten Plagioklasen (An_{32–37}) zusammen, die häufig zahlreiche winzige Hornblendenädelchen oder einen sehr feinen Staub von intensiv olivgrünem Spinell eingeschlossen enthalten. Mitunter können die Hüllen auch fehlen. Bemerkenswert erscheint das Auftreten von spindelförmigen, innerlich zerfaserten Epidoten mit runzeliger oder krümeliger Oberfläche. Sie dringen teils in Korundschwärme oder in das HP-Gewebe ein.

Oft wird das hornblendereiche Amphibolitgewebe von langgestreckten, körnigen Rutilanreicherungen durchzogen, während Nadeln und Stengelchen des gleichen Minerals das Plagioklasplaster der hellen Flecken durchspießen. In den letzteren tritt hie und da auch Ilmenit auf. Apatit wurde in allen Gewebeteilen angetroffen.

Struktur:

Amphibolitgewebe: diablatisch-retikular bis z. T. deutlich nematogranoblastisch, auch porphyroblastisch und reliktsch kelyphitisch; heterokörnige Teilbereiche.

Helle Flecken: ausgezeichnet granoblastisch (oft Bienenwabenstruktur), teils etwas lepidoblastisch; Kerne feinkörniger als Hüllen.

Textur: kristallisationsschieferig, fleckig, gestriemt.

Die in dieser Amphibolitvarietät wohl das Maximum erreichende Feinkörnigkeit der Gemengteile, die Kristallisationsschieferung und die damit verbundene Auswalzung der hellen Flecken stehen zweifellos nicht mit der Veränderung der Amphibolite gegen den Kontakt- rand im Zusammenhang. Sie ist in mehr zufälligerweise stark beanspruchten Zonen anzutreffen, die allerdings häufiger in den Rand- als in den Kernpartien des Amphibolitkörpers liegen.

Weiter gegen den Kontaktrand hin (8 in Profil von Fig. 27) findet man zunächst wieder massigere Amphibolitvarietäten (11 C₁) mit relativ grossen, strichweise auch kleineren, mandelförmigen, weissen Flecken in dunkelgrünem, feinkörnigem Amphibolitgrundgewebe.

Auch unter dem Mikroskop hat sich das Bild verändert; an Stelle des gemischt grob- bis feindiablastischen und nematogranoblastischen Gefüges ist ein relativ gleichkörniges, feldspatreiches, vor allem in Schnitten senkrecht zu s-Flächen deutlich grobdiablastisch-retikulares HP-Gewebe getreten, wie es in Fig. 38 b dargestellt ist. Ein gewisser Grad der Heterogenität dieses Gewebes, welche besonders in vorhergehenden Beispielen ausgeprägt war, lässt sich jedoch auch hier noch deutlich konstatieren. Im Durchschnitt halten sich Hornblende und Plagioklas mengenmässig das Gleichgewicht.

Die meisten Hornblenden bilden kleine, idioblastische Stengelchen; stellenweise finden sich gröbere, skelettartige und mehr vereinzelt auch sehr feindiablastisch von Plagioklas durchwachsene Hornblendeindividuen. Die Plagioklase (An₃₁₋₃₂) sind vorwiegend feinkörnig, polygonal bis splitterförmig entwickelt. Strichweise besitzen sie auch gröberes Korn und führen häufig Schwärme von winzigen Hornblende- oder Rutileinschlüssen.

Die breitovalen bis rundlichen, hellen Flecken sind grösser als diejenigen von 11 C₃ (längster Durchmesser bis zu 10 mm, kürzester ca.

2–3 mm). Mehr streifige, monomineralische Plagioklasflecken lassen sich am ehesten als exzentrische Schnitte durch die häufigeren, bedeutend grösseren und zonar gebauten Flecken deuten. Deren Kerne zeigen ausgezeichnete Bienenwabenstruktur und setzen sich hauptsächlich aus Korund und Bytownit (An_{80-82} , seltener bis An_{78} oder An_{90}) zusammen. Die grösstenteils kleineren, tafeligen Korunde erfüllen in der in Fig. 35 dargestellten Weise schwarmartig die Kernpartien. Vereinzelte, ziemlich grobe Korunde zeigen wiederum die typischen Resorptionserscheinungen; sie erscheinen labyrinthisch von einer niedrig lichtbrechenden Substanz, wahrscheinlich einem Alkalifeldspat durchwachsen. Trotzdem an diesen grösseren Kristallen der optisch einachsige negative Charakter oft leicht feststellbar ist, erschien die Natur des Korundes doch lange Zeit fragwürdig, da die kleinen Täfelchen in gewissen Schnittlagen den Eindruck eines stengeligen Minerals erwecken. Eine röntgenanalytische Untersuchung des Minerals an Hand zweier Pulverdiagramme stellte seine Identität mit Korund ausser Zweifel. — Häufig treten an Stelle des Bytownites feinschuppige Massen des farblosen, serizitischen Glimmers, aus welchen oft einzelne grössere Blättchen hervortreten.

Demgegenüber sind die oft nur einen Korndurchmesser breiten Hüllen aus polygonalen, im Gegensatz zu den Kernfeldspäten meist intensiv invers zonaren Plagioklasen von durchschnittlich An_{32-40} ⁹⁾ zusammengesetzt. Bemerkenswert ist die Kornvergrößerung in stark gekrümmten Hüllenpartien, die wohl als Rekristallisationseffekt (stark beanspruchte Bereiche) aufgefasst werden kann. Demnach hätten die Flecken ursprünglich kugelige Formen besessen, wie sie z. B. in der Varietät 11 C₁₀ auftreten. An den Enden setzen sich die Flecken oft in Form grobkörniger Plagioklasstreifen fort. — Häufig werden die Hüllenplagioklase von zahlreichen, blassgrünen Chloritblättern mit z. T. parallel verwachsenen, farblosen Glimmerschüppchen, hie und da auch von spindelförmigem, stark getrübttem Epidot (n_α = blass gelblich bis farblos, n_β = graubräunlich, n_γ = intensiv kanariengelb) oder sogar von reliktischem, dunkelbraunem Biotit begleitet. Auch fehlen ihnen die winzigen Hornblende-einschlüsse nicht. — An einigen Stellen enthalten die Plagioklashüllen, z. T. auch das normale Amphibolitgewebe, gröbere, undulöse Quarzkörner zu Nestern oder Schlieren angereichert.

Rutil, der einzige Nebengemengteil, tritt in derselben Art auf wie im Gestein 11 C₅ (flach ausgewalzte, linsige Aggregate von xenoblastischen Körnern, die meist mit dünnen Feldspatlagen im Zusammenhang stehen). Demgegenüber führen die Flecken wiederum Einschlüsse von scharf idiomorphen Rutilnadelchen und -stengelchen. Wahrscheinlich deutet diese Art des Auftretens von Rutil, wie sie in manchen Sedimenten (Quarziten, Phylliten, Marmoren etc., vgl. W. NABHOLZ (36)) des Penninikums bekannt ist, auf eine vom Amphibolit-wirtgestein ausgehende Rutilimprägation der Flecken hin.

Struktur: noch deutlich grobdiablastisch-retikular, oft scheinbar granoblastisch im Amphibolit und ausgezeichnete Bienenwabenstruktur, manchmal auch etwas granolepidoblastisch in den Flecken.

⁹⁾ An einzelnen Plagioklasindividuen wurde gemessen:
 gegen den basischen Kern 1. An_{67} 2. An_{70}
 gegen das Amphib.-gewebe An_{40} An_{56} } (im Zentrum An_{50})

Textur: kristallisationsschieferig, Amphibolitgewebe für sich massig. Die Kristallisationsschieferung kommt nur in der Auswalzung der Flecken und Plagioklasstreifen in eine s-Fläche zum Ausdruck.

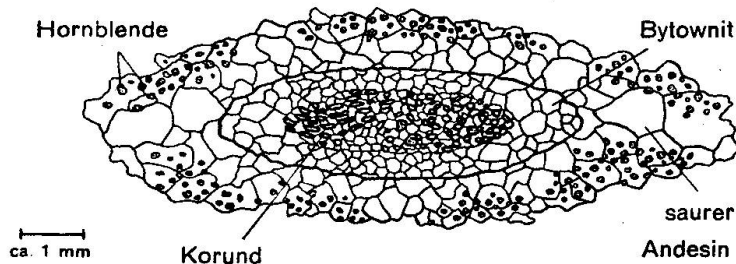


Fig. 35. Zonar gebaute, korundführende Mandel in Fleckenamphiboliten von Valleggia.

In anderen, etwas westlich von 11 C₁ auftretenden Fleckenamphiboliten (11 C₁₀) sind die hellen Flecken noch etwas grösser, von kuguliger Gestalt und stark zusammengeballt.

Das makroskopisch feinkörnige HP-Gewebe erscheint im Dünnschliff deutlich grobdiablastisch-retikular (vgl. Fig. 38 b); die vorwiegend idioblastischen Hornblenden zeigen oft Übergänge zu grob und fein perforierten Skeletten. Recht häufig sind Einschlüsse intensiv undulöser, eckiger, gedreht erscheinender Quarzbruchstücke, sowie von Quarz durchsiebte Plagioklasse. Ausgewalzte, insekteneierartige Titanitmassen führen oft im Zentrum noch ein Rutilkorn.

Die Kerne der hellen Flecken bestehen aus reichlich von margaritischem Serizit durchwucherten basischen Plagioklasen und führen in den zentralen Partien oft massenhaft Korund. — Demgegenüber konstituieren sich die Hüllen vorwiegend aus unzersetztem Bytownit bis Anorthit, reichlich dunkelbraunem, blätterigem Biotit und mit diesem vergesellschafteten, schmutzig-trübem, gelbem bis bräunlichem Epidot. Gelegentlich sind mit letzterem grössere Blätter eines zersetzten, farblosen, wahrscheinlich margaritischen Glimmers eng verknüpft. Auch hier existiert eine äusserste, jedoch unscharf abgegrenzte Randzone von groben, fleckig zonaren Plagioklasen (ca. An₃₇) mit Einschlüssen von winzigen Hornblendekriställchen und Rutilnadelchen. Vielleicht ist es fraglich, ob diese letzteren mit den bei anderen Varietäten beschriebenen Plagioklashüllen identisch sind. Ein schematisches Bild der Flecken gibt Fig. 36 unten, rechts.

Gegen den äussersten Amphibolitrand (9 in Profil von Fig. 27) tritt eine merkwürdige Veränderung der Fleckenamphibolite ein. Das grobretikulare Hornblendenetz mit den Plagioklasenmaschen geht sukzessive in ein nematogranoblastisches HP-Gefüge über (11 C₉).

Die hellen Flecken haben weiter an Umfang zugenommen, ihre Gestalt erscheint mehr unregelmässig und zerfetzt als linsenförmig; die basischen Kerne sind sehr undeutlich oder fehlen.

Korund tritt in denselben nun vollständig zurück, während der basische Plagioklas oft noch vorhanden, meist jedoch durch eine feinschuppige Masse des farblosen, serizitähnlichen Glimmers ersetzt ist.

Da dieser Glimmer sich allem Anschein nach aus basischem Plagioklas und Korund gebildet haben muss, schien seine Muskowitnatur recht fraglich. Nach Befunden von Röntgendiagrammen (Pulveraufnahmen) stimmen die Interferenzen des fraglichen Glimmers besser mit denjenigen von Margarit (Kalkglimmer) als von Muskowit überein. Unter Mitberücksichtigung der Brechungsindizes (n_β und n_γ ca. 1,580, $n_\alpha = 1,556$) und Doppelbrechung (0,024) darf wohl angenommen werden, dass es sich bei diesem farblosen, feinschuppigen Glimmer in den hellen Flecken am ehesten um einen margaritischen Serizit (vgl. hierüber S. 401) handelt.

Teils bestehen die Kerne aus spindeligen Massen dieses Glimmers, teils erscheinen alle Plagioklase, ob saure (Hüllen) oder basische, von Glimmerschüppchen durchsetzt. Randpartien der Kerne führen hie und da reichlich Chlorit und nicht selten mit diesem verwachsene Blätter von margaritischem Glimmer, sowie auch den bereits erwähnten, charakteristischen Epidot.

Die aus polygonalen Plagioklasen (An_{45}) und Chloritblättchen zusammengesetzten Hüllen besitzen ausgezeichnete Pflaster- bis Bienenwabenstruktur. Apatite sind in diesen häufig, Biotit- und grosse, farblose Glimmerblätter seltener mit den oft reichlich winzige Hornblende- und Rutileinschlüsse beherbergenden Feldspäten vergesellschaftet.

In Varietäten am unmittelbaren Kontakt des Amphibolites gegen das Nebengestein (Biotit-Plagioklasgneise) ist eine noch weitgehendere Veränderung der fleckigen Bestandmassen eingetreten. So fanden sich in einem dieser Kontaktgesteine (11 C₆) an Stelle linsiger oder kugeligter Flecken stark ausgewalzte, grünliche, aus Chlorit und Plagioklas bestehende Schmitzen und Fetzen.

Basische Plagioklaskerne sind in diesen seltener noch vorhanden, sondern an ihre Stelle meist dichte, ellipsoïdische Massen von margaritischem Serizit getreten. Lediglich an einigen Stellen erkennt man noch grössere, intensiv von margaritischem Serizit, eventuell auch Zeolith oder Alkalifeldspat durchsetzte Kerne von basischem Plagioklas (An_{62-67}). Dabei können Kernplagioklasindividuen unter kontinuierlichem Abfall des An-Gehaltes in Hüllenindividuen übergehen (z. B. von An_{62} bis An_{37}). Die Hauptmasse der Flecken setzt sich aus ziemlich heterokörnigen, polygonalen Plagioklasen¹⁰⁾ und zwischen diesen eingeklemmten, blass bläulichgrünen (n_α) Chloritblättchen zusammen. Letztere enthalten die sehr häufig im Chlorit

¹⁰⁾ Von 20 gemessenen Individuen zeigten 8 An_{31-32} , 4 An_{32-35} , 3 weniger als An_{30} (bis An_{26}) und 5 mehr als An_{35} (meist bis An_{40} , am Rande zersetzter * basischer Kerne bis An_{47}).

anzutreffenden Pseudomorphosen von Titanit nach Sagenit in Gestalt moosartiger Einschlüsse. Diese geben zusammen mit Biotitrelikten sichere Auskunft über die Chloritbildung. In zersetzten Fleckenpartien findet sich oft ein intensiv gelber, xenoblastischer Epidot, welcher, wenn in zersetzten basischen Plagioklaskernen auftretend, eigenartige, stark gekerbte Konturen besitzt. Oft schliessen auch Chlorite spindelförmige, schmutzig-gelblichgrüne Epidotkörper ein.

Das Amphibolitgewebe ist vorherrschend nematogranoblastisch geworden; selten führt es noch vereinzelte skelettartige, perforierte Amphibole als Zeugen einer einstigen diablastischen Struktur.

Auch in diesem Gestein fehlen die winzigen Hornblendeeinschlüsse in Plagioklasen feldspatreicher Partien nicht.

Der ausschliesslich auf das Amphibolitgewebe beschränkte Rutil tritt teils in Form flachlinsiger ausgewalzter Anhäufungen, teils als Einschlüsse in Hornblenden auf.

Folgende Tabelle gibt eine übersichtsmässige Zusammenstellung der oben beschriebenen Fleckentypen und ihrer Wirtgesteine.

Zusammenhang zwischen Flecken und Wirtgestein

Kerne	Flecken		Amphibolitgewebe
		Hüllen	
Bas. Pl, Staur, Kor; z. T. zersetzt (Chl, Sz)		Pl (An ₄₀₋₄₅), oft unscharf vom Kern getrennt	Heterodiabl. Gr-Amphib. mit cummingtonitis. Hbl
An-Bt, Kor, wenig Staur, oft marg. Sz		Pl (An ₃₅₋₄₅); oft stark reduziert	Streifiger, krist. sch., heterodiabl. Gr-Amphib. mit cummingtonitis. Hbl
An-Bt, Kor; oft reichl. marg. Sz,		Pl (An ₃₂₋₃₇); oft fehlend; Hbl-Einschl.	Streifiger, heterodiabl. Chl-führender Amphib. mit relik. Gr-Kelyph.
	Ru - reich		
Bt, Kor; marg. Sz		Pl (An ₃₂₋₄₀); grobk.; Chl, Bi, Ep, Qz	Homogen-grobdiabl., gewöhl. Amphib.
Bas. Pl, marg. Sz; Kor		Bt-An, Bi, Ep; Pl-Randzone (An ₃₇)	Homogen-grobdiabl., gewöhl. Amphib. mit Qz-bruchst. und groben Pl
• Reduziert, meist vollst. aus marg. Sz, oft noch etwas bas. Pl		Hauptmasse der Flecken: Pl (An ₄₅) u. Chl; oft von marg. Sz durchsetzt	Homogen nematogranoblastisch; spärlich. diabl. Strukturelikte
Beinahe vollst. zurücktr.; kompakte Massen von marg. Sz, z. T. noch bas. Pl. selten Ep		Granobl. Pl (An ₃₀₋₃₅)-Chl-Gewebe mit Bi-Relikten und Ep-Xenobl.	

Abkürzungen: Sz = Serizit, Kor = Korund, Staur = Staurolith, Ru = Rutil
übrige Mineralien siehe Seite 276

Somit wären folgende verschiedenartige Fleckentypen zu unterscheiden:

Flecken mit staurolithreichen Kernen	Flecken mit korundreichen Kernen	Homogenere, chloritführende Flecken
Kerne mit reichlich Staurolith nebst Korund und evtl. Disthen in basischer Plagioklasgrundmasse	Kerne mit reichlich Korund in Grundmasse von basischem Plagioklas od. margaritischem Serizit	Spärliche Knötchen aus margaritischem Serizit und untergeordnet zer-setztem basischem Plagioklas
Schmale, nicht immer scharf vom Kern getrennte Hüllen von polygonalen, sauren Plagioklasen	Verschieden breite, oft auch grobk. Hüllen von polygonalem, saurem Andesin, gelegentlich mit Chlorit, Epidot, auch Quarz und Biotit	Der grösste Teil der Flecken besteht aus polygonalen Andesinen und blätterigem, blassgrünem Chlorit

Über die Gestalt und die Zusammensetzung der Flecken, sowie über ihre Veränderung vom Amphibolitinnern bis zum Kontaktrand gibt Fig. 36 in etwas schematischer Weise Auskunft. Diese Zusammenstellung zeigt deutlich den Unterschied zwischen randnahen, mehr fetzigen bis spanartigen und im Gegensatz dazu internen, ausgesprochen gerundeten, linsenförmigen oder schlierigen Flecken. Erstere erreichen oft eine derartige Ausdehnung (grösster Durchmesser bis um 10 cm), dass sich ihre Identität mit dem unmittelbaren Nebengestein des Amphibolites zweifellos erkennen lässt.

Wie aus den Profilen von Fig. 27 und Fig. 37 (am oberen Rand des in Rede stehenden Amphibolitkörpers beginnend) hervorgeht, ist der Charakter dieser Nebengesteine (intensiv wechsellagernde glimmerarme und -reiche Gneise bis Glimmerschiefer mit anders gearteten Zwischenschaltungen) ziemlich variabel.

An der hier zu betrachtenden Stelle, einer durch die Bacherosion geschaffenen Eintiefung mit kleinem Staubecken am unteren Rand des Amphibolitkörpers (vergl. Fig. 27), stehen als unmittelbare Nebengesteine der oben beschriebenen Fleckenamphibolite stark gequetschte, relativ helle Biotit-Plagioklasgneise mit chloritisiertem Biotit an.

Die Gneisplagioklase sind beträchtlich saurer (An_{20}) als die Amphibolitfeldspäte und führen oft massenhaft Einschlüsse von Quarztropfen. Einzelne Plagioklase besitzen ein auffallend grobes Korn. Mitunter sind grössere Partien des Gneises quarzfrei; sie bestehen nur aus polygonalen Plagioklasen und Chlorit mit Titanitmikrolithen, völlig analog den fetzigen Amphibolitflecken (11 C₆). Jedoch lässt sich in derartig zusammengesetzten Gneisstreifen keine Spur von basischen Kernen erkennen. Lediglich

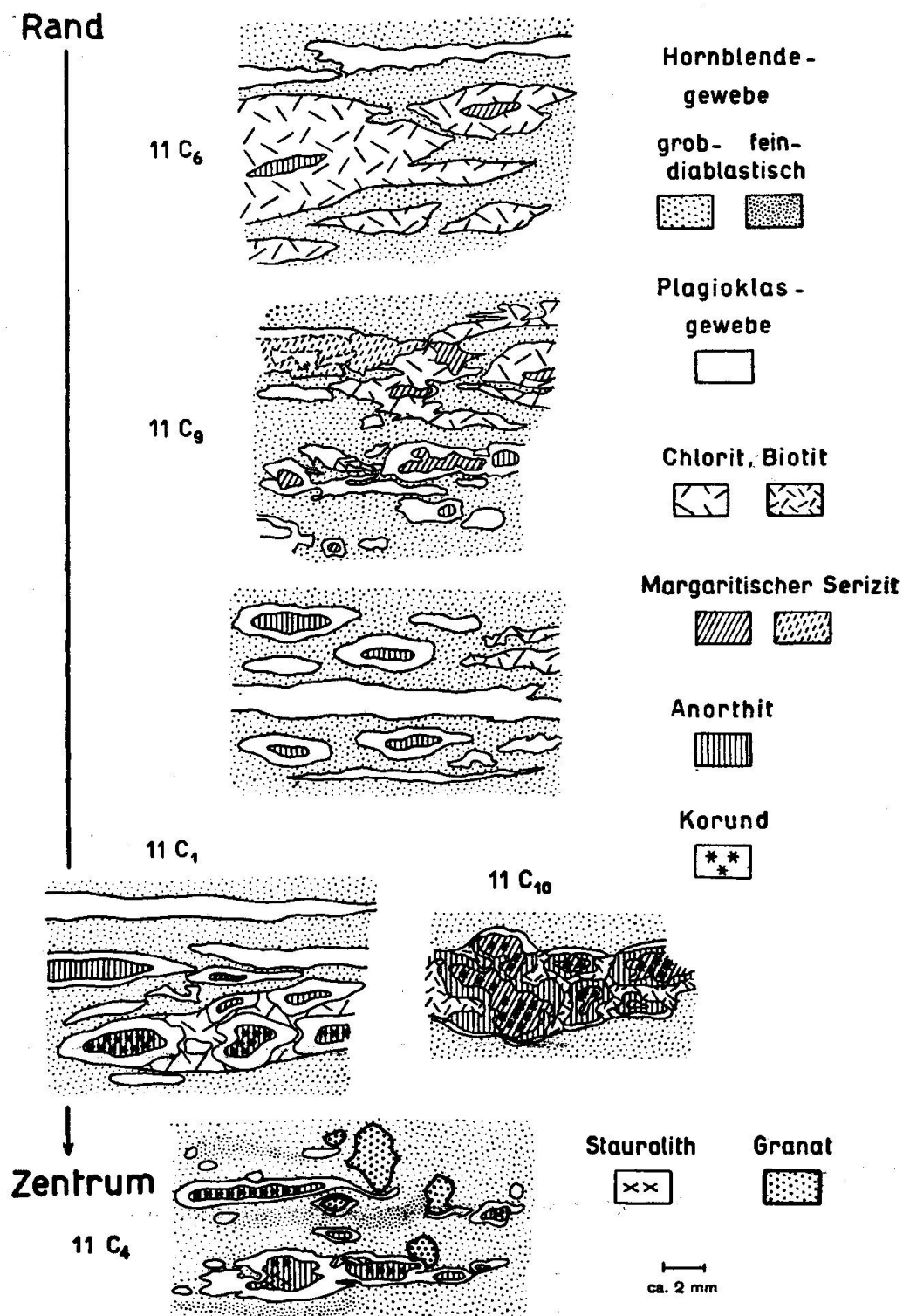


Fig. 36. Fleckentypen.

an vereinzeltten Stellen wurden feinschuppige, eng mit Chlorit verknüpfte Massen von zersetztem, möglicherweise margaritischem Serizit beobachtet.

Am östlichen Ende der Amphibolitmasse greift der umhüllende Gneis keilförmig in den Amphibolit ein und löst sich unter Schlierenbildung diffus in demselben auf. Es ist dies die einzige Stelle, wo zwischen Amphibolit und Nebengestein eine Diskordanz gefunden wurde. Die Veränderung des Gneises bis zu den Schlieren und Flecken im Amphibolit lässt sich hier klar verfolgen.

Zunächst wird im Gneis der Biotit fleckenweise vollständig chloritisiert. Der Quarz sammelt sich zu grossen, aus groben Xenoblasten (intensive BOEHMSche Streifung) zusammengefügtten Schlieren an. Ferner sind zum Chlorit reichlich schmutziggelbe bis bräunliche Epidotxenoblasten hinzugetreten.

Im Amphibolit (gewöhnlich, nematogranoblastisch) eingeschlossene Schlieren und Fetzen von verändertem Gneis zeichnen sich durch allorts vollständige Chloritisierung der Biotite, sowie durch weitgehendes Fehlen von Quarz aus. Einzig grössere Plagioklase enthalten mitunter sehr zahlreiche Einschlüsse von Quarztropfen. — An vereinzeltten Stellen solcher Gneiseinschlüsse treten ziemlich scharf abgegrenzte Serizitanhäufungen auf. Wahrscheinlich gehen diese Serizitknötchen nicht aus den oft fleckenweise etwas serizitisierten Plagioklasen hervor, da zwischen beiden Bildungen keine deutlichen Übergänge existieren.

Somit gelten für diese Flecken folgende Charakteristika: Trotz ihrer sehr variablen Zusammensetzung und uneinheitlichen Natur sind sämtliche Fleckenvarietäten durch Übergänge miteinander verknüpft. Ein Teil der Flecken steht seinerseits in sicherem Zusammenhang mit Gneiseinschlüssen im Amphibolit. Die Knötchenbildungen in letzteren, welche zu den basischen Kernen der zonaren interneren Flecken überleiten, sind nur im Amphibolit zu finden; in noch kompakten Gneisnebangesteinspartien fehlen ähnliche Erscheinungen.

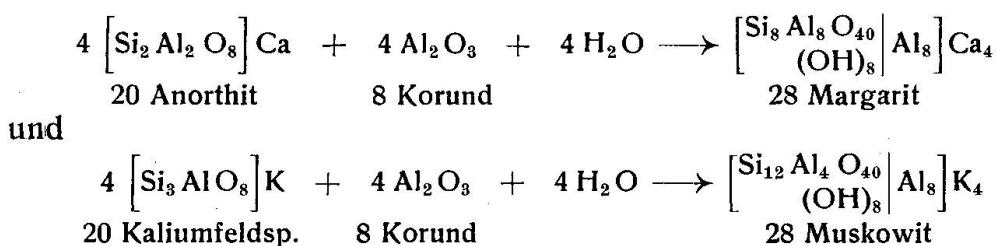
Die Vorgänge, welche zur Knötchen- und Fleckenbildung in derartigem, im Amphibolit eingeschlossenen Fremdmaterial führten, sind möglicherweise mit Prozessen zu vergleichen, welche die Knötchen in gewissen Ton- oder die Flecken in Fleckenschiefern erzeugten und die meistens als Wirkungen einer Kontaktmetamorphose gedeutet worden sind. In unserem Falle spielte sich die eindeutig nachweisbare Veränderung von Nebengesteinseinschlüssen im Amphibolit lediglich in viel grobkristallinerem Zustand ab.

Leider erlauben die bis anhin gemachten Beobachtungen über Fleckenamphibolite noch keine detaillierten Aussagen über die Genese und gegenseitigen Beziehungen der Flecken zueinander. Nur

noch ausführlichere Studien könnten diesbezüglich zum Ziele führen. Der jetzige, sehr verschiedene Zustand der Flecken scheint auf zwei Grundursachen zu beruhen, nämlich:

1. auf der je nach der Lage der Flecken verschieden intensiven Kontaktwirkung des die Amphibolite liefernden basischen Magmas und
2. auf der in Anbetracht des wechselvollen Charakters der Nebengesteine anzunehmenden verschiedenen ursprünglichen Konstitution der Flecken als Nebengesteinseinschlüsse.

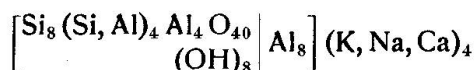
Vorderhand ist es jedoch nicht möglich, diese beiden Faktoren klar voneinander zu trennen. Immerhin lässt sich sagen, dass wahrscheinlich Prozesse wie:



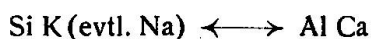
in korundführenden Flecken eine wichtige Rolle spielten. Möglicherweise besteht zwischen Margarit und Muskowit in gewissen Grenzen Mischkristallbildung, wie sie z. B. von LARSEN für Ephesit



angenommen wird und durch die Formel:



darstellbar wäre, wobei der gekoppelte Atomersatz



infolge schlechter Übereinstimmung in der Raumbeanspruchung zwischen K und Ca nicht ungeregt, sondern schichtweise (Margarit- und Muskowitschichten) erfolgen könnte.

In einer sehr sinnreichen Betrachtung auf Grund experimenteller physikalisch-chemischer Untersuchungen und anderer, geologisch-petrographischer Ergebnisse zeigt BOWEN (6, 550—560), dass sich

¹¹⁾ LARSEN, E. S. und BERMAN, H.: The microscopic Determination of the nonopaque Minerals, Sec. Ed., U. S. Geol. Surv. Bull. 848 (1934), S. 170.

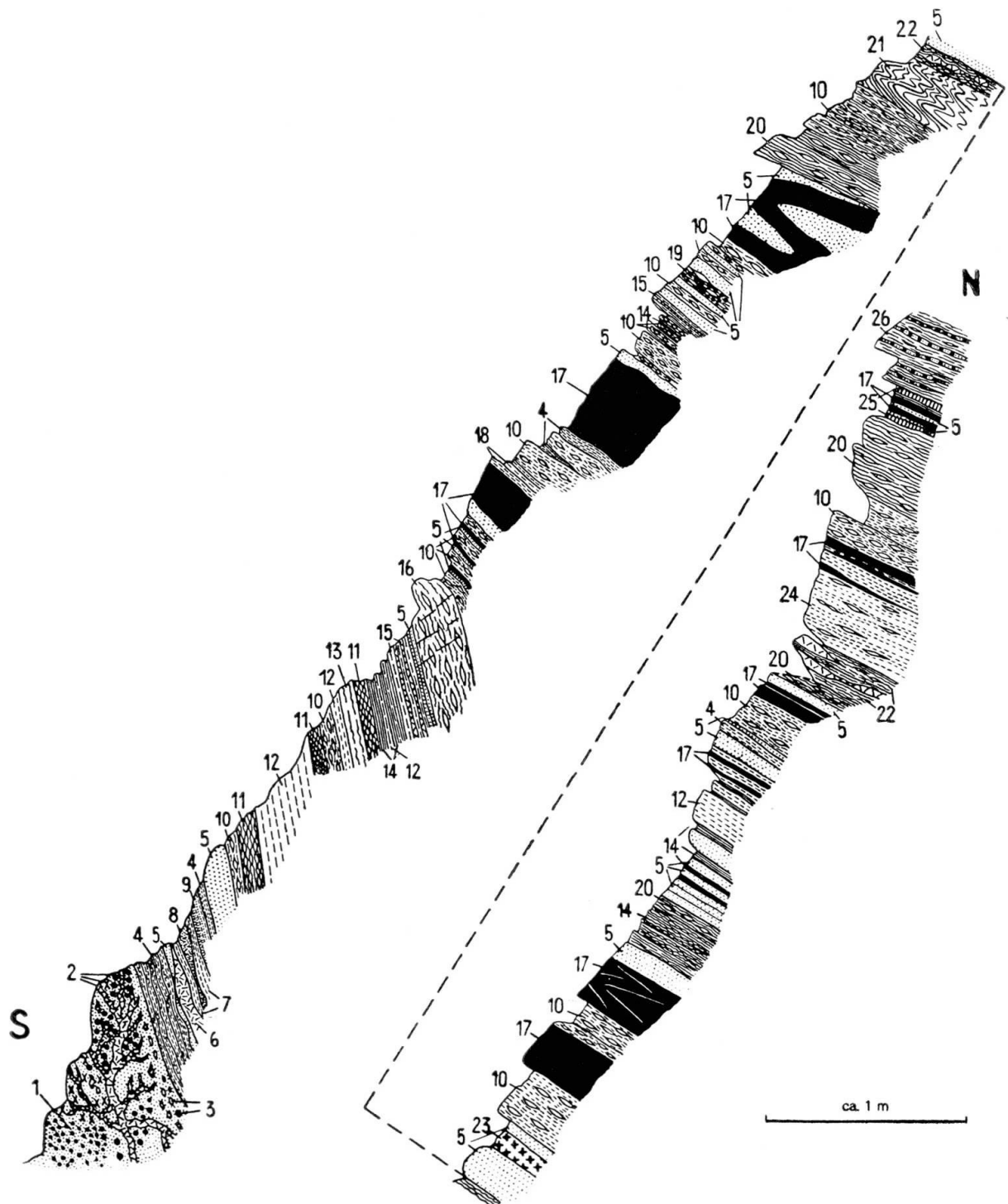


Fig. 37. Detailprofil durch die Zone von Cardada bei Valleggia.
 Profilhöhe ca. 10 m.

glimmerreiche Gneis- oder Glimmerschiefereinschlüsse in basaltischem oder gabbroidem Magma bis auf einen gewissen Überschuss an Al- oder Fe-reichen Mineralien (Sillimanit, Staurolith etc.) auflösen können. Sillimanit soll mit sich ausscheidendem diopsidischem Pyroxen unter Bildung von Anorthit und Mg-Pyroxen (Orthaugit) reagieren. Bei gewisser Temperatur und bestimmtem Mischungsverhältnis der teilnehmenden Phasen tritt an Stelle von Sillimanit und Anorthit Korund oder Spinell auf.

Für unseren Fall der Fleckenamphibolite lassen sich tatsächlich analoge Verhältnisse nachweisen. Das basische Magma war lediglich H₂O-reicher und lieferte an Stelle pyroxenführender Gesteine Amphibolite. Als eingeschlossenes Material sind wahrscheinlich Gneise, übergehend in Glimmerschiefer, anzunehmen. Dass der Quarz zuerst herausgelöst wurde, scheint nach den Darstellungen

Legende zu Fig. 37:

- 1 Granat- bis Eklogitamphibolit mit granatreichen Schlieren (schwarze Punkte = Granat).
- 2 Plagioklaspegmatitadern mit begleitenden grobkörnigen Granaten und Hornblenden (Kreuze).
- 3 Staurolith- und korundführende, helle Flecken.
- 4 Lagige bis gebänderte, feinkörnige, biotitreiche Gneise.
- 5 Vorwiegend gewöhnliche Amphibolite.
- 6 Plagioklaspegmatit.
- 7 Injektions-Biotitgneise.
- 8 Massiger, sehr plagioklasarmer Biotitamphibolit.
- 9 Gebänderter Hornblende-Biotitgneis.
- 10 Feinkörniger, saurer Augengneis
- 11 Grobflaserige, glimmerreiche Gneise.
- 12 Saure, mittelkörnige Biotitgneise.
- 13 Etwas verschieferte Varietät von 12.
- 14 Ruschelzonen (Mylonite, z. T. Rutschharnische).
- 15 Groblagig injizierte, helle Biotitgneisbänder.
- 16 Grobaugiger, flaseriger Augengneis.
- 17 Kalksilikatfelse und Marmore.
- 18 Normale, schieferige Biotitgneise.
- 19 Augiger, granatreicher Gneis bis Glimmerschiefer.
- 20 Stark schieferiger, lagig-flaseriger, häutiger Augengneis.
- 21 Gefäkelte, glimmerreiche Gneise.
- 22 Grobpegmatitisch injizierter, flaseriger, glimmerreicher Gneis.
- 23 Epidotquarzit.
- 24 Heller, augiger Bändergneis.
- 25 Biotit-Alkalifeldspat-Hornfelsgneise.
- 26 Augige, glimmerreiche Flaserigneise mit granatführenden Amphibolitbändchen.

BOWEN's sehr plausibel. Jedoch tritt hier an Stelle von Sillimanit Disthen, eventuell auch Muskowit und an diejenige von Orthaugit Cumingtonit. Sehr bemerkenswert erscheint sodann die oft durch Staurolith ergänzte Paragenese von Korund und Anorthit. Nimmt man aber an, dass die aus letzteren Mineralien bestehenden Fleckenkerne Pseudomorphosen (allerdings rekristallisierte) nach Disthen bilden, so wären die saureren Plagioklashüllen schwer erklärbar. Zudem fehlt ein deutlicher Zusammenhang zwischen Flecken und cumingtonitisierten Amphibolitpartien. Hingegen wurde die reliktsche Natur des Disthens sicher nachgewiesen. Der margaritische Serizit hat sich möglicherweise erst sekundär aus Korund und Anorthit gebildet. Die etwas zersetzt aussehenden, in den Plagioklashüllen mit Epidot und Chlorit vergesellschafteten farblosen Glimmerblätter sind wahrscheinlich ebenfalls von margaritischer Natur. Vielleicht ist es sogar fraglich, ob nicht manche, schlechthin als Muskowite betrachteten Glimmer in Wirklichkeit margaritführend sind.

Recht häufig finden sich in der Literatur Angaben über ähnliche, jedoch niemals völlig gleiche Flecken- und Knötchenbildungen in basischen und anderen Gesteinen.

In erster Linie erwähnt ESKOLA (16, 68/69) aus Norwegen (Seljenes) knotige oder kugelige Labradorfelse (orbicular labradorite-rocks) mit Einschlüssen von Eklogitlinsen und Übergängen zu Eklogiten. Die grössten der auch in den Eklogiten auftretenden, gewöhnlich etwa erbsengrossen Knötchen bestehen zur Hauptsache aus Margarit und manchmal in den Kernpartien aus Wollastonit. Jedoch war eine genetische Deutung dieser Knötchen nicht möglich.

BUTLER (7) beschreibt 1—2 Fuss lange, linsenförmige, korundreiche Einschlüsse in „endomorphosierten“ Gesteinen der Schmirgellagerstätten von Peekskill (N.Y.). Die endomorphosierten Gesteine bestehen aus Hornblende, Pigeonit, Hypersthen-Enstatit, Biotit, Apatit, Epidot, Zoisit, Granat und Quarz nebst häufigem Feldspat. Meistens befinden sich grosse, poikilitische Einsprenglinge von Hornblende und seltener auch Biotit in einer feinkörnigeren Grundmasse von Pyroxen und Feldspat. Ein Teil der Einschlüsse besteht im Zentrum aus grossen Pyroxen- und Biotitkristallen, oft mit eingestreutem Pleonast und Fe-Erz, während der Rand gegen innen aus einer feinschuppigen Serizitmasse und gegen aussen aus einem gleichkörnigen Plagioklasgemenge (völlig analog den saueren Plagioklashüllen um die basischen Kerne!) zusammengesetzt ist. Auch treten in diesen Bildungen idioblastische Korundskelette (eben-

falls analog den resorbierten Korunden von Fig. 32 a!) mit eingestreutem Fe-Erz auf. Kleinere Flecken bestehen aus einer Serizitgrundmasse mit Schmirgelskeletten, Zoisit, Epidot und Sillimanitfasern. — BUTLER betrachtet nach kritischen Überlegungen die Entstehung der Schmirgelanreicherungen von Peekskill als Resultat von pyrometasomatisch-kontaktmetamorphen Veränderungen des Manhattan-Schiefers (Feldspat, Granat, Staurolith, Sillimanit, Disthen etc. führender Zweiglimmerschiefer) durch die basischen Intrusionen der Cortland-Serien (zur Hauptsache Pyroxenite und Norite).

Des weiteren erwähnt WILLEMSE (61, 61/62) dunkelgraue Cordierithornfelse mit bis zu erbsengrossen, weissen, sillimanitreichen Knoten aus den kontaktmetamorphen Gesteinen des Transvaalsystems in S-Afrika. Die kugeligen Knoten werden von einer biotitreichen Hülle umgeben und genetisch als in einem Sedimentgestein eingebettete tonige Kieselsteine gedeutet.

Interessant im Vergleich mit den Fleckenamphiboliten sind auch einige von P. NIGGLI (40) aus der Urseren-Garverazone vom N-Rand des Tavetscher Zwischenmassivs aufgeführte Gesteine, welche als primäre, d. h. nachträglich durch die Metamorphose veränderte Konglomerate aufgefasst werden. Sie führen linsenförmige, häufig zonar struierte (Kern von Chlorit und Feldspat oder Chlorit und Pigment in einer Hülle von sehr feinschuppigem Chlorit, bisweilen auch Calcitanhäufungen in feinschuppiger Chloritgrundmasse) Knötchen in feinlepidoblastischem, tonigem Grundgewebe und nicht selten auch Chloritoidporphyroblasten. In ihrer Gestalt und zonaren Struktur, nicht aber in ihrem Stoffbestand und der Art des Einbettungsmaterials besteht eine gewisse Ähnlichkeit zwischen diesen Knötchen und den Flecken der Amphibolite von Valleggia.

Errechnet man approximativ die Zusammensetzung verschiedener Flecken, so ergibt sich etwa folgende Variation:

si	50 — 120
al	55 — 75
fm	0 — 15
c	20 — 40
alk	1 — 5

Legende zu den Figuren 38 a, 38 b, 39 a, 39 b:

Signaturen: gestrichelt = Hornblende (dick umrandet = einzelne, noch deutlich einem Überindividuum angehörende Kristalle), weiss = Plagioklas, dick umrandet, punktiert = Titanit, dick umrandet, schraffiert = Rutil, schwarz = Ilmenit, schraffiert = Chlorit.

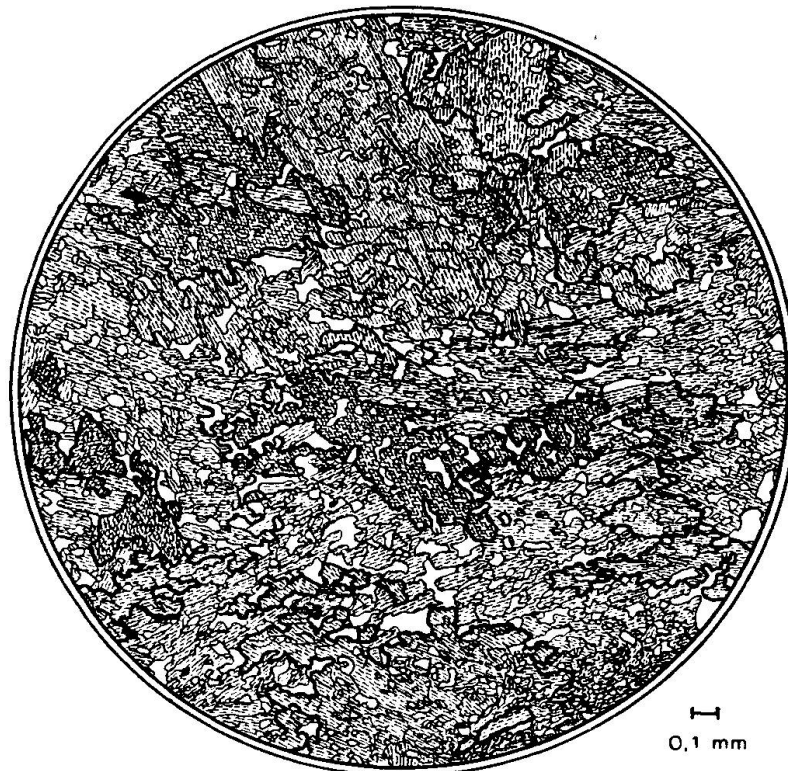


Fig. 38 a. Feindiblastisch-retikularer Fleckenamphibolit. Valle dei Croadi.

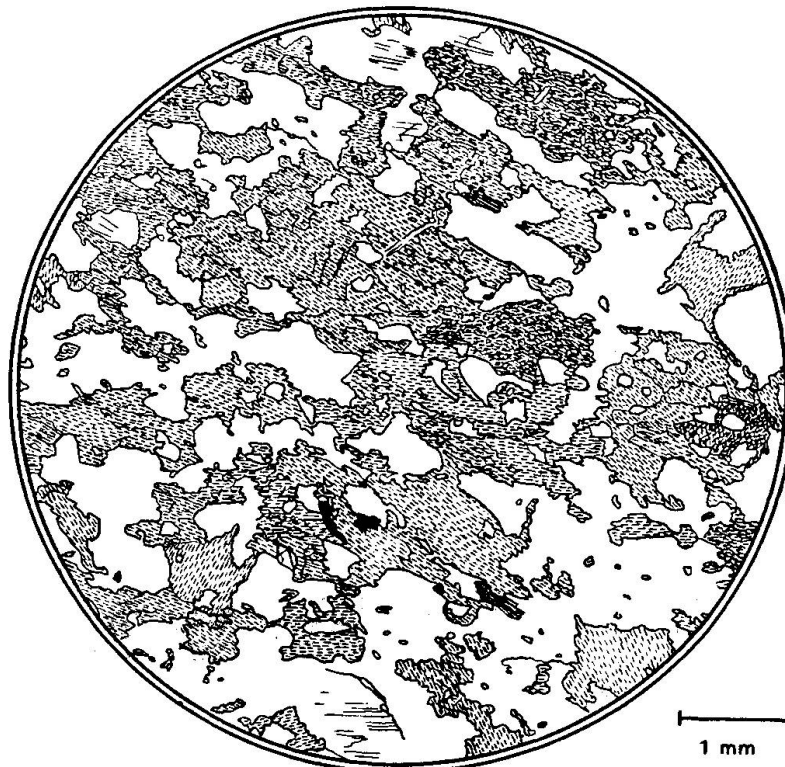


Fig. 39 a. Relativ massiger, nematogranoblastischer Amphibolit. Mittleres Vallone.



Fig. 38 b. Grobdiablastischer Amphibolit (Fleckenamphibolit). Valleggia.

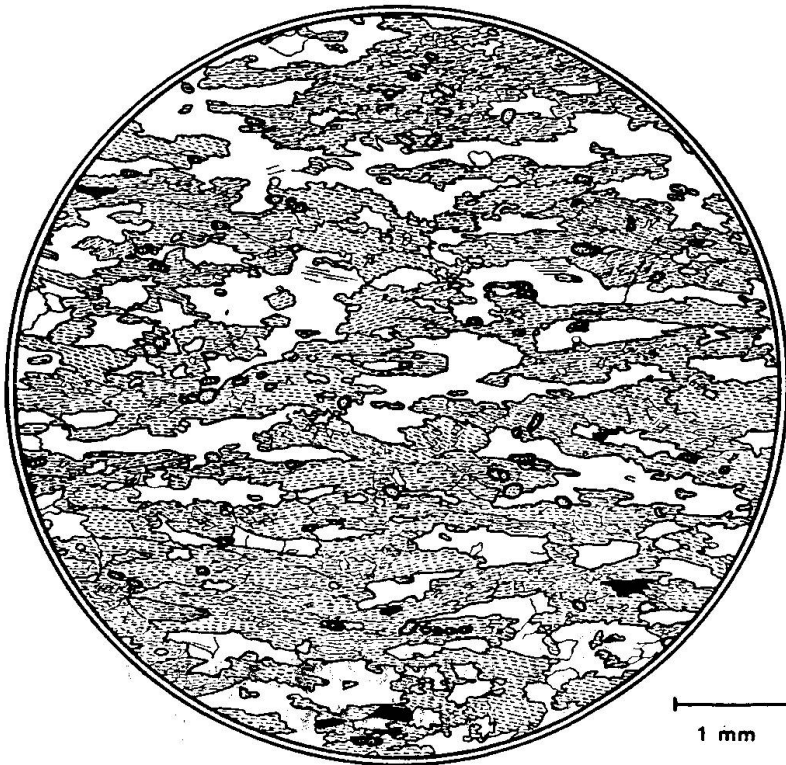


Fig. 39 b. Intensiv kristallisationsschieferiger, nematogranoblastischer Amphibolit. Rabisalebrücke östlich Orselina.

für zonare Flecken mit basischen Kernen, während die saureren, vorwiegend aus Andesinen und Chlorit zusammengesetzten Flecken höheres si und alk aufweisen. Ein Vergleich der Zusammensetzung dieser Flecken mit derjenigen tonerdereicher Paragesteine kann jedoch nicht gezogen werden, da ja die Amphiboliteinschlüsse metasomatisch verändert sind. In dieser Hinsicht sei nochmals auf die grösseren, höchst wahrscheinlich aus ursprünglichem Granatglimmerschiefer bestehenden Einschlüsse in Granatamphiboliten desselben Fundortes (11 C₇, S. 374—378) hingewiesen. Dort herrschten zum Teil ähnliche Mineralparagenesen, wie man sie in manchen Fleckenamphiboliten antrifft (basischer Plagioklas und Staurolith um resorbierten Disthen und in Vergesellschaftung mit Granat). Lediglich Korund fehlt, dafür ist Spinell zugegen, und auch die Cummingtonitierung der grünen Hornblenden stand dort eindeutig im Zusammenhang mit dem Auftreten von Einschlüssen.

Da für die sehr randnahen, saureren Flecken ursprünglicher Gneischarakter noch deutlich nachweisbar ist, lässt sich nach oben Gesagtem eine Verbindung der tonerdereichen, interneren Flecken mit den diese Amphibolitvorkommen häufig begleitenden Granat-Disthen-Glimmerschiefern und ähnlichen Paragesteinen als wahrscheinlich am ehesten zutreffende Möglichkeit erachten.

Weitere Vorkommnisse von Fleckenamphiboliten mit teils staurolith-, teils epidot- und korundreichen oder auch nur korundreichen Flecken sind noch vom oberen Rande des Amphibolitkörpers von Valleggia (vgl. Fig. 37), ferner von kleineren Amphibolitlinsen westlich Valleggia und auch von Alpe Cardada zu nennen.

F. Gewöhnliche Amphibolite

Diese in der Tessiner Wurzelzone bereits von KÜNDIG, MITTELHOLZER (35), WANG (56) und anderen Autoren sehr eingehend untersuchten Gesteine können hier nur noch in kurzem Überblick gestreift werden.

Besonders wenn man die Hauptgemengteile betrachtet, hat sich in den gewöhnlichen Amphiboliten der Mineralbestand im Vergleich mit demjenigen der Eklogit- und Granatamphibolite noch weiter vereinfacht. So setzen sich die nun im wesentlichen bimineralischen Gesteine in erster Linie aus grüner, oft auch braungrüner Hornblende und intermediärem, gelegentlich auch saurerem

oder basischerem Plagioklas zusammen. Im Mittel besitzen sie also den Mineralbestand eines Hornblendediorites.

Recht verschieden erscheinen die morphologischen Ausbildungsvarietäten der *Hornblende*, worunter als typisch zu nennen sind:

Grobe, diablastisch durcheinandergewachsene, oft bereits in Subindividuen zerfallene Hornblendeskelette mit mehr oder weniger deutlich individuellem Charakter.

Grobe, meist einschlussreiche Hornblendexeno- bis -porphyroblasten, welche vielfach unter randlicher Verästelung in feinkörniges Hornblendegemenge übergehen.

Hornblenden mit idioblastischer Ausbildungstendenz und meist uneinheitlicher Korngrösse. Sie sind in überwiegender Masse einer mehr oder weniger parallelen Anordnung und Aggregierung zu einem netzartigen Geflecht unterworfen.

Die Gestalt der Plagioklase scheint weitgehend durch die Anwesenheit der Hornblende bedingt. So herrschen in kristallisationschieferigen Varietäten splitterige, polygonale und langgestreckte Kornformen, während in feldspatreicheren Gefügeteilen gröbere, nicht selten idiomorphe Plagioklase vorwiegen. Charakteristische Eigenschaften letzterer sind ein mosaikartiger Kornzerfall (Kataklasteerscheinung unter Wiederverheilung) und die oft sehr kleinen Quarzeinschlüsse.

Die Zusammensetzung der Plagioklase liegt in normalen Amphiboliten meist zwischen An_{35} und An_{50} , während in feldspatreicheren Typen eher saurere Glieder der Plagioklasreihe vertreten sind. Dagegen finden sich im Zusammenhang mit Ca-reichen Übergemengteilen (Diopsid, Epidot-Klinozoisit, Skapolith, Calcit etc.) vielfach basische Plagioklase.

Eine ausserordentlich verbreitete Eigenschaft der Plagioklase ist ihre intensive inverse Zonarstruktur. Von gewöhnlichen, an Plagioklasen beobachteten Zonarstrukturen unterscheidet sie sich dadurch, dass die Kernpartien unregelmässig gestaltet sind und der Wechsel im An-Gehalt nicht sprunghaft erfolgt. Inverse und rhythmische Zonarstrukturen der Plagioklase lassen sich nach einer Vermutung WENK's (58) in gewissen magmatischen Gesteinen mit simultaner Kristallisation von Hornblenden und Feldspäten dadurch erklären, dass die Zusammensetzung der Plagioklase durch Ausscheidung von Hornblende verändert werden kann.

Als Nebengemengteile sind in erster Linie Titanit und Ilmenit, sehr häufig auch Apatit ausgesprochen reichlich vertreten. Von den verschiedenen Ausbildungsarten des Titanites seien

nur die insekteneierartige (Anhäufungen von Körnchen), sowie die feinkörnige, idiomorphe (spitzrhomben- oder linsenförmig) und grobkörnige, xenoblastische bis skelettartige genannt. Rutil tritt nun bedeutend seltener und meist nur in kleinen Relikten auf.

Durch die Anwesenheit einer wiederum nicht unbeachtlichen Zahl von Übergangsteilen, nämlich

häufig: Quarz	seltener: grüner, diopsidischer Pyroxen
Chlorit	Skapolith
Biotit	Anorthit
Epidot-Klinozoisit	Zeolithe
	Prenit
	orthitartiger Klinozoisit
	Pyrit
	muskowitisch-serizitischer Glimmer
	Granat
	Sillimanit

erscheint die ansonst grosse Monotonie der gewöhnlichen Amphibolite im Dünnschliffbild wieder etwas belebt.

Die Betrachtung der Strukturen gibt ähnlich wie bei den Granatamphiboliten zur Unterscheidung von zwei prinzipiellen Haupttypen Veranlassung, nämlich:

- a) Diablastische Amphibolite (diablastische Retikularstruktur der Hornblenden), analog den eklogitamphibolitähnlichen Granatamphiboliten.
- b) Nematogranoblastische Amphibolite (netzartiges Hornblendegefüge mit Plagioklasmaschen), hie und da mit Übergängen zu porphyroblastischen Typen.

Diese beiden Strukturvarietäten, welche durch die Figuren 38a und b, resp. 39a und b verkörpert und wohl in den meisten Fällen scharf voneinander getrennt werden können, sind in einzelnen Amphibolitvorkommen (besonders in der Zone von Cardada) dennoch durch Übergänge miteinander verbunden. Einen derartigen Übergangstypus zwischen feindiablastischen und nematogranoblastischen Amphiboliten (grobretikularer Amphibolit) zeigt Fig. 38b.

SCHALCH (48, 246) und nach ihm auch andere Autoren bezeichneten die Struktur nematogranoblastischer Amphibolite als gabbroid. Hierzu ist zu bemerken, dass sich in bezug auf die Kornformen die Amphibolithauptgemengteile doch wesentlich von den einer möglichst weitgehenden Idiomorphie zustrebenden Hauptkonstituenten eines normal erstarrten Gabbros oder Diorites unterscheiden. Der Ausdruck „gabbroid“ ist deshalb als Strukturbezeichnung für viele Amphibolite nicht zutreffend.

Inhomogene, heterokörnige Amphibolite sind nicht selten durch poikilitische Struktur Tendenzen gekennzeichnet.

In feldspatreichen Gefügeteilen (Schlieren, Bänder) herrschen vielfach polygonale Pflasterstrukturen; tritt noch Quarz hinzu (oft diskordante Adern), so könnte man von hypidio- bis panxenomorphen Strukturen mit teils starker Verzahnung der Gemengteile (zum Teil ähnlich wie in Injektionsgneisen) sprechen.

Auch in bezug auf die Textur bestehen mannigfache Unterschiede. Neben den häufigeren, normalen Typen mit homogenem HP-Gewebe treten vielfach solche mit unregelmässiger Verteilung von Hornblende und Plagioklas auf. Dadurch ergibt sich ein Übergang von ausgesprochen monoschematischen zu mikro- und schliesslich zu makrochorismatischen Amphiboliten.

Erstere (die monoschematischen) besitzen stets eine mehr oder weniger ausgeprägte Kristallisationsschieferung, während diablatische Gesteine relativ massig sind.

Demgegenüber zerfallen chorismatische Typen häufig in anorthositische und hornblenditische Teilbereiche von recht verschiedenartiger Gestalt (Schlieren, Adern, Knoten, Linsen, Fläsern, Bänder etc.). Diese Aufspaltung könnte mitunter an Texturen in Eklogit- und Granatamphiboliten erinnern.

In ihrer Gesamtheit betrachtet, dominieren die gewöhnlichen Amphibolite wohl in der ganzen nördlichen Tessiner Wurzelzone weitaus über sämtliche anderen amphibolitischen Gesteine. Dasselbe gilt mit wenigen Ausnahmen (Gesteine der Zone von Cardada) auch für die einzelnen Amphibolitvorkommnisse. In gewissem Sinne kann man sicher der Ansicht SCHALCH'S (48, 230) beipflichten, wonach Granat- und Eklogitamphibolite lediglich als lokal veränderte Ausbildungen eines einheitlichen, normalamphibolitischen Grundtypus aufzufassen sind.

Im folgenden sind übersichtshalber nochmals die Zonen mit grösserer Häufigkeit der gewöhnlichen Amphibolite aufgeführt:

- von S nach N Zone von Orselina
- Zone von Contra-Vallone
- südliche und nördliche Zone von Gordevio
- südliche und nördliche Randzone der Coccogneise
- Zone von Corippo (relativ mächtige Amphibolite).

Während diablatische und heteroblastische Amphibolite praktisch ausschliesslich in der Zone von Cardada im Gefolge von Gra-

nat- und Eklogitamphiboliten gefunden wurden, bilden Amphibolite vom nematogranoblastischen Typus mehr oder weniger selbständige, sehr langgestreckte und konkordant den Nebengesteinen eingelagerte Körper (vgl. S. 271). Abgesehen von der Zone von Contra, in welcher die zuletzt erwähnten Amphibolite sehr häufig von Kalksilikatgesteinen und Marmoren begleitet sind, besitzen die Nebengesteine stets Gneis-(glimmerreiche Biotit-Plagioklasgneise) bis Glimmerschiefer-Charakter. Auch Vergesellschaftung mit saureren Gneisen ist durchaus nicht selten.

Vielfach erscheint die Abgrenzung gegen die Nebengesteine etwas unscharf. So treten Biotitamphibolite mit Übergängen zu Hornblendegneisen vorzugsweise an Kontakten von Amphiboliten mit biotitreichen Nebengesteinen (Biotitgneisen bis -schiefern) auf.

Ähnliches gilt zum Teil auch für Amphibolitkontakte mit Kalksilikatgesteinen.

Die Zahl der verschiedenen Varietäten von gewöhnlichen Amphiboliten ist derart gross, dass hier nur noch einige besonders interessante Beispiele Berücksichtigung finden können. Dies scheint jedoch in Anbetracht der bereits eingehenden Mitteilungen WANG's und MITTELHOLZER's (56 und 35) über analoge Gesteine unweit unseres Gebietes nicht sehr von Nachteil zu sein.

1. DIABLASTISCHE AMPHIBOLITE

Von dieser Strukturvarietät gewöhnlicher Amphibolite ist schon im Zusammenhang mit den Fleckenamphiboliten die Rede gewesen.

Wie bereits dargelegt, besteht das charakteristische Merkmal der diablastischen Amphibolite in einer intensiven Durchwachsung von fein verästelten und praktisch stets mosaikkristallartig in Subindividuen zerfallenen Hornblendeskeletten. Dadurch entstehen im Anfangsstadium die typischen Bilder von Retikularstrukturen, von denen Fig. 38a ein ausgezeichnetes Beispiel gibt. Der meist in kleinen Körnchen die porenartigen Zwischenräume der Amphibole erfüllende Plagioklas tritt noch stark zurück. — In bereits weitgehend rekristallisierten, feldspatreicheren Typen erscheinen die Hornblendeskelette jeweils intensiv vergrößert und oft völlig in Teilindividuen zerfallen; eine starke Tendenz zu gleichkörniger Ausbildung der Gemengteile macht sich dann geltend. Die Plagioklase besitzen gegenseitig polygonale Begrenzungselemente. Diese Verhältnisse sind in Fig. 38b dargestellt.

Andere diablatische Amphibolite zeichnen sich durch starkes Vorwiegen von groben, löcherigen und gegenseitig miteinander verflochtenen Hornblendeskeletten aus. Poren und kleine Zwickel in und zwischen den Hornblenden sind von Plagioklas erfüllt.

Als Beispiel eines solchen Gefügetyps ist ein dunkelgrünes, spärlich weiss geflecktes und eng mit Granatamphiboliten vergesellschaftetes Gestein vom Cardada-Osthang zu nennen (Weg Sciuvash-Quelle von Cardada). Sehr auffallend sind an demselben (Nr. 203 L₃) die oft grossen Pyritnester, welche mit kleineren, hydrothermalen Äderchen im Zusammenhang stehen.

Im Dünnschliff erkennt man ein aus ziemlich groben, kreuz und quer durcheinandergewachsenen, blass bräunlich- bis blaugrünen (n_{γ}) Hornblenden und vielfach skelettartig die Hornblenden durchdringenden Plagioklasen (An_{30-35}) bestehendes HP-Gefüge. An manchen Stellen sind die Hornblenden intensiv perforiert (von Plagioklas durchwachsen), nicht selten zeigen sie auch idioblastische Entwicklung. Ihr Mengenanteil beträgt ca. 85–90 Vol.-%.

Die NG bestehen hauptsächlich aus Titanit (z. T. grobe Skelette, im Zusammenhang mit der hydrothermalen Durchaderung) und mit Ilmenit verwachsenem Rutil (Leukoxenrinden!).

In einer im Schliff getroffenen Aderpartie erkennt man Anreicherungen von grünem, sphärolithisch aggregiertem, radialblättrigem Chlorit und stark limonitisiertem Pyrit. Die Randzone um diese Bildungen besteht aus subparallel orientierten, invers zonaren Plagioklasen (An_{20-22}), größeren Apatiten (zweiachsig!) und einem niedrig lichtbrechenden Zeolith in Zwickeln von Feldspäten. Ferner wurde makroskopisch im Zusammenhang mit den genannten Äderchen ein blass rosafarbenes, intensiv pleochroitisches und in Epidot übergehendes Mineral gefunden. Nach den optischen Eigenschaften und der deutlich erkennbaren Längsstreifung dürfte es sich um Piemontit handeln.

Ein struktureller Vergleich dieses Amphibolites mit den Eklogit- und Granatamphiboliten der gleichen Zone (Zone von Cardada), wie auch die in dieser Beziehung eindeutigen Verbandsverhältnisse ergeben, dass der betrachtete Amphibolit zweifellos eklogitischen Ursprung besitzt. — Analoge Verhältnisse gelten für einen fein- bis grobdiablatischen, chloritführenden Amphibolit (205 L₃), der in engster Vergesellschaftung mit den Granatamphiboliten 205 L (vgl. S. 355) angetroffen wurde. In diesem Gestein war die Rekristallisation sogar weniger weit fortgeschritten; es enthielt noch Granatrelikte und die als HP-, resp. AP-Symplektitrelikte sehr charakteristischen, fein perforierten Amphibole.

2. NEMATOGROBOLASTISCHE AMPHIBOLITE

a) Relativ homogene, monoschematische Amphibolite

In vielen amphibolitreichen Zonen besitzen Gesteine dieses Typus weitaus die grösste Verbreitung. Ausgedehnte, einheitliche Amphibolitbänder oder -bänke von sehr monotonem Charakter sind oft ausschliesslich aus ihnen aufgebaut. Man könnte deshalb wohl nicht mit Unrecht von einem einfachen Amphibolitgrundtypus sprechen, von welchem sich die anderen Varietäten als lokal veränderte Typen ableiten, in ähnlicher Weise, wie dies i. w. S. auf S. 411 dargelegt wurde.

Als Beispiel eines derartigen Gesteins sei der Amphibolit 60 L₂ bei der Brücke in der Rabisaleschlucht, knapp oberhalb der Strasse nach Orselina aufgeführt. Recht auffallend erscheinen an den makroskopisch dunkelgrünen, hell gesprenkelten, sich in einer kleinen Schutthalde zusammen mit sauren Biotitgneisen und Strahlsteinschiefern oder -felsen zahlreich vorfindenden Amphiboliten die weisslichen, von Zeolithabsätzen herrührenden Bruchflächen. Diese sind einer Kakiritisierung der Gesteine zuzuschreiben, welche durch eine an dieser Stelle durchsetzende Längsverwerfung bedingt wird. — In gewissen Abständen sind die Amphibolite stets von konkordanten, lokal zu Linsen oder Knötchen anschwellenden, quarzführenden Plagioklasäderchen durchdrungen.

Die Dünnschliffuntersuchung ergab folgendes:

Mehr oder weniger idioblastische, teils etwas zerrissene und zerfetzte Hornblenden mit

$$\begin{aligned} n_{\alpha} &= \text{gelb} \\ n_{\beta} &= \text{olivgrün} & c/n_{\gamma} &= 17-18^{\circ} \\ n_{\gamma} &= \text{graublaugrün} \end{aligned}$$

sind oft dicht und $\pm$ subparallel zusammengewachsen. Sie bauen ein netzartiges Gerüst auf, in dessen länglichen Maschen die bedeutend untergeordneteren Plagioklase (An₄₀₋₄₅, oft invers zonar) Platz finden. Nebst Einschlüssen von Titanit und Apatit führen die Feldspäte häufig auch solche von winzigen Hornblendekörnchen.

Als wichtigster NG ist der in kleinen, madenartig gestalteten, bisweilen auch in grösseren Körnchen auftretende Titanit zu erwähnen, während Ilmenit und limonitisierter Pyrit eine etwas untergeordnetere Rolle spielen.

Kleine, diskordant das Gestein durchbrechende Äderchen führen neben wurmförmigen Massen von grünem Vermikulit auch korrodierten Epidot und Zeolith von desminartiger Natur, also typisch hydrothermale Bildungen.

Ein Strukturbild des Gesteins zeigt Fig. 39b. Die straffe Einregelung der Hornblenden nach einer s-Fläche bedingt eine ausgezeichnet kristallisationsschieferige Textur. Dem aufmerksam Beobachtenden können ferner Andeutungen von diagonal verlaufenden Scherflächen, sowie zerfallene Relikte von größeren, durchsiebten Hornblenden nicht entgehen. Diese bedingen zusammen mit den oft auffallend zackigen Amphibolitkonturen einen nicht undeutlich kataklastischen Eindruck des Gesteins.

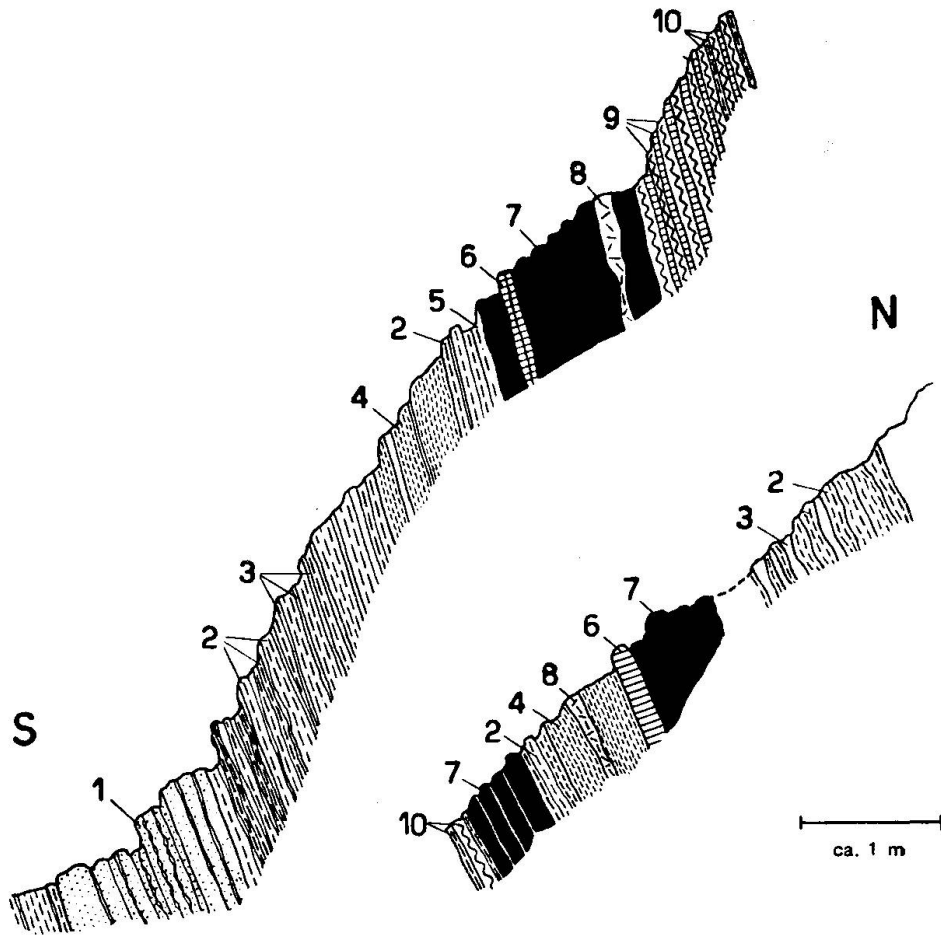


Fig. 40. Detailprofil durch die Zone von Contra im mittleren Vallone.

- 1 Amphibolit mit konkordanten Feldspatäderchen.
- 2 Saure, aplitisch injizierte Biotitgneise.
- 3 Aplitische Injektionen.
- 4 Feinkörnige, wenig injizierte Biotitgneise.
- 5 Hornblendegneis.
- 6 Quarzitartiger Alkalifeldspat-Hornfelsgneis.
- 7 Marmor.
- 8 Pegmatit.
- 9 Gebänderte Alkalifeldspat-Hornfels- und Kalksilikatgneise.
- 10 Gebänderte Kalksilikatgneise und glimmerreichere Gneise.

Noch wesentlich ausgesprochener kommt der oben beschriebene kataklastische Eindruck in einem relativ massigen, etwas grobkörnigeren, einige Meter mächtigen Amphibolit an der Basis der Kalksilikatserie im mittleren Vallone (Zone von Contra) zur Geltung (108 vL). Dieses ebenfalls dunkelgrüne Gestein ist von hellen Schlieren, konkordanten Adern und Knoten aus Plagioklas, sowie von chloritführenden Querklüften durchsetzt. Die Nebengesteine rekrutieren sich aus Biotitgneisen mit aplitischen Injektionslagen (s. Profil in Fig. 40).

In seiner Zusammensetzung unterscheidet sich das Gestein kaum vom vorhergehenden Beispiel. Über die Struktur gibt teils Fig. 39a Auskunft.

Ein Gegensatz zum Gestein vom Rabisalebach besteht hier im Vorherrschen des Plagioklas (An_{45}), der auffallend linsige Kornformen besitzt. Demgegenüber sind die Hornblenden durchwegs intensiv gezahnt, zerfetzt, oft skelettartig ausgebildet und gelegentlich etwas chloritisiert. — Hydrothermale Äderchen führen wiederum Vermikulit, Epidot und Zeolith.

Manche makroskopisch helle Amphibolite zeichnen sich durch sehr hohen Plagioklas- und nicht unbeträchtlichen Quarzgehalt aus. Zudem wird durch gleichzeitiges Zurücktreten der Hornblende die Textur relativ massig. Einige Autoren, wie z. B. MITTELHOLZER (35), HARKER (21) sprechen wohl in solchen Fällen von „Feldspatamphiboliten“, andere wie MARCHET (32) von Anorthositamphiboliten. Würden derartige leukokrate Typen in ihren übrigen Eigenschaften nicht mit normalen Amphiboliten übereinstimmen und in Assoziation mit solchen auftreten, so liesse sich auf Grund ihres Quarzgehaltes vielfach die Bezeichnung „Hornblendegneis“ rechtfertigen.

Häufige Vorkommnisse von leukokraten Amphiboliten sind vor allem vom südlichen W-Hang des Mte. Brè (Zone von Locarno s. str.) zu verzeichnen. Z. B. erscheint ein derartiges, homogenes und massiges Gestein wenig oberhalb des N-Endes des Strässchens Solduno-Roncaccio mit ziemlich feinkörnigen und biotitreichen Gneisen vergesellschaftet (Nr. 30 L).

Es besteht aus reichlich gleichkörnig-polygonalen, invers (An_{15-20}) und normal (An_{25-28}) zonaren Plagioklasen (ca. 60 Vol. %), selten stark undulösen Quarzen (oft schwer von Feldspat unterscheidbar) und idio- bis xenoblastisch-skelettartigen blaugrünen (n_{γ}) Hornblenden (ca. 20 Vol. %). Häufig führen die Feldspäte kleine Hornblende- und Quarz- (tropfen-) Einschlüsse.

Zu den NG gehören Ilmenit (reichlich vertreten) und Apatit, zu den UG Chlorit als Umwandlungsprodukt von selten noch erhaltenem Biotit.

Struktur: granoblastisch.

Textur: massig.

An vereinzeltten Stellen werden diese Gesteine von diskordanten, hellen, granatführenden Adern durchdrungen.

Diese setzen sich aus idioblastisch bis idiomorphen Plagioklasen (An_{40-45}) mit feinen kammartigen Zwillingslamellen, vorwiegend grobkörnigen, kräftig undulösen Quarzen, Hornblende, Granat, Klinozoisit, diopsidischem Pyroxen und Titanit zusammen. Bemerkenswert erscheint vor allem die Ausbildung der idioblastischen, blass- bis kräftig orangefarbenen Granate mit den zahlreichen Klinozoisit-, Plagioklas- und Quarzeinschlüssen, den tiefen Einbuchtungen gegen Quarz und der kelyphitartigen Umwachsung durch Hornblende. — Xeno- bis idioblastische Klinozoisitkörner bilden strichweise reichlich Einschlüsse in Plagioklasen und Granaten. — Titanit (zu kleinen Grüppchen aggregierte Kriställchen) und Apatit bilden die NG.

Diese Adern sind zweifellos Ca-reicher als das Nebengestein. In Anbetracht des relativ hohen An-Gehaltes der Plagioklase und des eigenartigen Auftretens von Klinozoisit, sowie der schlierigen Aggregation von Quarz scheint ein Vergleich dieser Aderbildungen mit den vesuvianführenden Schlieren der Eklogitamphibolite von Gallinee nicht ungerechtfertigt.

Nicht nur Granat- und Eklogitamphibolite, sondern vielfach auch gewöhnliche Amphibolite zeichnen sich oft durch aussergewöhnlichen Reichtum an gewissen Nebengemengteilen, insbesondere Titanmineralien aus.

Z. B. beträgt der Ilmenitgehalt eines biotitführenden Amphibolites westlich S. Bernardo (unterhalb des Pfades nach Mte. Cordonico) 6 Vol. % (Nr. 70 L).

Das Erz zeigte im Anschliff die typischen Eigenschaften von Ilmenit (Anisotropie, lamellare Verzwillingung).

Bemerkenswert sind hier auch die optischen Eigenschaften der Hornblende (im Kern oft mehr braungrüne, randlich intensiv blaugrüne Absorptionsfarbe für n_{γ}), welche sowohl in dichten Haufwerken von $\pm$ idioblastischen Kriställchen, als auch in auffallend grossen, skelettartigen, intensiv von Plagioklas durchsiebten Xenoblasten auftritt.

Ein anderes Amphibolitvorkommen bei Prò del gat, am Weg Fontai-Mti. Lego (Zone von Cardada) führt erhebliche Mengen von Titanit (Nr. 42 D).

Das HP-Gefüge besteht aus vorwiegend xenoblastischen, blaugrünen (n_1) Hornblenden und gleichkörnigen, $\pm$ polygonalen Plagioklasen (An_{30}). Wiederum sind einzelne größere Hornblenden auffallend skelettartig entwickelt und stark von Plagioklas durchsiebt. — Längliche, undulöse Quarze sind selten. Hie und da enthalten die Feldspäte Einschlüsse von Hornblende-körnchen und Quarztropfen. Biotitblätter finden sich besonders in streifigen Zonen angereichert.

Die Ausbildung des Titanites ist die typisch insekteneierartige (Anhäufungen kleiner Körnchen zu Linsen und Schnüren). Öfters finden sich größere, schwach zertrümmerte Xenoblasten (Aggregate von subparallelen Körnchen) dieses Minerals. In Kernen von Titanitanreicherungen ist hie und da Ilmenit vorhanden.

Als spärliche UG sind kleine Granatkörnchen und grauer, pleochroitischer Klinozoisit zu nennen.

Struktur: granoblastisch, oft etwas Siebstruktur.

Textur: kristallisationsschieferig, etwas gebändert.

Dieses Gestein stellt einen der spärlichen Typen granoblastischer gewöhnlicher Amphibolite aus der Zone von Cardada dar. Es tritt in glimmerreicheren Injektionsgneisen auf (linsige Masse) und führt feine Plagioklasäderchen (konkordant), die lokal zu linsigen Knoten mit Ilmenitkernen anschwellen. Granat- oder eklogit-amphibolitischer Ursprung desselben scheint nach dem Vorhandensein gewisser Strukturelikte (durchsiebte Hornblenden) nicht ausgeschlossen.

Die zuletzt beschriebenen Gesteine führen oft zu melanokraten, hornblendereichen Amphibolitvarietäten über. Eine solche Tendenz war bereits im zuerst genannten Beispiel (60 L₂) konstatierbar. In anderen Vorkommnissen, wie z. B. in unmittelbarer Nähe des Gesteins 30 L (oberhalb Strässchen Solduno-Roncaccio) und im unteren Vallone tritt sie noch in vermehrtem Masse auf. Nicht selten nimmt die Stelle der blaugraugrünen Amphibole eine mehr braungüne Hornblendevarietät ein. Die Zusammensetzung der nach Albit- und Periklingesetz verzwilligten Plagioklase bleibt jedoch konstant (An_{35-40}). Jüngere, hydrothermale Absätze in Rissen sind sehr verbreitet.

Als Lokalitäten mit besonders gut aufgeschlossenen Vorkommnissen monoschematischer nematogranoblastischer Amphibolite seien lediglich noch erwähnt:

Vallone,
oberhalb der Bahnlinie nördlich Roncaccio,
Gegend der westlichen Mte. Brè-Strassenkehren,
Tobel des Ramognabaches, oberhalb der Strasse nach S. Bernardo,
am Ramognabach, westlich Calvaria,

unterhalb Orselina (in Bachbetten und an Felsufern),
 Ramnosabach, ca. 300 m unterhalb Baffi,
 Navegnabach bei Tendrasca, zwischen Tendrasca und al Molino (an der
 Strasse Brione-Contra), unterhalb der Strasse nach Contra und beim
 Hotel Esplanade,
 an der Strasse Tenero-Mondaccie.

b) Stark inhomogene, chorismatische Amphibolite

Im Gegensatz zu den Gesteinen der letzten Gruppe sind Amphibolite dieses Typus aus verschiedenen zusammengesetzten, in sich mehr oder weniger homogenen und relativ scharf voneinander getrennten Teilgefügen aufgebaut. Diese Teilelemente besitzen hauptsächlich amphibolitischen, hornblenditischen oder anorthositischen Charakter. Je nach ihrer Formbeschaffenheit kann man zwischen schlierig durchaderten, geflammt oder brekzienartigen, also phlebitischen Amphiboliten im eigentlichen Sinne und zwischen stromatitischen Bänderamphiboliten unterscheiden. Naturgemäss bestehen zwischen beiden Typen keine scharfen Abgrenzungen.

Ein Beispiel chorismatischer, schlierig-geflamnter Amphibolitvarietäten bilden gewisse Partien von teigartig ausgewalzten, mächtigen Amphiboliten, welche in einer kleinen Schlucht östlich des unteren Rabisaletobels (an der Gabelung zweier Bäche) anstehen. Sie wechsellagern mit etwas verschiedenartigen biotitführenden Gneisen und sind von verruselten Injektionsgneisen und Pegmatiten begleitet. Die genannten Amphibolitpartien zeichnen sich im Vergleich zu normalen Amphibolittypen durch reichliche Anwesenheit heller Adern und Streifen, sowie öfters durch garbenartige Hornblendeaggregationen aus.

Im Dünnschliff eines solchen Gesteins (Nr. 155 L) erkennt man verschiedenartig struierte und zusammengesetzte Partien, nämlich:

Normalamphibolitische Bereiche mit mittelkörnigen Plagioklasen (An_{40} , häufig Ansammlungen von Plagioklasen mit scharf abgegrenzten, z. T. zersetzten Kernen von An_{65}) und kleineren, wechsellagernden Hornblenden, idiomorphen Epidoten und Titanit, letztere oft als Einschlüsse in Plagioklasen.

Grobkörnige Bereiche mit fleckenweise reichlichen, polygonalen bis idiomorphen Plagioklasen (An_{65} , normal zonar, längs feinen Äderchen zersetzt, oft von Albit umsäumt und durchadert), ferner groben, oft langgestreckten bis spiessigen und stellenweise garbenartig aggregierten Hornblenden (z. T. ausgebleicht), sowie ebenfalls grossen, intensiv verzahnten Quarzkörnern (in grobkörnigen Plagioklasanreicherungen).

Strukturen: granoblastisch-siebartig in mittelkörnigen Gefüge-
teilen; Pflaster- und grobkörnig-pegmatitartige Strukturen in
schlierigen Plagioklasanreicherungen mit groben Hornblenden.

Textur: gebändert, geadert, schlierig; nur grobe Hornblenden zei-
gen deutliche Parallelregelung.

Weitere Vorkommnisse phlebitischer, geflammter bis schlieri-
ger Amphibolite sind von einer Bachgabelung östlich Mte. Cor-
donico (Zone von Contra) zu nennen. Normalamphibolitische,
grobkörnige hornblenditische und anorthositische Partien erscheinen
in den recht auffälligen Gesteinen bunt durcheinandergemengt. Mög-
licherweise führen sie bereits Kalksilikateinlagerungen.

Amphibolite mit schlierigen und knotigen bis
konkordant aderartigen Bestandmassen von variabler
Mächtigkeit (im Mittel 3 bis 20 mm), welche sich z. B. in einer
kleinen Rinne unterhalb der östlichen Mte. Brè-Strassen-
kehre aufgeschlossen finden, sind bereits als Übergangsstadien zu
den Bänderamphiboliten zu betrachten.

Die Amphibolitpartien eines derartigen Gesteins (Nr. 98 L) be-
stehen im Dünnschliff aus reichlich parallel geregelten Körnern, sowie häufig
grösseren, von Feldspat durchsiebten Porphyroblasten von grüner Horn-
blende und meist intensiv invers zonaren, oft polygonalen Plagioklasen
(An₄₃).

Demgegenüber sind die Hauptbestandteile der grobkörnigen leuko-
kraten Adern Plagioklas (An_{29—33}) und Quarz. Stark deformierte,
bis cm-grosse, undulös auslöschende Feldspäte enthalten randlich häufig klei-
nere Körnchen desselben Minerals oder auch buchtig-lappige Quarze einge-
wachsen. Kleinkörnigeres Plagioklasgemenge erweckt einen teils granoblasti-
schen, teils kataklastischen Eindruck. Oft ist ein Zusammenhang mit grossen
Feldspäten, von welchen sich kleinere Bruckstücke ablösten, noch deutlich er-
kennbar. — Der stark kataklastische (stellenweise zu Mörtel zerriebene) und
undulöse Quarz bildet vereinzelte Schlieren und besonders in der Grenz-
partie gegen das Nebengestein kompakte aderartige Teilgefüge innerhalb der
Ader selbst. Inmitten von Quarzmassen schwimmende Amphibolitfetzen und
-flaseren deuten darauf hin, dass durch das Eindringen quarzreicher Lösungen
Nebengesteinspartien abgelöst wurden. Die SiO₂-Zufuhr erfolgte wahrschein-
lich erst nach der Bildung einer Plagioklas-Hauptader, denn randlich in letz-
tere eingewachsene Hornblenden hingen wohl ursprünglich mit dem Amphi-
bolitnebengestein zusammen. Zwischen groben Feldspäten eingeklemmte, wahr-
scheinlich ältere Quarze zeigen die intensivsten Zertrümmerungsphänomene.
— Zweifellos hatten durch tektonische Einflüsse geschaffene Fugen ein in-
jektionsartiges Eindringen quarz- und feldspatreicher Restphasen ermöglicht.
Als letzte Produkte schieden sich dann in Rissen und feinen Zwickeln stark
zertrümmerter Partien Zeolithe aus.

Sicherlich bestehen weitgehende Analogien zwischen diesen, im Gegensatz zum Nebengestein intensiv kataklastischen Quarz-Plagioklasadern und den bereits S. 309/310 und 362 erwähnten Amphibolitpegmatiten. Auch die von WANG (56) untersuchten hellen Injektionsäderchen in Amphiboliten stimmen mit diesen Bildungen überein.

Ausser den oben beschriebenen Adern führen die Amphibolite dieses Fundortes auch Quarz-Diopsid-Plagioklasbänder, sowie monomineralische Plagioklaslinsen und feine Plagioklasbänder (scharf und geradlinig begrenzt, ausgezeichnete Pflasterstruktur).

Eigentliche Bänderamphibolite

Unter Bänderamphiboliten i.e.S. sollen stromatitische Amphibolite verstanden werden, in welchen parallellagige oder streifige, nicht amphibolitisch zusammengesetzte Akyrosome am Aufbau des ganzen Gesteins wesentlichen Anteil haben.

Diesbezüglich interessante Amphibolitvorkommnisse finden sich in der Navegnaschlucht zwischen Tendasca und al Molino. Am steil abfallenden rechten Ufer derselben treten wenig unterhalb eines kleineren Kalksilikatzuges wechselvolle, hornblende- und strahlsteinreiche Amphibolite auf. Stellenweise sind es ausgesprochene Bänderamphibolite, oft auch mehr schlierig bis geflammt durchaderte Varietäten (Nr. 78 L). Ein gewissermassen als Übergangstyp zwischen diesen beiden Ausbildungsarten aufzufassendes Gestein ist im Längsbruch in Fig. 41 (im Detail) dargestellt.

Im Dünnschliff bestehen hornblendereichere, amphibolitische Bänder aus straff parallel geregelten, langstengeligen, blass graugrünen (n_{γ}) Hornblenden und untergeordneten, xenomorphen Plagioklasen (An_{64} , spärlich verzwillingt).

In linsigen Feldspatanreicherungen haben sich oft grosse, augige, intensiv zonare Plagioklasporphyroblasten entwickelt, während sich grobkörnige, schlierige Adern ausschliesslich aus xeno- bis idiomorphen Plagioklasen (An_{60} , oft rhythmische Zonarstruktur mit scharf umgrenzten Zonen) zusammensetzen. Letztere enthalten vielfach fetzige oder schnurförmige Einschlüsse des Randgewebes (hornblendereich).

Normalamphibolitische Gesteinspartien zerfallen in hornblende- und in feldspatreichere Streifen und Bänder.

Schliesslich treten noch vollständig feldspatfreie, grobkörnige Hornblendebänder mit grossen, klotzigen, vorwiegend idiomorphen Hornblenden (n_{γ} = graugrün, randlich oft blaugrün) als scharf begrenzte, homogene Gefügeteile hervor. Manchmal konstatiert man eine eigenartige Verteilung derselben mit dem Nebengewebe.

Strukturen: Normalamphibolitische Partien: nematogranoblastisch.

Feldspatadern und -schlieren: hypidiomorph grobkörnig.

Hornblenditische Bänder: hypidiomorph grobkörnig.

Über die ausgesprochen gebänderte, stellenweise auch schlierige Textur und die Anordnung der verschiedenen Gefügeteile gibt Fig. 41 Auskunft.

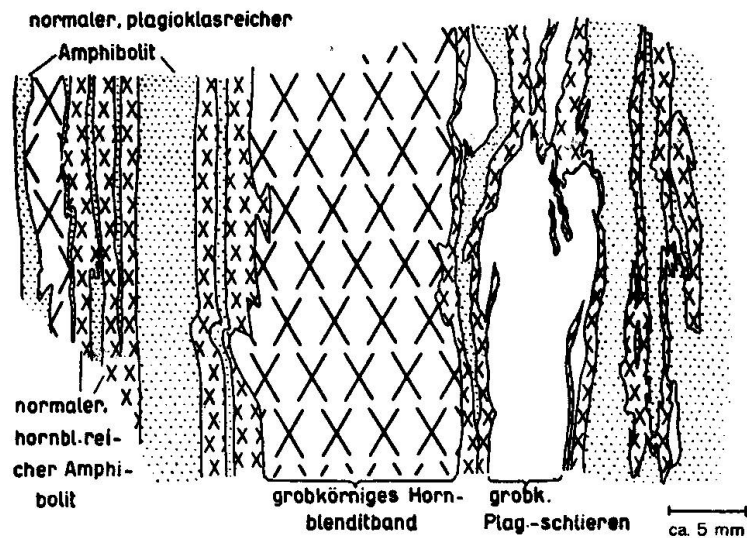


Fig. 41. Chorismatischer Amphibolit (Bänderamphibolit).

Die plagioklasreichen Akyrosome dieses Gesteins unterscheiden sich infolge ihrer gleichkörnigen Struktur und der anorthitreichen Zusammensetzung der Plagioklase beträchtlich von den kataklastischen Quarz-Feldspatadern des vorangehend aufgeführten Amphibolites. Eine gewisse Übereinstimmung zwischen beiden Bildungen besteht lediglich in der Art, in welcher sie Partien des Nebengewebes abgelöst und eingeschlossen haben. Auffallend erscheinen auch die meist beträchtlichen Hornblendeanreicherungen in den Randpartien des Amphibolitgewebes gegen derartige leukokrate Bestandmassen. Dass es sich auch in letzterem Falle um plagioklaspegmatitische Bildungen handelt, scheint durchaus nicht erwiesen. LEDERMANN (31) bezeichnet ähnliche Bildungen in Amphiboliten des westlichen Aarmassivs als metatektische oder feldspatreiche Lagen. Er schreibt ihnen ausgeprägte magmatische Eigenschaften zu und konnte auch eine Aufblätterung, resp. Injektion von amphibolitischen Substrat durch dieselben nachweisen.

3. BIOTIT- UND CHLORITAMPHIBOLITE

In untergeordnetem Masse finden sich Biotit und der wohl meist durch Umwandlung aus ihm hervorgegangene Chlorit bereits unter den Übergangsteilen vieler gewöhnlicher Amphibolite. Mitunter, und zwar in der Regel dort, wo Amphibolite eng mit chlorit- oder biotitreichen Nebengesteinen vergesellschaftet sind, treten beide Mineralien auch als Amphibolitgemengteile so reichlich auf, dass sie zur Bezeichnung „Biotit- und Chloritamphibolite“ berechtigen. Häufig handelt es sich um Auflösungsprozesse von Nebengesteinseinschlüssen, welche zu strichweiser Anreicherung von Biotit oder Chlorit in amphibolitischen Gesteinen führten. Mit dem reichlichen Auftreten dieser Mineralien ist meistens zugleich eine beträchtliche Zunahme des Quarzgehaltes der betreffenden Gesteine verbunden.

Strukturell und texturell sind bei Biotit- und Chloritamphiboliten hauptsächlich zwei Fälle zu unterscheiden:

1. Biotit oder Chlorit finden sich im Amphibolit homogen verteilt und sind meist eng mit Hornblende verknüpft.
2. Innerhalb kompakter und deutlich abgegrenzter Gesteinspartien treten die beiden Mineralien vollständig an Stelle von Hornblende, d. h. normalamphibolitische Partien grenzen scharf gegen schlierige oder fetzige Biotit- oder Chlorit-Plagioklasakryosome. Diese lassen sich in vielen Fällen als im Amphibolit eingeschlossene, umgewandelte Nebengesteinspartien erkennen. Beachtenswert erscheint ihre oft vollkommene Analogie mit den Chlorit-Plagioklaseinschlüssen in den äusseren Randpartien der Fleckenamphibolite von Valleggia (S. 396).

Makroskopisch ziemlich homogen aussehende Übergangstypen zwischen 1 und 2 zeichnen sich häufig durch feine, fleckige Anreicherungen von Biotit (Chlorit), Hornblende und Feldspat aus.

a) Monoschematische Biotit- und Chloritamphibolite

Gesteine dieses Typus sind in den meisten amphibolitreicheren Zonen (vielleicht mit Ausnahme der Zone von Cardada) neben gewöhnlichen Amphiboliten weit verbreitet. — Als Beispiel sei hier lediglich ein mit biotitreichen Gneisen vergesellschafteter Biotitamphibolit vom linken Rabisale-Ufer oberhalb der grossen Bachgabelung westlich Mte. Cordonico (S-Rand der Zone

von Contra) erwähnt. Der ziemlich beträchtliche Biotitgehalt des schieferigen Gesteins ist auch makroskopisch erkennbar.

Im Dünnschliff besteht dasselbe (Nr. 188 L) aus verschiedengestaltigen (oft grosse porphyroblastenartige Individuen), graublaugrünen (n_{γ}) Hornblenden (ca. 35–45 Vol. %), auffallend grossen Mengen von undulösem, oft stark verzahntem Quarz, intensiv invers zonaren (Kerne: An_{40-50} , Hüllen: An_{64-66}) Plagioklasen, grossen, kastanienbraunen Biotitblättern, spärlichem Klinozoisit, Apatit und Zirkon. Muskowit wurde sehr selten gefunden. — Grobkörnige Quarze sind meist zu schlierigen oder augigen bis flaserigen Gebilden aggregiert, kleinere Körnchen desselben hingegen häufig von Plagioklasen umschlossen. Das Auftreten des Quarzes bedingt eine sehr unruhige, gneisartige Struktur des Gesteins. — Die Biotite erscheinen gleichmässig verteilt, hie und da auch in paralleler Anordnung zu welligen Flasern aggregiert, manchmal keilförmig in Amphibole einstechend. Nicht selten macht sich ein Abbiegen der Biotitlamellen in schief das Gestein durchschneidende, schwache Gleitzonen bemerkbar. — Titanit fehlt wahrscheinlich vollständig oder ist schwer von Zirkon unterscheidbar.

Struktur: granolepidoblastisch, starke Heterokörnigkeit, Verzahnung und buchtige Verlappung vorwiegend der hellen Gemengteile (gneisartige Amphibolitstruktur).

Textur: kristallisationsschieferig, schwach flaserig.

In einem unweit des obigen Vorkommens auftretenden, teilweise chloritisierten und mit granat- und glimmerreichen Gneisen vergesellschafteten Biotitamphibolit kommt infolge zurücktretenden Quarzgehaltes der amphibolitische Charakter wieder sehr deutlich zur Geltung. Während vorwiegend Hornblende führende Partien sich durch beachtlichen Ilmenitgehalt auszeichnen, sind eigenartigerweise streifige biotitreichere Gewebeteile praktisch erzfrei. Die ohne Titanitausscheidung erfolgte Chloritisierung des Biotites fand im Zusammenhang mit einer Zersetzung der Plagioklasse (hydrothermale Umwandlung) statt.

Andererseits existieren auch Beispiele mit zurücktretendem Biotit-, hingegen hohem Quarzgehalt. Dies trifft für einen mit biotitreicheren oder injizierten Orthogneisen vergesellschafteten Amphibolit oberhalb der Navegna-Brücke bei al Molino (östl. Brione) zu, der makroskopisch den Eindruck eines helleren Injektionsgesteins erweckt.

Im Dünnschliff (Nr. 82 L) erscheint die Gestalt der Plagioklasse (An_{40}) wiederum stark durch die Anwesenheit des Quarzes beeinflusst. Letzterer ist in grobkörnigen, linsigen Aggregaten intensiv verzahnt; häufig treten auch feinkörnigere Quarze (reichlich mit Plagioklas vermennt) oder tropfenförmige Quarzeinschlüsse in Feldspäten auf. — Unter den skelettartigen, oft etwas stengeligen und wiederum blaugrünen Hornblenden

heben sich einzelne Individuen durch auffallende Grösse heraus. — Die von einer straffen Parallelregelung beherrschten, dunkelbraunen Biotite sind häufig mit Hornblende assoziiert oder gar parallel verwachsen. Biotitreichere Streifen zeichnen sich durch grösseren Quarzgehalt aus als biotitärmere, wo Quarz hauptsächlich als Einschluss in Feldspäten auftritt. — Zu den NG und UG gehören Ilmenit (evtl. auch Magnetit), Apatit, Zirkon und grauer Klinozoisit.

Struktur: schlecht granoblastisch, schwach durchsiebt, etwas pegmatitartig.

Textur: mehr oder weniger kristallisationsschieferig, etwas gebändert bis schlierig.

Strukturell zeigt das Gestein eine starke Annäherung an wenig injizierte Plagioklasgneise dieses Gebietes.

b) Gneisartige Typen

Starke Zunahme des Biotit- und Quarzgehaltes in Biotitamphiboliten bedingt einen Übergang dieser Gesteine in Biotit-Hornblende- und schliesslich in Hornblende-Biotitgneise. Vor allem kommt durch reichliche Anwesenheit von Quarz eine starke Störung in der Gleichkörnigkeit und Polygonalstruktur plagioklasreicher Gefüge zustande, denn abgesehen von gewissen Einschlüssen in Feldspäten wurde in Gneisen und Amphiboliten niemals eine polygonale Ausbildung des Quarzes beobachtet.

Man könnte in solchen Fällen, in denen gewisse charakteristische Amphibolitmerkmale noch erkennbar sind, anstatt von biotit- und quarzreichen Amphiboliten oder Biotit-Hornblendegneisen auch von „Amphibolitgneisen“ sprechen.

So war an einem makroskopisch braunen, relativ feinschuppigen und intensiv schieferigen Gestein vom Weg Sol duno-Mte. Brè (Höhe 320 m ü. M.) von blossen Auge kaum eine Anwesenheit von Hornblende, hingegen ein beträchtlicher Biotitgehalt festzustellen.

Im Dünnschliff (Nr. 12 L) dominiert der ziemlich straff parallel geregelte, idiomorphisch-blätterige, rotbraune (n_{γ}) Biotit über die meist eng mit ihm zusammengewachsenen, schlecht individualisierten, gestaltlosen, graugrünen (n_{γ}) Hornblenden. Die Schätzung des Biotitgehaltes ergab ca. 20–30 Vol.%. Einzelne Partien führen jedoch mehr Hornblende, andere mehr Biotit. Die wechselvoll gestalteten (teils polygonalen) Plagioklase (An_{65-75}) sind spärlich verzwillingt und oft zersetzt (wahrscheinlich Prehnitneubildung). — Zwischenräume zwischen Feldspäten erscheinen durch intensiv undulöse, verzahnte und heterokörnige Quarze ausgekleidet.

Das Gestein wird nicht selten von ptygmatisch gefältelten, aus groben Quarzen und Plagioklasen (letztere von merkwürdiger Gestalt) bestehenden Äderchen, sowie haarfeinen, diskordanten Zeolithäderchen durchdrungen.

Zu den NG gehören Titanit (oft insekteneierartig), Apatit und stengelige Orthite (n_{β} = grauviolett bis blutrot im Kern) mit pleochroitischen Höfen in Biotit.

Struktur: ausgesprochen granolepidoblastisch, etwas kataklastisch (stark fetzige und ineinandergreifende Ausbildung der Gemengteile).

Textur: kristallisationsschieferig und mechanisch verschiefert, fein fleckig.

c) Amphibolite mit einschlussartigen Biotit- oder Chlorit-Plagioklasakyrosomen

Diese, nach den Ausführungen von S. 423 dem Fall 2 unterzuordnenden Gesteine finden sich neben den bis anhin erläuterten Biotit- und Chloritamphibolitvarietäten ebenfalls, und zwar vorzugsweise in Rand- und Kontaktzonen von Amphibolitkörpern gegen gneisartige Nebengesteine recht verbreitet. Ein Zusammenhang der genannten, einschlussartigen Gebilde mit dem Nebengestein des Amphibolites lässt sich jedoch nur noch in wenigen, unbedeutend durch eine Metamorphose (nach der Amphibolitbildung) beeinflussten Fällen mit einiger Klarheit erkennen.

Dies gilt z. B. für Randvarietäten der bereits S. 315—318 und 356/358 in Ausbildungen zentraler gelegener Gesteinspartien eingehend erläuterten Amphibolitkörper bei Frunt. Analog den eklogitamphibolitischen Kerngesteinen besitzen auch die Randfazien ein feinkörniges, dunkles, lamprophyrtartiges Aussehen (vgl. S. 315), obwohl sie nicht weniger helle Gemengteile führen als irgend ein gewöhnlicher Amphibolit des Typus 2a. Kontaktrandnahe Varietäten der Amphibolite von Frunt zeichnen sich durch etwas fleckigen bis schlierigen Habitus aus, in anderen sind deutlich biotitreichere Schmitzen und Streifen zu erkennen.

In den zuletzt charakterisierten Gesteinen mit konkordant eingelagerten biotitführenden Schmitzen und Streifen (Nr. 226 L₁) setzt sich im Dünnschliff das Amphibolitgewebe aus straff parallel geregelten, vorwiegend feinstengeligen, blaugrünen Hornblenden und meist schön polygonalen, feinkörnigen Plagioklasen (An_{27—32}) zusammen. Die Hornblenden sind netzartig aggregiert; oft wechseln etwas grobkörnigere und hornblendereichere Streifen mit feinkörnigeren ab.

Demgegenüber bestehen scharf abgegrenzte Streifen aus etwas größeren Plagioklasen (An_{32—37}) und hornblendeartig aggregiertem, dunkelrot-

braunem Biotit nebst spärlicheren, langgestreckten, dünnen Massen von Ilmenit und grösstenteils limonitisiertem Pyrit. Gelegentlich treten innerhalb dieser Streifen grössere, spindelförmige, aus regellos angeordneten Biotitblättern zusammengefügte Gebilde auf.

Struktur: schön granoblastisch, gleichkörnig, einzelne Streifen etwas grobkörniger.

Textur: kristallisationsschieferig, gestreift.

Ähnliche Verhältnisse herrschen in einer anderen, randnaheren Amphibolitvarietät mit grösstenteils chloritisiertem Biotit (gleiches Vorkommen). Neben den feinsten-geligen Hornblenden treten hier öfters auch gröbere, linsige, intensiv von Plagioklas (evtl. auch Quarz) durchsiebte Hornblende-porphroblasten auf. Diese sind nicht selten von büscheligen Chloritanhäufungen durchsetzt.

Da in den Randpartien der Amphibolitkörper von Frunt biotit- oder chloritreiche Einschlüsse sehr zahlreich sind, so liegt es nahe, auch die biotitreichen Schlieren in den eklogitischen Kernpartien (BP-Symplektite, vgl. S. 317) als analoge, jedoch intensiv umgewandelte Bildungen aufzufassen. Eine Bekräftigung dieser Ansicht bildet das Auftreten sehr biotit- und quarzreicher, feindiablastischer Granatamphibolite mit BP-Symplektit in ebenfalls ziemlich randnahen Amphibolitpartien. Im Falle magmatischer Natur des Amphibolites von Frunt wären in exogenen Einschlüssen von ursprünglich biotitreicheren Gneisen, wie sie als Nebengesteine auftreten (vgl. S. 315), zunächst der Quarz und nachträglich auch ein Teil des Feldspates herausgelöst worden. Auf eine weitgehende Übereinstimmung zwischen derartigen und gewissen von BOWEN (6) postulierten und begründeten Prozessen kann wiederum nur hingewiesen werden.

Eine auffallende Tatsache bildet die enge Vergesellschaftung von Amphiboliten mit Biotit-Plagioklasgesteinen und Kinzigiten (granat-, sillimanit- etc. -führende Biotit-Plagioklasgneise). Schon NOVARESE (41) betonte den engen Zusammenhang zwischen basischen und kinzigitischen Gesteinen, welche er im südlichen Teil der Wurzelzone zur „formazione diorito-kinzigitica“ zusammenfasste. Trotzdem es sich bei den Kinzigiten nach der Ansicht vieler Autoren um hochmetamorphe tonige Sedimente handeln soll, scheint ihre genetische Stellung derzeit noch nicht völlig abgeklärt zu sein.

d) Fleckige, mikrochorismatische Biotitamphibolite

Gesteine dieser Gruppe finden sich hauptsächlich im Gefolge eines in vorwiegend glimmerreichere, grobflaserige Gneise eingedrungenen, langgestreckten und ziemlich stark metamorphen, porphyrtartigen Granites nördlich Solduno (Zone von Arcegno). In den zum Teil wenig verschieferten Hüllgesteinen des Granites treten vereinzelte, meist schwer erkennbare, beinahe massige Biotitamphibolite auf. Ihre Umgrenzung ist vorwiegend unscharf; meist scheint zwischen ihnen und ihren Nebengesteinen (grobflaserigen Biotit- bis Biotit-Augengneisen) überhaupt keine scharfe Trennung möglich.

Z. B. setzt sich ein makroskopisch fleckiger, relativ dunkler Amphibolit vom Weg Solduno - Mti. della Trinità (Höhe 320 m ü. M.) im Dünnschliff (Nr. 96 L) aus optisch inhomogenen, meist zonaren (im Kern bräunlichgrün, $c/n_\gamma = 23^\circ$, randlich blaugrün, $c/n_\gamma = 16-19^\circ$) Hornblenden, zwei verschiedenen Plagioklasgenerationen (An_{40-43}), rotbraunen Biotitblättern verschiedener Grösse, feinkörnigen oder groben, löcherigen Titaniten, schön idiomorphen Apatiten und Orthiten, sowie auch korrodiertem Ilmenit mit Titanitkränzen zusammen. Neben dichteren Anhäufungen idioblastischer Hornblenden und regellos angeordneter, grobblättriger Biotite treten in plagioklasreicheren Partien vereinzelte grössere Amphibole, sowie auch feinkörnige, zu einem lockeren Netzwerk verflochtene Hornblenden auf. Auch stehen grösseren Plagioklaskristallen mit zahlreichen kleineren Biotit- und Hornblendeinschlüssen feinkörnigere, polygonal struierte Feldspatbereiche gegenüber. Die Biotite sind oft chloritisiert und führen Einschlüsse von Zirkon, Apatit und Titanit. Die auffallend grossen, stengeligen und intensiv pleochroitischen (n_α und $n_\gamma =$ braungelb, $n_\beta =$ violettgrau) Orthite besitzen teils Sanduhrstruktur. Ilmenit erscheint oft in blutrote Substanz (evtl. z. T. Hämatit) umgewandelt.

Struktur: in fleckigen Bereichen mehr grano-, nemato- und lepidoblastisch oder poikiloblastisch.

Textur: stark fleckig, Anreicherungen von hellen und dunklen Gemengteilen, auch schlierig, im grossen beinahe massig.

Sowohl in ihrem Mineralbestand (Orthitführung) als auch strukturell (poikiloblastische Strukturbereiche) unterscheiden sich die Gesteine dieses Typus wesentlich von gewöhnlichen biotitführenden Amphiboliten. Aus Vergleichen mit Amphiboliten aus anderen Gebieten (z. B. der Randzonen der Coccogneise) zu schliessen, könnte ihr eigenartiger Habitus sehr wohl der Kontaktwirkung des oben erwähnten granitischen Begleitgesteins zuzuschreiben sein. Diese Auffassung würde auch die relativ unscharfe Begrenzung der betrachteten Amphibolite gegen ihre Nebengesteine erklären.

4. KONTAKTE GEWÖHNLICHER AMPHIBOLITE MIT Ca-, EVENTUELL AUCH Mg-REICHEN NEBENGESTEINEN

Da über tonerdereiche Nebengesteinseinschlüsse bereits bei den Fleckenamphiboliten die Rede war, können wir uns weiterhin auf die Betrachtung der Kontakte gewöhnlicher Amphibolite mit Ca- und Mg-reichen Nebengesteinen beschränken. Das immer wiederkehrende Merkmal derartiger Kontakte besteht in einer durchgreifenden Umwandlung von ursprünglich kalkigen, seltener auch dolomitischen Sedimenten, welche damit ihren Primärcharakter weitgehend eingebüsst haben dürften.

Gelangten umfangreichere Amphibolitmassen in Kontakt mit wenig mächtigen Sedimentschichten, so sind die Karbonatminerale restlos verschwunden und an ihre Stelle kalkreiche Silikate wie diopsidischer Pyroxen, Epidot, basischer Plagioklas, Skapolith und oft auch strahlsteinartige Hornblende getreten. Diese Mineralien stehen miteinander meist in sehr enger gegenseitiger Beziehung. Ihre Anwesenheit beschränkt sich nicht nur auf das umgewandelte Nebengestein, sondern sie können auch die Hornblende und den Plagioklas im Amphibolit selbst ersetzen. In vielen Fällen lässt sich eine bestimmte Sukzession der Kontaktminerale vom Amphibolit gegen das Nebengestein konstatieren (Diopsid und Skapolith oft in amphibolit-näheren Partien).

Über die Grenze Amphibolit-Nebengestein kann auch hier nichts Generelles ausgesagt werden; oft erscheint dieselbe messerscharf, oft auch verschwommen.

Zweifelloos die günstigsten Verhältnisse für das Studium der hier zu betrachtenden Kontakte bieten (zwischen Maggia- und Verzascatal) die Zonen von Contra und Cardada mit ihrem relativen Reichtum an karbonatischen Sedimentgesteinen. Ferner werden auch die spärlichen und wenig mächtigen Kalksilikateinlagerungen in den Amphiboliten der Zone von Orselina zu berücksichtigen sein.

Eigenartigerweise erscheint der Fall recht selten verwirklicht, dass ein kompakter Amphibolitkörper mit eindeutig definierbarer Grenze an eine ebensolche Masse von kalkreichen Nebengesteinen stösst. Am häufigsten wurden wechsellagernde Amphibolit- und Kalksilikatbänder oder -lamellen konstatiert; auch schlierige, knollige, linsige oder gebänderte Kalksilikateinschlüsse in Amphiboliten sind sehr verbreitet. Treten mächtigere kalkreiche Sedimentanhäufungen auf, so führen sie nicht selten kleinere, schlierige oder schmitzige, gelegentlich auch bänderartige Amphiboliteinschlüsse

mit Kalksilikatreaktionssäumen (vgl. Fig. 47). Diesem zweiten Fall kommt jedoch weitaus geringere Bedeutung zu.

a) Amphibolite mit unregelmässig gestalteten, kalksilikatführenden Einschlüssen

Unter diesem Typus sind sehr mannigfaltige, hauptsächlich für die Zone von Cardada charakteristische, chorismatische Amphibolite zusammengefasst. Sie besitzen oft ausgesprochenen Mischgesteinscharakter. Zudem deuten die Art des Auftretens und die Gestalt der Einschlüsse in manchen dieser Amphibolite darauf hin, dass die Gesteine nicht mehr wesentlich den Einflüssen der alpinen Dislokationsmetamorphose ausgesetzt waren. Analoges gilt für die Eklogit- und teils auch für Granatamphibolite der Zone von Cardada.

Trotz der Unmöglichkeit, in Kürze auch nur einen annähernden Überblick über die Buntheit dieser Gesteinsgruppe zu geben, vermag uns wenigstens ein Beispiel vom unteren Cardada-Osthang davon einen Begriff zu vermitteln. Es handelt sich um einen der gegen das Val Resa hin immer spärlicher werdenden Aufschlüsse der genannten Zone am waldbestandenen Hang nördlich von Sciuvasch (Höhe 1040 m ü. M., in kleiner Bachrinne). In diesem treten neben intensiv gefalteten, glimmerreicheren Injektionsgneisen auch chorismatische, von grösseren und porösen Kalksilikatgesteinsknollen (vorwiegend mit Epidot und Strahlstein) begleitete Amphibolite (Nr. 223 L) auf. Sie führen schlierige Kalksilikat- und chloritisierte Gneiseinschlüsse. Zudem bestehen grössere knollige Amphibolitpartien aus massigem Strahlsteinfels.

Im Dünnschliff durch eine Amphibolitpartie mit hellen, unscharf begrenzten Bändern bis Schlieren und Knoten erkennt man grosse, beinahe durchwegs senkrecht geschnittene Skapolithxenoblasten mit zahlreichen Epidot- und anderen Einschlüssen, sowie grobe, undulöse, im Verband mit Skapolith zu schlierigen und flaserigen Massen verwachsene Quarze als wesentlichste helle Gemengteile. Dazu treten streifenweise dichter oder dünner angesiedelte grüne Hornblenden und z. T. noch ziemlich reichlich buchtig-lappige, langgestreckte Plagioklase (An_{24-35}) mit häufigen Quarzeinschlüssen. Größere Hornblendeporphyroblasten sind zu geschweiften Linsen aggregiert und führen ebenfalls Einschlüsse anderer, besonders heller Gemengteile. — In einem grobkörnigen, quarz- und skapolithführenden Band tritt an Stelle von Hornblende xenoblastischer bis skelettartiger, z. T. etwas uralitisierter grünlicher Diopsid (Durchwachsungen zwischen Diopsid, Skapolith und Quarz). — Zu den weniger häufigen Gemengteilen gehören Epidot (in Zwickeln von Quarz und Skapolith), sowie Titanit (relativ grobkörnig in skapolithreichen Partien), Pyrit oder Ilmenit (mit Limonitüberzug), selten auch Rutil.

Charakteristische Strukturmerkmale des Gesteins sind: Wechsel von feinkörnigeren, gneisartigen mit grobkörnigeren, diablastischen (diopsidführende Bänder), im allgemeinen eher granobis poikiloblastischen, hie und da auch porphyroblastischen Strukturbereichen.

Die Textur ist nicht undeutlich kristallisationsschieferig, unscharf gebändert, linsig, oft etwas schlierig.

Nebst diesen Einschlüssen besitzt der Amphibolit auch Einschaltungen von gröberen Quarz-Feldspatstreifen und -schlieren. Häufig gehen die teils sehr feinen, etwas verschwommenen Bänder in der Längsrichtung diffus in homogenes Amphibolitgewebe über.

Weitere, zum Teil sehr ähnliche Gesteine dieses Typus wurden in Begleitung von Kalksilikatgesteinen (mit Plagioklas, Mikroklin, diopsidischem Pyroxen, strahlsteinartiger Hornblende, Titanit, Ilmenit etc.) an einem kleinen Felshang südlich Alpe Cardada (unterhalb des Steinkreuzes) gefunden. Sie stehen durchwegs im Zusammenhang mit grösseren oder kleineren Massen verschiedenartiger Amphibolite (z. T. auch Fleckenamphibolite).

b) Amphibolite mit gebänderten Kalksilikateinschaltungen

Gebänderte Amphibolit-Kalksilikat-Mischgesteine gehören wohl zu den häufigsten Kontakttypen gewöhnlicher Amphibolite mit Ca-reicheren Nebengesteinen. Ihr Verbreitungsgebiet umfasst namentlich die Zonen von Contra und Orselina.

Die Mächtigkeit der sich durch die hellere Farbe deutlich vom Amphibolitnebengestein abhebenden Kalksilikatbänder erreicht selten 1 bis 2 cm (meist um 5 mm). Die Gesteinsgrenzen sind in diesem Falle scharf und verlaufen geradlinig.

Ein typisches Beispiel bilden die an einzelnen Stellen des Bachufers im oberen Valle di Contra vielfach mit Gneis- und Kalksilikatbändern wechsellagernden Amphibolite. Es sind dies Gesteine der südlichen Amphibolitserien der Zone von Contra. Ihre Vergesellschaftung mit zum Teil sicher sedimentären Nebengesteinen ist in Fig. 42 dargestellt.

Es handelt sich hier um eine kleinere, etwas gegen den Bach vorspringende und gegenüber ihrer ursprünglichen Lage wenig verdrehte Felspartie. Die zu betrachtenden Amphibolite (Nr. 178 L₂) entsprechen etwa der mittleren Zone von Fig. 42.

Sie zerfallen im Dünnschliff in unscharf voneinander getrennte Bänder mit blaugrüner (n_{γ}) Hornblende (parallel geregelt), untergeordnetem,

xenoblastischem Plagioklas (An_{45-52}), eng mit Hornblende vergesellschafteten Chloritblättern, Quarz, kleinen Titaniten, Ilmenit, Apatit etc. und in solche mit vorherrschenden idioblastischen Plagioklasen (An_{40-42}), meist amöbenartigem Mikroklin (30—40 Vol.%) und untergeordneterem grünem Chlorit (Fetzen und kleine Blättchen) mit Biotitrelikten, ferner Quarz, Titanit, Apatit, Pyrit (idiomorph, limonitisiert), Zirkon und orthitartigem Klinozoisit. — Der Quarz bildet in allen Partien aus gröberen, oft verzahnten Individuen zusammengesetzte Schlieren und aderartige Gebilde.

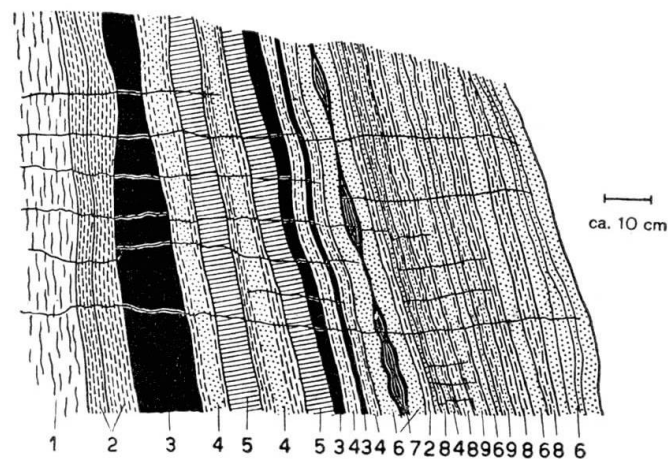


Fig. 42.

- | | |
|--|--|
| 1 Etwas verruscelter Bi-Gneis | 6 Amphibolit |
| 2 Feinkörniger Bi-Gneis | 7 Linsig-knauerige Kalksilikatfelse |
| 3 Kalksilikatfels | 8 Biotitamphibolit |
| 4 Gebändertes Gneis-Amphibolit-
mischgestein | 9 Gebänderter Amphibolit-Biotit-
amphibolit |
| 5 Quarzitartiger, feinkörniger
Bi-Hornfelsgneis | |

Die dazwischengeschalteten, helleren Kalksilikatbänder zeichnen sich durch relative Grobkörnigkeit aus.

Ihre Hauptbestandteile sind: Größere, gerundete Skapolithe und polygonale, oft etwas augige Plagioklase (An_{40-50}), gestaltlose, $\pm$ uralitisierte Diopside und gelbliche, stark zonare Epidote, sowie gerundete Quarzkörner. Die Skapolithe sind stark zersetzt (zu serizitähnlichem Glimmer) und führen zahlreiche Einschlüsse (Quarz, Epidot, Plagioklas etc.). Stellenweise scheinen jedoch die Plagioklase von Skapolith verdrängt zu sein. Kleinere, mit Diopsid und Skapolith verwachsene Epidote führen gegen letzteren eine getrübbte Randzone (Reaktionsrand!). Zwischen kompakten, teils auch verästelten Massen der genannten Gemengteile hindurch drängen sich grobkörnige Quarzschlieren und -adern (intensiv verzahnte und undulöse Quarze).

Unter den NG sind Titanit (oft grössere Xenoblasten) und verrosteter Pyrit häufig, Apatit und Zirkon dagegen selten vertreten.

Strukturen:

Normale Amphib.bänder: granoblastisch gleichkörnig, schwache Verzahnungen.

Mikroclinreiche Amphib.bänder: heterokörnige Injektionsgneisstruktur, intensive Verzahnung. Kalksilikatbänder: hetero- bis grobkörnig, granodiablastisch, z. T. verzahnt.

Textur: gebändert; Amphib.bänder schwach kristallisationsschieferig, Kalksilikatbänder schlierig, durchadert.

Fig. 43 zeigt ein schematisiertes Übersichts-Dünnschliffbild des Gesteins.

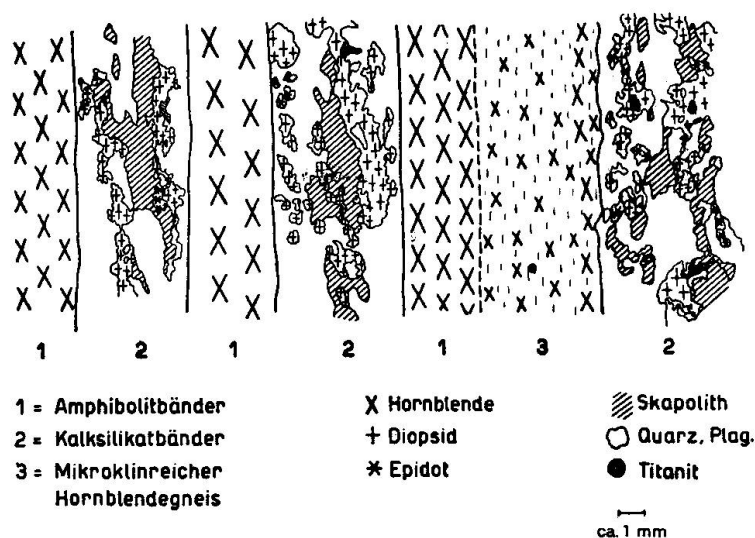


Fig. 43. Kalksilikatführender Bänderamphibolit.

In der Art der Bänderung den Gesteinen der Valle di Contra entsprechende, jedoch in der Zusammensetzung der Kalksilikateinschlüssen sich von ihnen unterscheidende Bänderamphibolite finden sich mancherorts auch in der Zone von Orselina, so z. B. an der westlichsten Kehre der Mte. Brè-Strasse (bei der Abzweigung des Strässchens nach Scoglio). Wenig unterhalb derselben sind die an der Strasse anstehenden, mächtigeren Amphibolite stellenweise von scharf abgegrenzten, meist kaum cm-breiten, gelblichgrauen oder hellgrünen Kalksilikatbändchen durchzogen, während die Amphibolite selbst oft Diopsid führen.

In einem Dünnschliff durch ein derartiges Gestein (Nr. 16 L) wurden folgende Mineralbestände ermittelt:

Amphibolit: 40–50 Vol. % feinkörnige, polygonale und frische Bytownite (An_{70-90}), 25–30 Vol. % xenoblastische, oft etwas stengelige, blaugrüne (n_γ) Hornblenden ($c/n_\gamma = 15-17^\circ$, $2 V_{n\gamma} = 102-110^\circ$), sowie häufig eng mit letzteren verwachsene, xenoblastische bis skelettartige, blass grünliche diopsidische Augite ($c/n_\gamma = 40-44^\circ$, $2 V_{n\gamma} = 60-64^\circ$). Die Pyroxene erscheinen oft in Teilindividuen zerfallen und sind längs unregelmässigen Rissen stark getrübt (Umwandlung in AP-Symplektit). Streifenweise macht sich eine grobkörnigere und buchtigere Ausbildung der Feldspäte geltend; sie führen dann häufig Hornblende- und Augiteinschlüsse.

Kalksilikatbänder: häufig schön idiomorphe, kurzstengelige und gelbliche Epidote ($a/n_\gamma = 24-28^\circ$, $2 V_{n\gamma} = 96-104^\circ$, ergibt nach dem Diagramm von WINCHELL (60) einen Fe-Epidotgehalt von 15–25 %), xenomorphe, stark zersetzte Anorthite (An_{85-95}). Bei den wirren, fetzigen Zersetzungsprodukten des letzteren handelt es sich möglicherweise um ursprünglichen Skapolith, der sonst im Gestein völlig fehlt. Vielfach sind die Anorthite auch netzartig von Zeolith durchsetzt. Die Epidote besitzen meist zonaren Bau (Fe-ärmere oder -reichere Kerne) und getrühte Randzonen.

Mit der grösstenteils ausgezeichnet granoblastischen Struktur (gleichkörnige Mosaikstruktur) vereint sich eine gebänderte, etwas kristallisationsschieferige Textur des Gesteins.

Auch bei Amphiboliten mit mächtigeren (ca. 5 cm) Kalksilikatbändern bleiben die Kontaktverhältnisse prinzipiell dieselben.

Z. B. fanden sich am oben beschriebenen Fundort gewöhnliche Amphibolite mit ausgezeichnet parallel geregelten Hornblenden ($n_\gamma =$ blau-, im Kern meist graugrün), gleichkörnigen, oft splitterförmigen Plagioklasen (An_{30-35}), strichweise zerstreuten, oft chloritisierten Biotiten mit gelegentlich eingeschlossenen, spindelförmigen, feinfaserigen Sillimanitmassen, reichlichem Titanit, sowie auch Apatit und Ilmenit. Bemerkenswert sind wiederum die im Plagioklas (neben Erz, Titanit, Biotit, Apatit etc.) stark dominierenden, winzigen Hornblendeeinschlüsse.

Diese Amphibolite stehen im Kontakt mit granoblastischen, zur Hauptsache aus kurzstengeligen, gelblichen Epidoten und gestaltloseren, grünlichen diopsidischen Pyroxenen konstituierten Kalksilikatbändern. Untergeordnete, intensiv getrühte und fleckig auslöschende Plagioklase (ca. An_{35}), sowie kleinere, eigengestaltige, kräftig grüne Hornblenden sitzen in Zwickeln obiger Gemengteile, während fetzige, z. T. ausgebleichte Hornblenderelikte eng mit Augiten verknüpft sind. — Titanit ist besonders in kontaktnahen Partien auch im Kalksilikatfels massenhaft vertreten.

Der Kontakt beider Gesteine erscheint hier im Mikroskop eher etwas unscharf, indem in kontaktnahen Amphibolitpartien idioblastische Hornblenden eng mit Augiten, seltener auch mit Epidoten verwachsen sind, während als helle Gemengteile meist langgestreckte, augige Plagioklase auftreten.

Gegenüber den dünneren, c- und al-reicheren Kalksilikatbändern erweisen sich die letzteren reicher an fm und alk. Diese Kalksilikateinschlüsse sind zweifellos sedimentären Ursprungs, was hingegen vom Amphibolit nicht ohne weiteres angenommen werden darf. Unter Nichtberücksichtigung gewisser untergeordneter Übergangsteile zeigt dieser letztere im Gegensatz zu ersteren sogar eine auffallende Konstanz in der Zusammensetzung. Lediglich der Chemismus der Plagioklase scheint stark zu variieren. Es wäre jedoch nicht ausgeschlossen, dass ein beschränkter Stoffaustausch zwischen Amphibolit und Kalksilikatgestein stattgefunden hat, welcher besonders im ersteren Falle (Anorthit-Epidotbänder) dem Amphibolit reichlich Ca zuführte.

c) Metamorphe Sedimente mit untergeordneten Amphiboliteinschlüssen

Uns interessieren hier nur Amphiboliteinschlüsse in kalkreichen Sedimenten, welche vor allem in grösseren Anhäufungen der letzteren verbreitet sind. Auch dieser Fall eines Chorismites ist namentlich in den Zonen von Contra und Cardada recht häufig verwirklicht.

Z. B. stehen in dem bewaldeten Hang nördlich des Wasserfalles im unteren Vallone kleinere Marmorlinsen an, welche in bänderartigen Zonen Amphibolitschmitzen von ca. $\frac{1}{2}$ bis 1 cm Mächtigkeit einschliessen. Derartige Einlagerungen treten besonders in angewitterten Gesteinen deutlich hervor. An geschlagenen Stücken sind die Kalksilikatreaktionssäume um die Amphiboliteinschlüsse deutlich sichtbar.

Im Dünnschliff durch die Marmorpartie mit Amphiboliteinlagerung (Nr. 103 L) erkennt man mehrere Zonen verschiedenartiger Zusammensetzung (vgl. Fig. 44).

So bestehen die zentralen Teile der langgestreckten, dunklen Schmitzen aus fleckig ausgebleichten, blaugrünen (n_{γ}) Hornblenden ($c/n_{\gamma} = 15-17^{\circ}$) und häufig mit ihnen assoziierten, blassgrünen Chloritblättern, Plagioklasrelikten in Zersetzungsprodukten mit Alkalifeldspatfetzen, sowie auch aus grünlichem Diopsid, welcher stellenweise die Hornblende ersetzt. In dichten Hornblendeaggregaten erscheinen die Amphibole relativ eigenständig, am Rande derselben hingegen von Mikroklin durchwachsen. — Kleinkörnige Titanite sind insbesondere als Einschlüsse in Hornblenden sehr reichlich vertreten.

Das zentrale Amphibolitband grenzt gegen eine breitere, bilaterale Zone aus vorwiegend polygonalen, getrübbten, schmutziggelben Mikroklinen mit oft zahlreichen Einschlüssen von schön idiomorphen Diopsiden und Amphibolen, gelegentlich auch von Calcitfetzen.

Darauf folgen wiederum beiderseits Zonen mit kompliziert durcheinandergewachsenen Diopsiden, Mikroklinen, fleckig zonaren Epidoten und meist stark zersetzten, basischeren Plagioklasen mit fetzigen Mikroklineinschlüssen, sowie nur sehr spärlichen Calcitxenoblasten. Auch die etwas uralitisierten Diopside führen Einschlüsse anderer Gemengteile, wie Chlorit, Titanit, Mikroklin, Plagioklas, Calcit etc. Epidot findet sich besonders gegen den Marmor hin schlierig angereichert. — In bedeutenden Mengen sind auch pleochroitischer Titanit (n_γ = blass braunrot) und Magnetkies, selten hingegen Apatit und Zirkon (Einschlüsse in Mikroklin) vertreten.

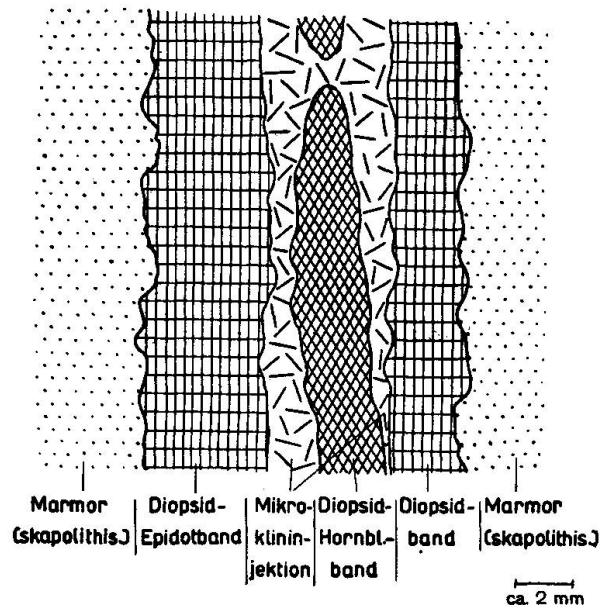


Fig. 44. Amphiboliteinschaltung mit Kalksilikatreaktionssaum in Marmor.

Polygonale Calcitkörner, Quarz (meist aus mehreren verzahnten Individuen bestehende Körner), xenoblastische, unscharf begrenzte Diopside, kleine, zonare Epidote und meist serizitisierte Skapolithkörner bilden die mehrheitlich gerundeten Hauptkonstituenten des Silikatmarmors. — Calcit ist intensiv zwillingslamelliert, Diopsid uralitisiert. Ursprüngliche Plagioklase erscheinen zum grössten Teil skapolithisiert und von Calcitfetzen durchsetzt. Mit Diopsid und Skapolith verwachsene Epidote gehen häufig in feinkrümelige Massen über. Charakteristisch ist die stets nesterartige Aggregation von Diopsid, Epidot und Skapolith, während Mikroklin nur noch selten in Quarzansammlungen auftritt. Auch Chlorit spielt eine sehr untergeordnete Rolle. — Unter den Akzessorien sind hauptsächlich Titanit, Apatit und Fe-Erz zu erwähnen.

Strukturen: Zentralband: vorwiegend nematogranoblastisch.
 Mikroklinensäume: granoblastisch.
 Kalksilikatbänder: diablastisch bis schwach poikiloblastisch.
 Marmor: ausgezeichnet granoblastisch, stellenweise Pflasterstruktur.

Um das Auftreten derartiger Amphiboliteinschlüsse in Marmoren zu verstehen, muss noch auf einen, in dessen unmittelbarer Nähe anstehenden, chloritführenden Amphibolit (Nr. 104 L) mit grobkörnigen, hornblendereichen und sehr feinen, plagioklasreichen Streifen hingewiesen werden. Dieser stimmt in vielen Zügen mit den Amphibolitschmitzen im Marmor überein, so dass zwischen beiden wohl ein Zusammenhang angenommen werden darf.

Prinzipiell dem Gestein 103 L ähnliche Kalksilikatfelse mit schwächtigen Amphiboliteinschaltungen sind auch vom oberen Valle di Contra, aus den nördlichen Sedimentserien der gleichnamigen Zone zu verzeichnen. Es handelt sich um ziemlich grobkristalline, grünlich und etwas rotbraun gefleckte Gesteine mit einige mm breiten, schwarzgrünen Schmitzen (Nr. 161 L).

Im Dünnschliff besteht ein ca. 5 mm breites Bändchen aus einem zentralen Streifen mit xenoblastischen, oft durcheinandergewachsenen braungrünen, gegen Pyroxen blaugrünen (n_{γ}) Hornblenden und spärlichem Plagioklas. Die Hornblenden erscheinen häufig von beinahe farblosen Diopsiden durchdrungen und in den Randpartien des Streifens durch Diopside mit Hornblendeinschlüssen ersetzt. Neben Diopsidskeletten bestehen die wichtigsten Konstituenten der Randzone des grünen Bändchens aus vorwiegend gleichkörnig-polygonalem Mikroklin und Plagioklas (An_{44-45}); komplizierte Verwachsungen und Myrmekitbildungen an den Korngrenzen beider Mineralien wie auch fetzige und amöbenartige Ausbildung des mitunter von krustigen Plagioklasmänteln umwachsenen Mikroklin sind verbreitet (auffallende Analogie mit Strukturen pegmatitischer Injektionsadern!).

Die an das Hornblende-Diopsidbändchen mit den Plagioklas-Mikroklin-säumen anschliessenden Kalksilikatfelspartien setzen sich zur Hauptsache aus schlierigen und verästelten, mit reichlich grobkörnigem, schlierigem Aderquarzmaterial (stark undulöse und verzahnte Quarze) verfigerten Aggregaten von Diopsid, Skapolith, Calcit und Klinozoisit zusammen. — Besonders enge Beziehungen existieren zwischen dem normalerweise schön polygonal bis idioblastisch ausgebildeten Skapolith und dem Calcit sowie Plagioklas (An_{63-68}). Dieselben drücken sich vor allem in mikropegmatitartigen Verwachsungen zwischen randlich stark zerfetzt und zersetzt erscheinenden Skapolithen und Plagioklasen aus, wobei beide Mineralien von zahlreichen Calcitfetzen erfüllt sind. Da dieselben Phänomene auch am Kontakt eines Plagioklaspegmatites mit einem Marmor (bei Mte. Romerio) festgestellt wurden, handelt es sich zweifellos um eine Verdrängungserscheinung von Calcit und Plagioklas durch den Skapolith. Mitunter können auch idiomorphe Skapolithe von Calcitxenoblasten umwachsen sein, wobei Plagioklas fehlt. Wahrscheinlich wurde die Reaktion:



durch starke Deformation des Calcites (Zerreibung zu Fetzen, Druckzwillingslamellen, Translationserscheinungen) begünstigt (aktive Kornoberfläche!). -- Vielleicht finden sich ähnliche Verdrängungserscheinungen auch an den Korngrenzen zwischen Skapolith und den meist skelettartig verzweigten, kleineren und pleochroitischen (n_β = grau, n_γ = gelblich) Klinozoisiten (korrodierte und getrübe, oft myrmekitartige, zapfige Randzone gegen Skapolith). Vielfach haben auch Klinozoisitskelette mehrere Plagioklasindividuen diablatisch durchwachsen.

Unter den Akzessorien sind pleochroitischer (n_γ = braun oder rotbraun, n_β = gelblich) Titanit (meist grosse Xenoblasten) reichlich, in Rissen von Quarz abgesetztes, dünnblättriges Erz (anflugartig, violettgrau durchscheinend, graphitähnlich), körniger Apatit und nadeliger Zirkon (auf quarz- und mikroklinführende Partien beschränkt) bedeutend seltener vertreten. Grössere Titanitindividuen zeigen neben der (110)-Spaltbarkeit eine deutlich ausgeprägte Absonderung nach (100). Nicht selten in ihnen auftretende Einschlüsse von skapolithisiertem Plagioklas, Quarz und Calcit sind wohl im Sinne einer jüngeren Bildung des Titanites zu deuten.

Von einiger Bedeutung erscheint das Auftreten von Mikroklin in Form aderartig-schlieriger Bestandmassen mit sogar partiellen Injektionsaderstrukturen (bei gleichzeitiger Gegenwart von Plagioklas) in den soeben erwähnten Gesteinen. Es könnte, und dies wäre hier am naheliegendsten, für die Skapolithisierung der Plagioklase verantwortlich gemacht werden. Dagegen sprechen jedoch verschiedene Gründe:

1. Der Mikroklin nimmt selbst nicht an der Skapolithbildungsreaktion teil.
2. Es existieren mindestens ebenso mikroklin- und plagioklasreiche Marmore ohne Spuren einer Skapolithbildung und andererseits auch mikroklinfreie Kalksilikatfelse mit grösstenteils skapolithisiertem Plagioklas.
3. Der oft eng mit dem Mikroklin vergesellschaftete Plagioklas ist von albitreicherer Zusammensetzung und somit nicht identisch mit dem skapolithisierten, basischeren Plagioklas.

Die Skapolithisierung des basischen Plagioklases hängt, wie dies besonders schön in einigen Silikatmarmoren beobachtet werden kann, mit gewissen plagioklas- und hornblendereichen Bestandmassen (oft aderartiger Natur) dieser Gesteine zusammen. Zu diesen letzteren sind auch die hornblendereichen Schmitzen (s. oben) zu rechnen.

Für den Mikroklin, den saureren Plagioklas und Quarz ist eine pegmatitartige, mit der Injektion in den Gneisen in enger Verbindung stehende Zufuhr nicht unwahrscheinlich, wenn man berücksichtigt, dass die Zone von Contra im N gegen mächtige Injektions-

gneise grenzt. Aus dem Mineralverband zu schliessen, erfolgte diese Zufuhr in einer der jüngsten Bildungsphasen der oben beschriebenen Gesteine, also bereits nach der Skapolithisierung. Hierfür spricht oft ihr Auftreten in deutlich abgegrenzten Bereichen (Adern, Schlieren, Bänder) in Nachbarschaft anderer mit Diopsid, Skapolith, Epidot-Klinozoisit, eventuell auch Calcit. Ähnliche Erscheinungen wurden auch in Bänderamphiboliten der Zone von Contra beobachtet (Gestein Nr. 178 L, S. 433).

d) Amphibolite mit partiell durch Kalksilikate ersetzten Hauptgemengteilen

Nicht selten tritt der Fall ein, dass in gewöhnlichen Amphiboliten fleckenweise die Hornblende durch diopsidischen Pyroxen und der Plagioklas durch Skapolith, seltener wohl auch durch Epidot ersetzt sein kann. Solche Gesteine wären etwa als „Kalksilikat-amphibolite“ zu benennen. Sie besitzen nicht mehr den heterogenen Charakter eines aus zwei scharf voneinander getrennten, verschiedenen Teilgefügen aufgebauten Kontaktgesteins. Makroskopisch unterscheiden sie sich in keiner Weise von gewöhnlichen, nematogranoblastischen Amphiboliten (Typus 2a).

Typische Vertreter dieser Gesteinsgruppe finden sich z. B. in gewissen randnahen Partien eines mächtigeren, im südlichen Teil des grossen Marmors von Mte. Romerio sitzenden Amphibolitkörpers. Es handelt sich um hell gesprenkelte, zum Teil von diskordanten Plagioklasadern und kleineren Hornblenditschlieren durchsetzte Amphibolite (Nr. 191 L).

Die im Dünnschliff feststellbaren HG derselben sind: dunkelgrüne Hornblendens und gleichkörnige, $\pm$ polygonale Plagioklasen (An_{37-43}). Die Amphibole bilden zur Hauptsache ein locker zusammengefügttes Gerüst, hie und da auch dichtere Ansammlungen. An stark beanspruchten Stellen sind sie chloritisiert. Einzelne Individuen zeichnen sich durch porphyroblastenartigen Habitus aus. Plagioklasen enthalten wiederum häufig kleinere Hornblendeeinschlüsse. Stellenweise werden die Feldspäte durch grosse, nachträglich in ein Aggregat von nahezu parallel orientierten Subindividuen zerfallene Skapolithe ersetzt. Als Einschlüsse in denselben sind Plagioklasen, Hornblende, Titanit, seltener auch Klinozoisit zu nennen. Oft erscheinen die Plagioklasen von serizitähnlichem Skapolith durchsetzt und letzterer z. T. selbst serizitisiert. — Unter den UG spielen namentlich Chlorit und reliktscher Biotit, seltener Klinozoisit, Pyrit und eventuell Magnetit, unter den NG reichlich anwesender Titanit (skelettartig bis idiomorph, oft auch in Insekteneierform) und der in charakteristischer Weise stark verästelte Ilmenit (teils mit Pyrit-einschlüssen) eine Rolle.

Eine ca. 4 mm breite, diskordant das Gestein durchbrechende Ader setzt sich im wesentlichen aus grossen, oft mosaikkristallartig in einzelne Blöcke

zerfallenen Plagioklasen (An_{44-46} , selten bis An_{32}) mit deutlichen Deformationserscheinungen (teils gebogene Albit- und Periklin-, wahrscheinlich auch Karlsbader-Zwillingslamellen) zusammen. An manchen Stellen sind die oft nicht undeutlich idiomorphen Feldspäte durch Skapolithxenoblasten verdrängt. Die mechanische Deformation dieser Plagioklase dürfte zeitlich dem Skapolithkornzerfall im Nebengestein gleichzusetzen sein. — Als weitere, spärlichere Gemengteile in der Ader fanden sich Quarz (selten), Ilmenit mit Pyriteinschlüssen, Titanit und Magnetit.

Während im letzteren Beispiel im Verband mit Skapolith kein Diopsid auftrat, ist dies in einem makroskopisch feinschichtiggebänderten, dunkelgrünen Amphibolit (Nr. 89 L) aus der Zone von Orselina der Fall. Das Gestein stammt von den Felswänden eines Tobels unterhalb Orselina (unter der neuen Strassenbrücke).

Im mikroskopisch gewöhnlich recht hornblendereichen, nematogranoblastischen HP-Gewebe des Gesteins tritt strichweise an Stelle von Hornblende und Plagioklas oft massenhaft diopsidischer Pyroxen resp. Skapolith. Plagioklasreichere Amphibolitpartien wechseln vielfach mit grobstengeligen, mehr oder weniger diopsidreichen Hornblendesträngen oder beinahe dichten Diopsidansammlungen mit spärlichen Hornblendezwickeln. Der grasgrüne Pyroxen zeigt im allgemeinen splitterförmige oder rundliche, grössere Individuen desselben skelettartige Korngestalt. Zwischen Hornblende und Pyroxen besteht eine enge Verknüpfung (fetzige, grüne Amphibole um und idioblastische Amphiboleinschlüsse in Pyroxen, oft scheinbare Übergänge durch Ausbleichung der Hornblende an den Korngrenzen gegen Augit). — Die in ihrer Gestalt durch die Hornblenden beeinflussten Plagioklase (An_{35-45}) neigen häufig zu augiger Entwicklung. Kleine Einschlüsse idiomorpher Hornblenden und Titanite sind verbreitet. Mit Ausnahme eines grobkörnigen Diopsid-Plagioklasbandes sind die Plagioklase in diopsidführenden Partien durchwegs skapolithisiert. Die auch an der Identität der Einschlüsse beider Mineralien erkennbare Verdrängung des Plagioklases durch Skapolith erfolgte unter Sammelkristallisation und diablastischem Wachstum (durch die Zwickel der dunklen Gemengteile) des letzteren. Merkwürdigerweise gehen skapolithisierte Zonen oft nicht parallel der Bänderungsrichtung des Gesteins.

Die NG Titanit, Apatit und Ilmenit zeigen ihre in gewöhnlichen Amphiboliten bekannte Ausbildungsweise.

Eigentliche Kalksilikat- oder Karbonatgesteine wurden in Begleitung dieses kalksilikatführenden Amphibolites nicht angetroffen; dessen Nebengesteine bestehen vorwiegend aus wechsellvollen, meist glimmerreicheren und z. T. injizierten Gneisen.

Sehr häufig, jedoch durchaus nicht die Regel ist das Vorkommen anorthit- und oft auch quarzreicher Amphibolite im Kontakt mit diopsid-, epidot- und anorthitführenden Kalksilikatfelsen.

Z. B. fanden sich in spärlichen Aufschlüssen westlich Sira chorismatische Gesteine mit feinkörnigen, nematoblastischen Epidotfelschlieren, welche über eine Zwischenzone mit Epidotfelsspänen in Aderquarzmassen gegen einen epidotführenden Amphibolit mit zur Hälfte durch grünen Pyroxen ersetzter Hornblende grenzen. Der Amphibolitplagioklas wurde als Bytownit bis Anorthit bestimmt.

Ähnliche Verhältnisse herrschen bei einem Amphibolitkontakt gegen Kalksilikatfels im Tobel östlich Baffi (S-Rand der Zone von Contra). In diesem (Nr. 172 L) schliessen einige cm mächtige Kalksilikatlinsen mit scharfem Kontakt an einen hornblendereichen, gebänderten Amphibolit.

Der Kalksilikatfels besteht zur Hauptsache aus diablastischen Massen von diopsidischem Pyroxen, Epidot und strahlsteinartiger Hornblende, oft sehr grossen, von Anorthit durchwachsenen Diopsidskeletten und grobkörnigen Quarz-Anorthitschlieren (häufige Einschlüsse von Quarzfetzen und -tropfen im Feldspat¹²). — Der Feldspat des reichlich Quarz enthaltenden Amphibolites ist ebenfalls Anorthit. Grobkörnige Bytownitbänder mit spärlichem Diopsid wurden nachträglich von konkordanten, schlierigen Quarzäderchen durchbrochen. Das ganze Gestein führt wiederum massenhaft Titanit.

e) Amphibolit-Gneis-Kalksilikatismischgesteine

Gesteine dieses Typus sind hauptsächlich durch eine vielfache Aufeinanderfolge feiner, steifiger Gesteinspartien von verschiedener Zusammensetzung gekennzeichnet. Sie leiten deshalb zu eigentlichen Mischgesteinen über. Ihre Miteinbeziehung unter die Kontakttypen soll zeigen, wie schwierig sich oft die Abgrenzung zwischen Amphibolit und Nebengestein gestaltet.

Dies geht an einem gut kristallisationsschieferigen, gneisartig aussehenden, etwas streifigen Gestein (Nr. 210 L) in der Bachrinne östlich Scirès (hinteres Val Resa) deutlich hervor.

In demselben wechseln unscharf begrenzte Amphibolit- (fetzige bis skelettartige Hornblenden, Plagioklas, Quarz) und Biotit- oder Chlorit-Plagioklasgneisstreifen (mit Streifenquarzen, Zirkon, orthitartigem Klinozoisit etc.), sowie feinlagige oder linsige kalksilikatreiche Partien mehrfach miteinander ab. Letztere bestehen vorwiegend aus skelettartigen Epidotaggregaten nebst teilweise skapolithisiertem Plagioklas, strahlsteinartiger Hornblende und evtl. auch

¹²) Analoge Quarzeinschlüsse finden sich zahlreich in anorthitisierten Feldspäten am Kontakt eines Plagioklaspegmatites mit einem Marmor (Mte. Romerio). Sie hängen hier eindeutig mit der Anorthitisierung der Plagioklase (Oligoklase!) zusammen.

diopsidischem Pyroxen. Amphibolit- und besonders Gneispartien sind vielfach konkordant von Quarz-Plagioklasschlieren (massenhaft Quarzeinschlüsse in Plagioklas) durchzogen. Amphibolitische Partien zeichnen sich durch auffallend reichlichen Titanitgehalt, biotit- oder chloritführende Gewebeteile durch Gneisstruktur aus.

Ähnliche Beispiele könnten noch von zahlreichen anderen Fundorten, und zwar vorwiegend solchen aus der Zone von Cardada aufgezählt werden. Ihrem äusseren Aussehen nach scheint es sich um ursprünglich schichtige, abwechselnd tonige, dolomitisch-mergelige und kalkige Sedimente zu handeln. Andererseits bestehen jedoch, besonders was den Stoffbestand, die Mineralassoziationen und Strukturen anbetrifft, weitgehende Analogien mit Kontakten von Amphiboliten mit kaum anzuzweifelndem Orthocharakter.

f) Allgemeine Betrachtungen über die unter a, b, c, d und e aufgeführten Amphibolit-Kalksilikatkontakte und ähnlichen Bildungen

Die Tabelle auf S. 443 gibt uns zunächst wiederum eine Übersicht über die im Vorhergehenden detailliert besprochenen Gesteine. Aus dieser Zusammenstellung ergeben sich folgende wichtige Erscheinungen:

Besonders in Kontakten mit epidotreichen Kalksilikatgesteinen tritt im Amphibolit an Stelle des intermediären (Andesin) vielfach ein sehr anorthitreicher Plagioklas.

Häufig gesellt sich zum Plagioklas (dessen Korngestalt oft wesentlich beeinflussend) in wechselnden Mengen Quarz.

Mitunter kann die Hornblende durch grünen, diopsidischen hedenbergitischen Pyroxen und der Plagioklas durch Skapolith ersetzt sein.

Seltener erscheint die Zahl der UG noch durch Epidot vermehrt (hauptsächlich in Amphibolitkontakten mit sehr epidotreichen Nebengesteinen).

Trotz dieser Variabilität herrscht in gewissen Eigenschaften, wie z. B. der morphologischen Entwicklung der Hornblende (durchsiebte, porphyroblastenartige Individuen, kleine Hornblendeeinschlüsse in Plagioklasen) und dem Reichtum an Ti-Mineralien (vorab Titanit) eine nicht zu verkennende Übereinstimmung dieser bedeutend Ca-reicheren Typen mit gewöhnlichen Amphiboliten (Typus 2a).

In den Kalksilikatkontaktfelsen treten immer wieder die folgenden Mineralassoziationen in den Vordergrund:

Amphibolite mit Kalksilikatkontakten

Nr.	<i>Amphibolit (besondere Merkmale)</i>	<i>Kalksilikatreiche Bestandmassen</i>	<i>Strukturen</i> A = Amphibolit K = Kalksil. gest.
123 L	Qz- und pl-reiche Streifen Hbl-Linsen	Grosse Skap-Wirtkrist., Qz, Ol-And, Di (Ep)	A: granobl. z. T. poik. bl. K: diabl.-poik. bl.
178 L	Qz-führend; qz- und mi- reiche Chl-Gneisbänder	Bänder mit Skap, Di, Qz, And u. Ep	A: nem. gr. bl. K: z. T. diabl.
16 L	Bt- u. di-führend, z. T. mit Bi, Sill	An-Ep- und Hbl-And-Di- Ep-Bänder	A: nem. gr. bl. K: granobl.
103 L	Hbl-reiche, chl-führende Schmitzen	Bänder mit Mi, Di, Ep, skap. Pl, Cc Marmor: Cc, Qz, Mi; Ep, Di, Skap in Nestern	A: nematobl. K: diabl. Marmor: gr. bl.- diabl.
161 L	Hbl-reiche, di-führende Schmitzen	Schlieren mit Di, Skap, Ep, Cc Adern u. Flasern mit Qz, Pl, Mi	A: nematobl.-diabl. K: z. T. diabl.
191 L	Z. T. skapolithis. And auch in diskord. Pl-Adern		A: nem. gr. bl.
89 L	Zonenw. reichl. Hbl durch Di u. And durch Skap ersetzt		A: nem. gr. bl.
166 L	Reichl. Bt, Di u. Qz; z.T. ep-führend	Ep-Fels	A: nem. gr. bl. K: nem. gr. bl.
172 L	An- u. qz-führend; Di-An- Qz-Bänder u. -Adern	An-Di-Ep-Fels mit Qz-An- Schlieren	A: nem. gr. bl. K: diabl.-poik. bl.
210 L	Qz-führende Amphib.- streifen Bi-Pl-Gneisstrei- fen	Skap-Pl-Ep-Flasern und -Linsen	A: gneisartig Gn: Gneisstruktur K: diabl.-gr. bl.

Cc = Calcit Übrige Abkürzungen vgl. Seite 276

Grüne Hornblende, diopsidischer Pyroxen, strahlsteinartige Hornblende,
Epidot, eventuell Skapolith und Calcit oder Anorthit,

Skapolith, Calcit, Anorthit.

Die erste Paragenese scheint von etwas komplizierter und wech-
selnder Natur zu sein; häufig findet man auch nur zwei oder drei der
genannten Mineralien miteinander vergesellschaftet, z. B.

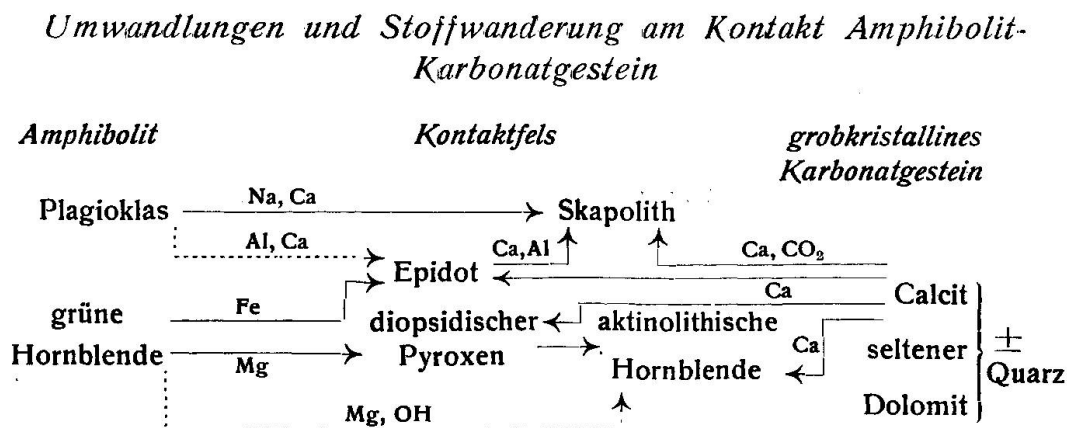
die grösstenteils in der oben beschriebenen Art uralitisierten diopsidischen Pyroxene in amphibolitferneren Silikatmarmoren.

Diablastische Verwachsungen von fetzigem Plagioklas und Calcit, Einschlüsse von Calcitfetzen in Plagioklas und Skapolith in der Randzone grosser Wirtkristalle des letzteren lassen zweifellos auf die S. 437 beschriebene Reaktion von Plagioklas mit Calcit unter Skapolithneubildung schliessen. Massgeblich für ihr Zustandekommen war vermutlich eine hinreichend hohe CO_2 -Konzentration. Diese Umwandlung findet sich ebenfalls in karbonatreichen Kalksilikatgesteinen sehr ausgeprägt, in welchen sie in ihrem noch unvollständigen Ablauf stecken blieb.

Als beginnende Verdrängung von Epidot durch Skapolith sind wohl die stark getrübbten, symplektitartigen Randzonen von Epidot an den Korngrenzen gegen Skapolith zu interpretieren. Die Ausbildung der Epidote (sofern nicht mit Diopsid verwachsen oder in Plagioklas eingeschlossen) ist nämlich in diesem Falle meist ausgesprochen reliktsch (intensiv gebuchtete Formen), während normalerweise körnig-stengelige Entwicklung vorherrscht. Auf die Richtung dieser Verdrängung kann auch aus dem wesentlich verschiedenen Charakter der allerdings viel selteneren Umwandlung im umgekehrten Sinne geschlossen werden (zapfiges, myrmekitartiges Eindringen von Klinozoisit in rundliche bis polygonale Skapolithkörner).

Die Kombination Epidot-Skapolith erscheint somit in den meisten Fällen instabil; leichtflüchtige Bestandteile dürften bei der Bildung dieser Mineralien eine ausschlaggebende Rolle gespielt haben (H_2O und CO_2).

In ihrer Gesamtheit führen die hier geschilderten Vorgänge zu folgendem Schema:



Quarz und Mikroklin sind wahrscheinlich von verschiedenartiger Herkunft. Die Quarzäderchen und vielleicht auch die strukturell ähnlichen Quarzschlieren in Kalksilikatgesteinen und Amphiboliten lassen am ehesten pegmatitisch-hydrothermale Stoffzufuhr vermuten, da eine solche auch in Gneisen reichlich auftritt. Demgegenüber steht der sedimentäre Ursprung rundlicher, oft polykristalliner Quarzkörner in Marmoren und Kalksilikatfelsen ausser Zweifel. Für den Mikroklin gelten dem Anschein nach ähnliche, jedoch etwas unklarere Verhältnisse. In Mikroklinäderchen oder -bändchen zwischen Amphiboliten und Kalksilikatgesteinen könnten sehr wohl pegmatitische Bildungen vorliegen, wobei allerdings zu bemerken ist, dass bei Abwesenheit von Quarz die für Pegmatite typische Ausbildung des Mikroklin (Verwachsungen mit Quarz und Plagioklas, Myrmekite) meistens fehlt.

Titanit spielt in den weitaus häufigsten Kalksilikatfelsen und vielfach auch in den mit ihnen in Kontakt tretenden Amphiboliten eine sehr wichtige Rolle, während er in reinen Marmoren und Dolomiten fehlt. Auf seine Entstehungsweise hat bereits MITTELHOLZER (35, 148) hingewiesen (Umwandlung von Rutil). Bemerkenswert erscheint die oft dem Diopsid sehr ähnliche, grobkörnige, skelettartige Entwicklung des Titanites.

Granat kommt in den Kalksilikatgesteinen unseres Gebietes verhältnismässig selten und fast stets nur in Begleitung mit Granat- und Eklogitamphiboliten vor. Sehr typisch ist auch für ihn die oft extrem verästelte und skelettartige Ausbildung.

Strukturell zerfallen die im Kontakt mit Amphiboliten stehenden Kalksilikatfelse in mehr dia- bis poikiloblastische (Zonen von Cardada und Contra) und in vorwiegend granoblastische Typen (Zone von Orselina). Das Hauptmerkmal ersterer besteht in relativ gut erhaltenen Reaktionsgefügen der im Vorangehenden skizzierten Art und im häufigen Auftreten von Quarz und Mikroklin. Neugebildete Mineralien (Diopsid, Epidot, Skapolith, evtl. Titanit) zeichnen sich vielfach durch ungewöhnliche Grobkörnigkeit aus. — Dagegen herrscht in granoblastischen Kontaktfelsen vorwiegend gleichkörnig-polygonale bis idioblastische Ausbildung der Gemengteile (diopsidischer Pyroxen, Epidot und Anorthit); Reaktionsstrukturen fehlen, da sie wahrscheinlich durch Rekristallisation verwischt wurden.

5. ZUSAMMENFASSENDE BETRACHTUNGEN ÜBER GEWÖHNLICHE AMPHIBOLITE UND IHRE KONTAKTE

Wie bereits auf S. 413 vermerkt, stehen die diablastischen Amphibolite der Zone von Cardada in eindeutigen Zusammenhang mit Granat- und Eklogitamphiboliten und sind deshalb wohl in ihrer Grosszahl ursprünglich eklogitische Gesteine. Die diablastische Struktur ist augenscheinlich ein letzter Zeuge ihrer sicherlich eklogitischen Herkunft; diese Gesteine sind in der Metamorphose vom Eklogit zum Amphibolit nahezu am weitesten fortgeschritten und streben durch Zerfall der Hornblendediablasten bereits einer gleichkörnig-granoblastischen Entwicklung zu. Trotzdem kann bei ihnen in Anbetracht ihrer relativ massigen Textur von einer intensiveren Beeinflussung durch die alpine Dislokationsmetamorphose nicht gesprochen werden.

Nematogranoblastische, kristallisationsschieferige Amphibolite sind in ihrem Mineralbestand praktisch mit diablastischen Typen identisch. Zwischen den beiden Strukturvarietäten bestehen kontinuierliche Übergänge. Erstere zeigen vielfach noch deutliche Anklänge an letztere. Besonders charakteristisch sind in dieser Hinsicht: Durchsiebte, porphyroblastenartige Hornblenden, welche an Diablasten erinnern, sowie winzige Hornblendeeinschlüsse in Plagioklasen (sehr typisch in diablastischen Fleckenamphiboliten). Intensivere Einflüsse der Metamorphose machen sich hier wohl in der im allgemeinen straffen Einregelung der Amphibole in eine s-Fläche geltend. In den optischen Eigenschaften der Hornblenden (insbesondere dem Pleochroismus) herrscht gegenüber den diablastischen Vertretern kein bedeutender Unterschied. Die Plagioklase sind meist Andesine, gelegentlich auch basischer (vorab in inhomogenen Typen mit einschlussartigen Gebilden). Ihrer Gestalt nach erscheinen sie vorwiegend gleichkörnig-xenoblastisch bis polygonal, oft auch splitterförmig, langgestreckt. — Das auffallendste Merkmal dieser Gesteine besteht im wiederum fast durchwegs beträchtlichen Gehalt an Titanmineralien (in der Regel Titanit oder Ilmenit).

Bemerkenswerte Analogien existieren ferner zwischen konkordanten, knotigen Quarz-Plagioklasadern in kristallisationsschieferigen Amphiboliten und den Plagioklaspegmatiten in Granat- und Eklogitamphiboliten (kataklastisch überprägte Pegmatitstruktur, jüngere Quarzäderchen, resp. -schlieren). Demgegenüber erscheinen polygonal struierte, oft anorthitreiche Plagioklasschlieren und -bänder teils von fraglicher Herkunft (Bänderamphibolite). Vielleicht handelt es sich um nachträglich umkristallisierte, anorthosi-

tische Differentiationsprodukte pegmatitischer Natur oder auch um ausgeblutete Bestandmassen. Jedenfalls sind sie meistens eng mit hornblenditischen Bildungen von ähnlichem Habitus verknüpft. Allein ihres Aussehens wegen könnte für Amphibolite mit leukokraten Bändern noch keineswegs sedimentärer Ursprung geltend gemacht werden.

Biotitamphibolite unterscheiden sich teils von normalen Amphiboliten lediglich in ihrem Biotitgehalt. Kleinere Mengen von Biotit oder dessen Umwandlungsprodukt, Chlorit, fehlen überhaupt ziemlich selten in gewöhnlichen Amphiboliten. — Biotitreiche Amphibolite führen sehr oft basischen Plagioklas, reichlich Quarz, hingegen sehr spärlich Titanmineralien. Sie weichen dadurch so stark von normalen amphibolitischen Gesteinen ab, dass sie als sedimentär angesehen werden könnten (tonig-mergelige Sedimente). Gewisse makro- bis mikrochorismatische Biotitamphibolite besitzen tuffartigen (Einschlüsse von biotitführenden Nebengesteinen) bis Mischgesteinscharakter (z. B. vollständige Durchdringung fremdartiger Stoffbestände im Gestein 96 L).

Der grösste Teil der hier betrachteten gewöhnlichen Amphibolite ist aller Wahrscheinlichkeit nach trotz fehlender Diskordanz gegen die Nebengesteine genetisch Amphiboliten magmatischer Herkunft gleichzustellen. Vereinzelte Ausnahmen hiervon wurden bereits erwähnt. Unterschiede bestehen wohl nur hinsichtlich Zeitraum, Bildungsbedingungen (Druck, Temperatur) und späteren Einflüssen, welche zu einer Aussonderung verschiedenartiger Amphibolitvarietäten als Erstarrungsprodukte gabbrodioritischer Magmen führten.

Eine weitere Bekräftigung erfährt diese Schlussfolgerung durch die mannigfachen Analogiegründe hinsichtlich der von amphibolitischen Gesteinen ausgehenden Kontakterscheinungen. Von besonders ausgeprägtem Orthocharakter sind viele, in engem Verband mit Kalksilikatgesteinen stehende Amphibolite. Die im Vergleich mit Silikatgesteinen bedeutend höhere Reaktionsfähigkeit ursprünglich kalkiger und dolomitischer, d. h. karbonatführender Sedimente gab Anlass zu einem intensiven Stoffaustausch zwischen letzteren und dem eingedrungenen basischen Magma (Dissoziationstemperatur von Calcit bei Atmosphärendruck = 910°). Hierauf hatte wiederum auch MITTELHOLZER (35, 148) hingewiesen. Wie in den Gesteinen des Castionezuges, so tritt auch in denjenigen zwischen Maggia- und Verzascatal kein Wollastonit auf (wahrscheinlich blieben infolge zu hohen Druckes Quarz und Calcit noch nebeneinander haltbar).

Interessant stellt sich ein Vergleich der vorwiegend Ca-reicheren Silikatmineralien in allen Übergangstypen von gewöhnlichen Amphiboliten zu Kalksilikatgesteinen und Silikatmarmoren (vgl. nachstehende Tabelle). Hieraus erhellt deutlich ein mineralfazieller

Silikatmineralien in Kontakten von Amphiboliten mit kalkreichen Nebengesteinen

<i>Amphibolit</i>	<i>Kalksilikatfels</i>	<i>Karbonatführendes Kalksilikatgestein</i>	<i>Silikatmarmor</i>
Plagioklas	uralitis. Diopsid	uralitis. Diopsid	Skapolith
Grüne Hornblende	Epidot	Skapolith	Aktinolith mit Diops.-relikten
	Skapolith	Epidot-Klinozoisit	Anorthit
		Anorthit	Klinozoisit
Quarz und Mikroklin wurden absichtlich we- gelassen, da sie teils fremder Herkunft sind.			Zoisit
			Zeolithe
			Muskowit

Übergang von der Kata- bis Meso- zur Epizone in Richtung Amphibolit → Marmor, gleichbedeutend mit einer Temperaturabnahme vom Amphibolit zum Nebengestein. Nicht durch Kalksilikatzenen getrennte, primäre Kontakte von Amphiboliten mit Marmoren wurden nie gefunden; ihre Existenz muss wohl als fraglich gelten. Demnach wirkten die Amphibolite als bedeutende Wärmequellen, deren Ursprung mit grosser Wahrscheinlichkeit in einem aktiven Magmaherd liegt. Denn es ist in Anbetracht der durch spättektonische Einflüsse (Mylonitisierung, Kakiritisierung) geschaffenen Neubildungen (Albit, Zeolithe etc.) kaum denkbar, dass bei reiner Dislokationsmetamorphose lokale Temperaturerhöhungen von solchem Ausmass stattfanden, wie sie hier in Frage kommen.

Es mag vielleicht nützlich sein, die oben erwähnten Kontaktwirkungen noch mit denen eines jungen, am bewaldeten Hang südlich Mte. Romerio diskordant einen Marmor durchbrechenden Plagioklaspegmatites von ca. 3—4 m Mächtigkeit zu vergleichen.

In der Gangmitte besteht der Pegmatit zur Hauptsache aus oft stark zersetztem Oligoklas bis Albit und Quarz. Die Struktur ist typisch pegmatitisch, grobkörnig. — Gegen den Kontakt macht sich zunächst ein zunehmender Anorthitreichtum der Plagioklase bemerkbar. In der höchstens 1—2 cm breiten Kontaktzone greifen grosse, an den kontaktwendigen Partien vollständig anorthitisierte und deshalb von massenhaft tropfenförmigen Quarzeinschlüssen erfüllte Pegmatitplagioklase z. T. pilzartig in grob-

körnige Quarzmassen mit fetzigen Skapolithaggregaten. Hierauf folgt mit ziemlich scharfer Grenze eine diablastische Reaktionszone, bestehend aus Klinozoisit mit oft breiten Zoisitsäumen, Skapolith, Diopsid, Aktinolith, sowie Quarz und spärlichem Plagioklas. Dieselbe trennt den Pegmatit vom Nebengestein, einem Silikatmarmor mit uralitiertem Diopsid, Klinozoisit, Mikroklin und Quarz nebst vorherrschendem Calcit. Der selbst in grösserer Entfernung vom Kontakt noch auftretende Silikatgehalt des Marmors kann nicht der Kontaktwirkung des Pegmatites zugeschrieben werden. Letztere war vorwiegend endomorpher Natur und bestand hauptsächlich in einer Anorthitisierung und Skapolithisierung des Plagioklases unter Aufzehrung von CaCO_3 . Dadurch wurden die grösstenteils nicht angegriffen erscheinenden Silikatminerale des Marmors am Kontakt angereichert.

Auf teilweise völlig analoge Erscheinungen an Kontakten gewöhnlicher, K-feldspatführender Pegmatite mit Silikatmarmoren hatte auch MITTELHOLZER (35, 57/60) aufmerksam gemacht. In unserem Falle kommt jedoch Diopsidneubildung durch Entdolomitierung des Marmors kaum in Frage, da derselbe nicht dolomitisch ist. — Bemerkenswert erscheint die geringe Breite dieses Pegmatitkontaktes und seine Ähnlichkeit mit manchen Kontakten gewöhnlicher Amphibolite gegen Marmore oder Kalksilikatgesteine (übrigens auch von MITTELHOLZER (35, 57/147) betont). Hauptneubildungen des ersteren sind Anorthit und Skapolith, wogegen Diopsid (der hier anwesende körnige Diopsid weicht in seiner Ausbildung wesentlich vom skelettartigen, mit grüner Hornblende verwachsenen Pyroxen in Amphibolitkontakten ab) und Epidot als solche fehlen, da die zu ihrer Bildung benötigte grüne Hornblende im Pegmatit nicht auftritt. Auch war die Temperatur der Pegmatite im Vergleich mit den in die Wurzelzone eingedrungenen basischen Magmen wesentlich niedriger. Der hauptsächlichste Stoffaustausch zwischen Pegmatit und Marmor bestand wohl in einer Wanderung von Ca und Na in Richtung der Gangmitte. Er wurde jedoch durch die Bildung eines klaffenden Spaltes zwischen Kontaktsaum und Marmor (Schrumpfung infolge thermischer Einwirkung) frühzeitig unterbunden.

Der Plagioklaspegmatit von Mte. Romerio scheint von einem der in seiner unmittelbaren Umgebung anstehenden Amphibolitkörper abzustammen; auf die Analogie seines Marmorkontaktes mit anorthitreichen Schlieren in Kalksilikatfelsen im Verband mit Amphiboliten wurde bereits hingewiesen (vgl. S. 441).

Im Vergleich mit Pegmatiten besitzen die Amphibolite meist bedeutend ausgedehntere Kalksilikatkontakthöfe, welche einem entsprechend intensiven Stoffaustausch zwischen Amphibolit und Nebengestein zugeschrieben werden können. Es lässt sich deshalb m. E.

die Entstehung eines Grossteils der Kalksilikategesteine durch Annahme einer metasomatischen Veränderung ursprünglich reiner bis kieselig, oft auch toniger Karbonatgesteine (vorwiegend Kalke) infolge starker aktiver Tätigkeit (mehrfacher Intrusion) basischer Magmen in der Wurzelzone erklären. Die häufigsten Erstarrungsprodukte dieser Magmen liegen heute als gewöhnliche Amphibolite vor.

G. Andere amphibolitische Gesteine

1. HORNBLENDEDIORITE

Diese meist völlig massigen und auffallend grobkörnigen Vertreter amphibolitischer Gesteine spielen namentlich in der Zone von Cardada als schlierig-aderartige und vielfach unscharf begrenzte Bildungen in Amphiboliten jeglicher Art eine gewisse Rolle.

Ihr auffallendstes Merkmal besteht in der fast stets intensiven Siebstruktur, verursacht durch sehr zahlreiche, lappige oder gerundete Quarzeinschlüsse in den Plagioklasen und weiteren Einschlüssen von Quarz, Plagioklas, Biotit, Chlorit (mit Biotitrelikten), Rutil, Epidot etc. in den oft cm-grossen, xenoblastischen, blaugraugrünen (n_{γ}) Hornblenden. Die Feldspäte sind teils gut idiomorphe, vielfach mosaikkristallartig deformierte Oligoklase bis Andesine. Zu den typischen NG gehören Rutil, Titanit, Apatit, Fe-Erz, während nicht selten Vermikulit und Epidot als hydrothermale Spätausscheidungen in Restzwickeln abgesetzt wurden. — Trotz dominierender Siebstruktur kommen durch gelegentliche Idiomorphie der Plagioklase gabbroide Strukturtendenzen zum Ausdruck.

Es scheint sich bei diesen, oft Teilgefüge von Chorismiten bildenden Gesteinspartien von dioritischen Charakter weit eher um Produkte spät erstarrter, dioritischer Restschmelzen (Nachschübe) und nicht um metatektisch remobilisierte Amphibolitstoffbestände zu handeln. Denn in letzterem Falle müssten z. B. auch in Gneisen und anderen Gesteinen unseres Gebietes analoge Bildungen auftreten (pegmatitartige Schlieren und Gänge mit dem Stoffbestand des Nebengesteins), was jedoch keinesfalls zutrifft.

2. HORNBLENDITE

Wechselvolle biotitreichere Gneise amphibolitführender Zonen, sowie Amphibolite selbst enthalten vielfach linsige oder lagige Hornblenditkörper von meist nur wenigen cm Mächtigkeit eingelagert

(vgl. Fig. 45). Auch schlierige Partien grösserer Eklogitamphibolitkörper besitzen öfters hornblenditischen Charakter.

In selbständigen, nicht in engem Verband mit Amphiboliten auftretenden Hornblenditen tritt zum wichtigsten HG, der meist blaugraugrünen (n_γ), idio- bis xenoblastischen Hornblende fast stets in mehr oder weniger grossen Mengen Biotit (n_γ = vorwiegend dunkelrotbraun). Die Hornblenditen sind in der Mehrzahl in einer grobkörnigen, intensiv von Plagioklas oder Quarz durchsiebten und in einer feinkörnigen (oft idiomorph) Generation entwickelt. Rutil und Titanit bilden die charakteristischen NG.

Als Fundorte sind hauptsächlich solche der Zonen von Contra (z. B. Vallone) und Cardada (z. B. Gegend von Monteggia), sowie auch andere aus der Region der Coccagneise nördlich Gordevio zu nennen.

Weniger in ihrem Stoffbestand als hauptsächlich strukturell und texturell von den zuletzt beschriebenen Gesteinen verschieden sind die Hornblendeschiefer, unter welchen zwei Strukturvarietäten unterscheidbar sind:

1. Grobstengelige, relativ massige Typen als Lagen und Schlieren in gewöhnlichen, monoschematischen Amphiboliten.
2. Feinstengelige Hornblendeschiefer als deutlich abgegrenzte Einlagerungen in anderen Gesteinen (vorwiegend Gneisen).

Trotz ihrer $\pm$ schieferigen Textur sind auch bei den Hornblendeschiefern grobe Hornblendeidio- bis porphyroblasten in feinkörnigerer Hornblendezwischenmasse, sowie ein gewisser Biotitgehalt sehr verbreitet.

Wahrscheinlich handelt es sich bei den hornblenditischen Gesteinen um Spaltungsprodukte der basischen Magmen, aus welchen die Amphibolite hervorgingen. Deshalb erscheint die Bildung plagioklasreicher Schlieren und Bänder häufig im Zusammenhang mit ähnlich gestalteten hornblenditischen Gesteinspartien.

3. AKTINOLITHISCHE GESTEINE

Zwischen den strahlsteinführenden und den amphibolitischen Gesteinen scheinen Übergänge zu existieren. Es entsprechen sich:

gewöhnliche Amphibolite	und Strahlsteinamphibolite
Hornblendeschiefer	„ Strahlsteinschiefer
Hornblendite oder Hornblendefelse	„ Strahlsteinfelse

Strahlsteinschiefer und -felse bilden analog ihren hornblendeführenden Vertretern flach ausgewalzte, resp. linsige Einschaltungen in anderen amphibolitischen Gesteinen (meist gewöhnlichen Amphiboliten), jedoch nie in Eklogit- oder Granatamphiboliten. Grobmengte Kalksilikatfelse enthalten sehr häufig knollige Massen von Strahlsteinfels (z. B. beim Gestein 224 L, Cardada-Osthang). Fig. 46 zeigt die Art des Auftretens einer Masse von Strahlsteinfels bis -schiefer in Amphiboliten.

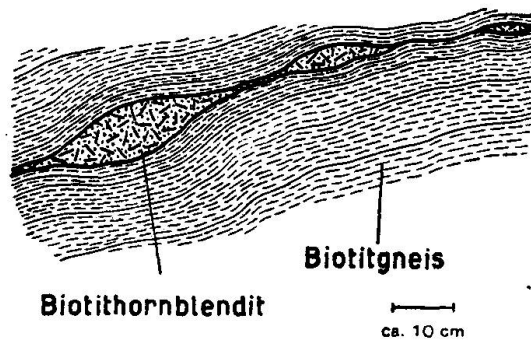


Fig. 45. Biotithornblenditlinsen in Biotitgneis. Mittleres Vallone unterhalb des Profils von Fig. 40.

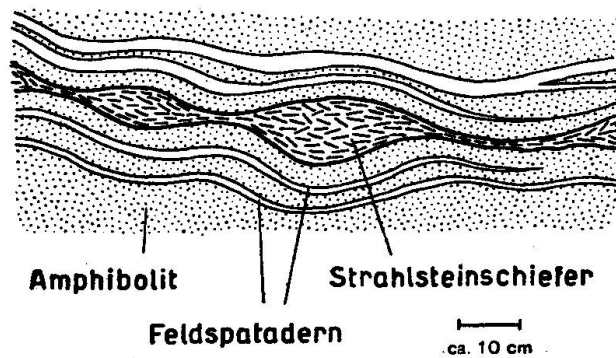


Fig. 46. Perlschnurartige Strahlsteinschieferlinsen in gebändertem Amphibolit. Strassenbrücke im Rabisaletobel, östlich Orselina.

Noch viel ausgesprochener als in Hornblenditen kommt die Heteromorphie der Amphibole in monomineralischen Aktinolithgesteinen zur Geltung. Die fleckenweise $\pm$ blassgrünen Strahlsteinindividuen zeigen teils extrem langstengelige bis nadelige, teils mehr isometrische, klotzige Entwicklung. Ti-Mineralien sind selten vorhanden.

Zum meist langstengeligen Aktinolith gesellen sich häufig Klinochlor und Phlogopit als UG; der Plagioklas besitzt meist einen

auffallend hohen An-Gehalt, sowie intensiven, grossenteils rhythmischen Zonarbau. So führte ein Strahlsteinamphibolit vom mittleren Navegnabach reinsten, unzersetzten *Northit*. Andere, ähnliche Gesteine in der Nähe dieses Fundortes (78 L) enthielten grosse Einsprenglinge von schwarzem Turmalin. Die im Vergleich zur grünen Hornblende mehrheitlich langstengeligeren und idiomorpheren Aktinolithe sind oft schlecht geregelt und fleckenweise angereichert, z. T. zu zopfartigen Gebilden verflochten. Es entstehen so manchmal eigenartige, turbulente Strukturbilder.

Noch sind die Zusammenhänge dieser Gesteine mit anderen in dem hier in Frage stehenden Gebiet zu wenig bekannt, um eine Beurteilung ihrer genetischen Verhältnisse zu erlauben. Mancherorts (z. B. Alpe Cardada) scheint jedoch eine Verknüpfung mit peridotitischen Gesteinen nicht ausgeschlossen.

H. Genetischer Deutungsversuch der amphibolitischen Gesteine und ihrer Kontakte

Mineralfazielle Zusammenhänge zwischen Einschlüssen und Kontaktgesteinen, sowie die in denselben oft noch erhaltenen Reaktionsstrukturen führen uns dazu, für einen Grossteil der betrachteten amphibolitischen Gesteine magmatische Herkunft anzunehmen. M. E. liegen ihnen zu verschiedenen Zeitabschnitten *lagergangartig*¹⁴⁾ längs Überschiebungsflächen in die synklinale Teile der Wurzelzone intrudierte basische Magmen zugrunde. Deren Kontakterscheinungen zeigen ausgesprochene Analogien mit solchen von ophiolithischen Gesteinen, wie sie z. B. von R. STAUB (52) aus dem Berninagebiet und von CORNELIUS (9) aus der Gegend von Zermatt und Saas-Fee beschrieben wurden. Exogene Einschlüsse im basischen Magma erlitten eine durchgreifende Umwandlung, während unter den Nebengesteinen vor allem die leicht reaktionsfähigen, karbonatreichen Sedimente bedeutsame Veränderungen erfuhren (intensiver Stoffaustausch mit dem Magma, Imbibition magmatischer Lösungen und Dämpfe, verknüpft mit metasomatischen Prozessen). Schichtige Nebengesteine wurden vielmals durch das basische Magma injiziert, aufgespalten und aufgeblättert (z. B. Schiefer und glimmerreichere Gneise).

Jedoch erhebt sich vorerst die Frage, ob nicht ein Teil der amphibolitischen Gesteine doch sedimentären Ursprunges

¹⁴⁾ Intrusionen wenig viskoser Magmen erfolgen vorzugsweise längs tektonisch vorgezeichneten Bahnen, wo sie geringsten Widerstand erfahren, also während Bewegungsphasen namentlich in Schubflächen, Schichtfugen etc.

sein könnte und durch Konvergenzerscheinungen während einer nachträglich erfahrenen Metamorphose nun von Orthoamphiboliten ununterscheidbar geworden wäre. Sind uns nur die Endprodukte einer solchen Metamorphose zugänglich, so muss die Annahme eines verschiedenen Ursprunges von nunmehr in ihren wesentlichsten Eigenschaften weitgehend identischen Gesteinen besonders sorgfältig begründet werden. Wie schwierig in solchen Fällen eine Grenzziehung zwischen Ortho- und Paragesteinen sein kann, geht aus einem Vergleich diesbezüglicher Ausführungen anderer Autoren hervor. Den Eklogit- und Granatamphiboliten, sowie mehrheitlich auch den gewöhnlichen Amphiboliten gestehen die meisten Verfasser Orthonatur zu. Als einigermassen sicheres Kennzeichen letzterer gilt die Verknüpfung von Amphiboliten mit gabbroiden oder peridotitischen Gesteinen. Hingegen herrscht im allgemeinen noch Unklarheit darüber, welche Eigenschaften amphibolitischer Gesteine für Paracharakter massgebend sind. So schreiben

- ADAMS (1) den „feather amphibolites“ (= Hornblendegarbenschiefer) in den Grenville-Serien (östlicher Teil von Ontario),
 HEZNER (22) quarzreichen Amphiboliten mit phyllitischer Textur, sowie auch biotitreichen, massigen und intensiv siebstruierten Amphiboliten (Tirol),
 MARCHET (32) mit Sedimenten vergesellschafteten Amphiboliten mit kleinem mg und relativ hohem Quarzgehalt, sowie den Amphibolithüllen um Augitgneislinsen (Niederösterreichisches Waldviertel),
 ESKOLA (17) blattartigen Massen von Diopsidamphibolit in der Leptitregion von Orijärvi,
 LAITAKARI (30) konkordanten Amphibolitlagen in Kalksilikatgesteinen und Marmoren (Pargas),
 METZOER (34) Augitamphiboliten, deren Analysenprojektionswerte ins Mergelfeld fallen (Pargas),
 MASSON (33) mit Tonerdesilikatgesteinen wechsellagernden und eng vergesellschafteten Amphiboliten (Valpelline),
 KÜNDIG (27) etwas quarzreicheren Amphiboliten (Val Calanca),
 WANG (56) Amphiboliten, welche nur mit Epidotkontaktsäumen gegen Marmore grenzen

und zahlreiche andere Autoren den in engem Verband mit Paragesteinen stehenden und konkordant in denselben eingelagerten Amphiboliten Paracharakter zu. Indessen wird überall betont, dass ein Hiatus zwischen Ortho- und Paraamphiboliten nicht besteht und gelegentlich (WIESENER (59)) sogar die Existenz von Paraamphiboliten völlig in Frage gestellt. Andererseits wird oft auch von tuffartiger Beschaffenheit von Amphiboliten gesprochen (vgl. hierüber ESKOLA (17), PARRAS (42) u. a.). Nach diesen Betrachtungen scheint es ziem-

lich schwierig festzustellen, welche Eigenschaften von Amphiboliten als charakteristisch für deren sedimentäre Herkunft aufzufassen sind.

Ohne ihnen Beweiswert zusprechen zu wollen, deuten in unserem Untersuchungsgebiet folgende Erscheinungen auf magmatische Herkunft von Amphiboliten, wobei auch tuffogene oder hybride Bildungen zwischen basischem Magma und Nebengestein nicht ausgeschlossen sind:

1. Typische, in den meisten Fällen von Lagerungsformen der Sedimente beträchtlich abweichende Gestalt von Amphibolitkörpern,
2. Oft extrem schlierige, eruptivbrekzienartige Texturen mit heterogen zusammengesetzten, z. T. massigen Gesteinspartien,
3. oft deutliche Diskordanzen an Eklogitamphibolitkörpern (Einschlüsse und Assimilationserscheinungen von Nebengesteinen),
4. Kontakthänomene, besonders in karbonatreichen Nebengesteinen, welche häufig auf hohe Temperaturen an den Gesteinsgrenzen (Amphib.-Nebengest.) hinweisen (Kontaktminerale, grobkörnige Kontaktfelse),
5. völlig analoge Kontakterscheinungen von sicheren Eruptivgesteinen, z. B. Peridotiten gegen kalkige Sedimente (vgl. DIEHL (10, 381)),
6. die Art des Auftretens und Ausbildung von Plagioklaspegmatiten, welche auf magmatische Differentiationsprozesse hinweist,
7. der auffallend hohe Titanmineralgehalt der meisten Amphibolite,
8. das in der Wurzelzone niemals eindeutig festgestellte Auftreten unmetamorpher dolomitischer Mergel von Amphibolitzusammensetzung und Übergänge solcher in Amphibolite (wohl aber enthalten z. B. bei Castione grobkristalline Marmore Einschlüsse von kaum metamorphosierte Kalken!),
9. scharfe Gesteinsgrenzen zwischen Phlogopitdolomiten und Marmoren (kein Stoffaustausch!), während in unmittelbarer Nähe Amphibolite im Primärkontakt mit Marmoren Kalksilikatreaktionssäume aufweisen,
10. grössere Mengen dolomitischer Mergel sind im wenig metamorphen Penninikum nicht mit Sicherheit bekannt. Die Bündnerschiefer bestehen wohl hauptsächlich aus kalkig-tonig-sandigen Sedimenten (Übergänge von Kalken und Tonschiefern in marmorisierte Kalke und Phyllite), während die Trias vorwiegend reine Dolomite und Kalke oder Marmore führt.

Schlierige oder ader- und nesterartige Kalksilikatanreicherungen in Marmoren sind in ihren Kernpartien oft von amphibolitischer Natur. Doch können nur die häufig schichtigen Glimmeranreicherungen in gebänderten Marmoren als sedimentäre Schichtung mit primärem Tongehalt gedeutet werden (Abbildungstextur!).

Einzig gewissen quarz- und glimmerreichen Amphiboliten mit wahrscheinlich sehr geringem Ti-Gehalt und gneisartiger Beschaffenheit, sowie manchen Gesteinen mit dünnen, etwas unscharf begrenzten Lagen von Biotitgneis, quarzführendem Amphibolit und Kalksilikatfels darf meiner Meinung nach mit Vorbehalt sedimen-

täre Abkunft zugestanden werden. Keineswegs sollte jedoch bei engem Zusammenauftreten mit sicheren Sedimenten ohne weiteres auf Paracharakter derartiger Amphibolite geschlossen werden, sofern nicht noch andere Gründe dazu Veranlassung geben. Dasselbe gilt für Konkordanz der Amphibolite mit den Nebengesteinen.

Zweifellos am klarsten liegen die Verhältnisse bei den Eklogitamphiboliten. In den meisten Fällen war eine Abhängigkeit ihrer Zusammensetzung und der Art ihrer Einschlüsse von den Nebengesteinen deutlich erkennbar. Dass Eklogite bei hohem Druck erstarrten, geht sowohl aus ihrer hohen Dichte, als auch aus ihrem Auftreten in diamantführenden Kimberliten (S-Afrika) hervor. Bei abnehmendem Druck während oder bald nach ihrer Erstarrung setzte rasch die Umwandlung zu Amphiboliten ein. — Aus der pseudomorphosenartigen Ausbildung der AP-Symplektite zu schliessen, lagen die heutigen Eklogitamphibolite der Zone von Cardada ursprünglich wahrscheinlich als Hornblendeeklogite vor. Ihre Umwandlung lässt sich wie folgt schematisieren:

Erstes Umwandlungsstadium: Omphazit → AP-Symplektit

Zweites Umwandlungsstadium: Kelyphitisierung des Granates durch Reaktion mit AP-Symplektit (urspr. Omphazit!).

Das zweite Umwandlungsstadium bedingte das Auftreten von Plagioklas, und der Hornblendegehalt wurde in wesentlichem Masse vermehrt. Die sehr feindiablastischen Verwachsungen, welche sich schon bei geringer Beeinflussung durch die Metamorphose spontan vergrößern (AP-, HP-Symplektite etc., auch Fadenkelyphite), sind als typische Reaktionsstrukturen zu deuten. Sie erscheinen besonders an und in exogenem Einschlussmaterial (Disthen, Vesuvian) sehr ausgeprägt.

Bei weiter fortschreitender Diaphthorese verschwindet meistens zuerst der Pyroxen, während sich diablastische Verwachsungen sukzessiv vergrößern und der Plagioklasgehalt weiter ansteigt. Dies ist für die Granat- und Kelyphitamphibolite der Fall.

Schliesslich verschwindet auch der Granat; lediglich die diablastischen Verwachsungen bleiben noch in $\pm$ vergrößerter Form erhalten (gewöhnliche, diablastische Amphibolite). In manchen grobdiablastischen Amphiboliten kann der Plagioklas mengenmässig der Hornblende bereits ebenbürtig sein.

Dem Grossteil der metamorphen Sedimente der Zonen von Contra und Cardada kann aus faziellen Analogien mit den Sedimenten des Castione- und des Sasso Marcio-Zuges, sowie infolge der Fortsetzung obiger Zonen gegen Bellinzona mesozoisches Alter zugesprochen werden. In Anbetracht der Gestalt sedimentärer Einschlüsse und der zur äusseren Form disharmonischen, schlierigen Textur in den eklogitischen Amphibolitkörpern der Zone von Cardada lässt sich auf eine höchstens geringfügige Beeinflussung letzterer durch die alpine Metamorphose schliessen. Im selben Sinne sprechen die sich bestenfalls in einer Kataklase dokumentierenden Einwirkungen der alpinen Metamorphose in den teils mit Amphiboliten kontaminiert erscheinenden und deshalb nicht wesentlich jüngeren Plagioklaspegmatiten. Aus diesen Überlegungen lässt sich mit einiger Sicherheit das Alter der Eklogitamphibolite von Fontai, Monteggia, Valleggia, Gallinee, Frunt etc. als spätalpin, d. h. als spätmesozoisch festlegen. Übereinstimmendes bis bereits etwas höheres Alter (da die Umwandlung zum Amphibolit schon weiter fortgeschritten ist und Rekristallisationen, als welche z. B. Stengelkelyphite gedeutet werden könnten, in $\pm$ ausgeprägtem Masse auftreten) wäre dann wahrscheinlich für die diablastischen Granat- und Kelyphitamphibolite der Zone von Cardada anzunehmen. Ähnliches gilt auch für manche pyroxenführende Amphibolite der letzteren Zone, sowie für den Eklogitamphibolit von Sira (Z. von Contra) mit seinem zweifellos rekristallisierten AP-Symplektit, jedoch noch vorzüglich erhaltenen Reaktionsstrukturen in Kontaktfelsen gegen den Marmor. Mit zunehmendem Alter folgen sich granatfreie grobdiablastische und schliesslich gewöhnliche nematogranoblastische Amphibolite. — Wahrscheinlich liegen in den linsigen Amphibolitmassen von Gallinee, Valleggia etc. die Verhältnisse so, dass in einem basischen Magmakörper in einer ersten Phase die Randpartien und als zweite Phase die in den zentralen Teilen zurückgebliebenen Restschmelzen unter Vermengung mit bereits ausgeschiedenem Material als eklogitische Gesteine erstarrten. Die leichtflüchtigen Bestandteile (H_2O) wanderten nach den abgekühlten Randpartien und bewirkten hier die Umwandlung von Eklogiten in Amphibolite. Erst nach beendeter Kristallisation der letzten Schmelzreste erfolgte Druckentlastung und damit die Umwandlung aller Eklogite in Eklogitamphibolite. Durch die anhaltende Wärme- und Druckwirkung waren besonders die Randpartien $\pm$ intensiven Rekristallisationsvorgängen ausgesetzt. In Anbetracht der zahlreichen hornblenditischen

Bänder, Schlieren und Klumpen scheint es nicht ausgeschlossen, dass plagioklaspegmatitische Restschmelzen aus erst teilweise erstarrtem Amphibolitmaterial ausgepresst wurden.

Die in der Zone von Contra vorherrschenden nematogranoblastischen Granat- und gewöhnlichen Amphibolite besitzen beinahe ausnahmslos kristallisationsschieferige Texturen. Wären sie in vorliegender Ausbildung primär unter Druck entstanden (Piezokristallisation nach WEINSCHENK (57)), so liesse sich erwarten, dass auch Eklogitamphibolite mit schieferiger Textur auftreten. Dies trifft jedoch nicht zu, d. h. Eklogitamphibolite weisen höchstens gebänderte oder schlierige Texturen auf. Demnach handelt es sich bei den Amphiboliten der Zone von Contra eher um umkristallisierte (hierfür sprechen auch die in Titanit umgewandelten Rutil), ursprünglich hauptsächlich massige Granat- und gewöhnliche Amphibolite, resp. feinkörnige Diorite, wie sie aus der Zone von Ivrea bekannt sind. Nur in seltenen Fällen dürften als Ausgangsgesteine auch Eklogitamphibolite in Frage kommen (wenn noch diablastische Strukturelikte vorhanden sind, wie z. B. in den Gesteinen 232 L). Die Umkristallisation hatte wohl bald nach der magmatischen Erstarrung eingesetzt, da feldspatreiche und hornblenditische Differentiationsbildungen (Bänder) z. T. ebenfalls von ihr erfasst wurden. — Dass auch hier die Metamorphose noch nicht sehr tiefgreifend wirkte, bezeugen vielleicht die in den meisten Fällen relativ gut erhaltenen diablastischen Reaktionsstrukturen in Kalksilikatkontakten.

Je intensiver die Gesteine von der Metamorphose überarbeitet sind, umso weniger lässt sich über ihren ursprünglichen Zustand aussagen. So unterscheiden sich die nematogranoblastischen, meist granatfreien Amphibolite der Zone von Orselina kaum von manchen Amphiboliten der Zone von Contra. Diablastische Strukturelikte fehlen mit Ausnahme der wahrscheinlich als solche aufzufassenden, gröberen, durchsiebten Hornblendexenoblasten. Gebänderte Kalksilikateinschaltungen erscheinen vorzüglich granoblastisch entwickelt; ältere Reaktionsstrukturen sind nicht mehr erkennbar. — Plagioklasbänder zeigen oft schön granoblastische, knotige Plagioklasadern hingegen typisch pegmatitische, lediglich kataklastisch überprägte Ausbildung. Die oft im Zusammenhang mit Feldspatakyrosomen auftretenden Hornblendbänder und -schmitzen neigen analog den ersteren ebenfalls zu vollkommen granoblastischer bis hypidiomorpher Entwicklung. Hieraus könnte man schliessen, dass es sich bei den Plagioklas- und Horn-

blenditbändern um ältere Differentiationserscheinungen und bei den knotigen Quarz-Plagioklasadern vielleicht um jüngere, plagioklaspegmatitische Injektionen handelt. — Da für die Kalksilikateinschaltungen in Amphiboliten der Zone von Orselina mesozoisches Alter in keiner Weise zu erkennen und auch nicht sehr wahrscheinlich ist, so wäre es durchaus denkbar, dass in den soeben betrachteten Gesteinen die ältesten der bisher besprochenen Amphibolite vorliegen. Die Zeit ihrer Bildung würde vielleicht in die Epochen vor (Karbon) oder zu Beginn der alpinen Faltung fallen. Sehr wahrscheinlich führen aber auch die Zonen von Contra und Cardada Amphibolite von höherem Alter; die Bildung der Amphibolite erfolgte, ähnlich wie diejenige der Pegmatite, wohl kaum in einmaligem Akt. — Auf Grund der hier durchgeführten Untersuchungen lässt sich über den prämetamorphen Zustand der Amphibolite der Zone von Orselina nur wenig aussagen. Granatamphibolite wurden bedeutend seltener gefunden (Roncaccio, westl. Brione) als in der Zone von Contra. Zum Teil enthielten sie noch Granatkelyphite, was auf ursprünglich eklogitischen Charakter deuten könnte. Der Großteil der gewöhnlichen Amphibolite lag wahrscheinlich schon vor Beginn der alpinen Metamorphose in dieser Ausbildung, oder dann als feinkörnige Hornblendediorite vor. Es liesse sich auch an plateaubasaltähnliche Gesteine denken. Eventuell waren mit denselben lokal (z. B. bei der Rabisalebrücke östlich Orselina) peridotitische Gesteine verknüpft, welche nunmehr in Strahlsteinfelse und -schiefer umgewandelt erscheinen. — Für eine nachträgliche (nach oder noch während der Erstarrung des basischen Magmas) Überarbeitung der Amphibolite durch die Metamorphose spricht neben der Ausbildung von Kalksilikateinschaltungen auch der intensiv ausgewalzt anmutende, lamellenartige Habitus anderer (hauptsächlich glimmerreicher) Einschlüsse in Amphiboliten. Dieser steht in krassem Gegensatz zu den fetzigen und schlierigen Einschlüssen in Eklogitamphiboliten.

In Abweichung von den meisten anderen Autoren nimmt BACKLUND (3) den Umwandlungsprozess zwischen Eklogit und Amphibolit in umgekehrter Richtung, d. h. vom Amphibolit zum Eklogit verlaufend an. Ursprüngliche Geosynklinalbasalte sollen unter tektonischer Beeinflussung und gleichzeitiger Einwirkung einer „Migmatitfront“ zunächst in gewöhnliche und schliesslich in Eklogitamphibolite bis Eklogite umgewandelt worden sein. Die von BACKLUND in sehr verallgemeinerter Weise angeführten Erscheinungen können, was die amphibolitischen Gesteine unseres Gebietes anbetrifft, nicht

als stichhaltige Begründung der von ihm postulierten Vorgänge angesehen werden. Er erkennt auch, dass gewisse Phänomene mit letzteren im Widerspruch stehen, macht jedoch hierfür lediglich Rekurrenzerscheinungen geltend. Sicher ist jedenfalls, dass die in allen Stadien bis zur vollständigen Pseudomorphose anzutreffenden Granatkelyphite nur im Sinne einer Umwandlung von Eklogiten in Amphibolite gedeutet werden können. Fraglich ist auch, ob es sich bei den von BACKLUND erwähnten Quarzaureolen um Granate nicht um echte Kelyphite handelt. Ferner scheint sich das von diesem Autor (ohne Angabe von Dünnschliffbeobachtungen) angenommene Verschwinden von Skapolith im Verlauf der Metamorphose im BACKLUND'schen Sinne nicht zu bestätigen; in der Tessiner Wurzelzone wurde Skapolith in allen Amphibolit-, ja sogar in Eklogitvarietäten und meistens im Zusammenhang mit Kontakterscheinungen beobachtet. — Wohl spielten bei der Entstehung von Amphiboliten tektonische Einflüsse eine wichtige Rolle, jedoch erweisen sich einmal gebildete Mineralien ihnen gegenüber als ziemlich stabil (ältere, konkordante Mylonithorizonte). Tektonische Bewegungen bewirkten in erster Linie die Schaffung von Zufuhrwegen für magmatische Stoffe, aus welchen der Grossteil der Amphibolite hervorging. Die Bildung eklogitischer Gesteine schreibt BACKLUND hauptsächlich dem „mehrfachen Passieren einer Migmatitfront“ zu, jedoch vermisst man in den diesbezüglichen Ausführungen Angaben über die Auswirkung eines derartigen Prozesses auch auf die anderen Gesteine.

Die Untersuchungen von CORNELIUS (8, 9), STAUB (52), GANSSER (18), NABHOLZ (36), DIEHL (10), WOYNO (62) und vielen anderen Autoren haben gezeigt, dass in weniger metamorphen Wurzel- bis Scheitel-, ja sogar stirnnaheren Gebieten penninischer Decken Amphibolite in der Regel mit den Grüngesteinen, d. h. Epidot-, Albit-, Chlorit-, Glaukophangesteinen etc., sowie gabbroiden, dioritischen und peridotitischen Gesteinen (Serpentinen) eng vergesellschaftet, resp. diesen unterzuordnen sind. Zeichnen sich jedoch östlichere (Veltlin, Puschlav, Bergell) und westlichere (Piemont) Wurzelgebiete durch grossen Reichtum an Ophiolithen aus, so wären ähnliche Verhältnisse auch in der Tessiner Wurzelzone zu erwarten. Es scheint deshalb sehr naheliegend, die Amphibolite zwischen Maggia- und Verzascatal inklusive Plagioklaspegmatite, -bänder und -äderchen, sowie Hornblendite, Strahlsteinfelse, Peridotite etc. als ophiolithische Intrusivgesteine aufzufassen. Sie wären im wesentlichen unter Bedingungen einer Meso- bis Katametamorphose erstarrt. Eklogit- und zum Teil auch Granatamphibolite (diablastische)

lagen ursprünglich als Hornblendeeklogite vor, während sich über den Primärzustand gewöhnlicher Amphibolite in der Mehrheit nichts Sicheres aussagen lässt. Vielleicht ist ein Teil dieser Gesteine primär in der Ausbildung entstanden, wie sie heute vorliegt. Im Mittel sind die Amphibolite wohl von mesozoischem, d. h. alpinem Alter; die Eklogitamphibolite der Zone von Cardada bilden die jüngsten, die gewöhnlichen Amphibolite der Zone von Orselina wahrscheinlich die ältesten Vertreter dieser Ophiolithe.

Die Begleitgesteine wurden mehr oder weniger intensiv kontaktmetamorph beeinflusst und besonders kalkreiche Nebengesteine metasomatisch verändert. Hierbei ist es durchaus nicht gesagt, dass die Menge der in Kalksilikatifelse umgewandelten Marmore immer der Grösse und Zahl der mit ihnen assoziierten Amphibolite entsprechen muss, da die Intrusion von basischem Magma zeitlich verschieden und teils in bereits vorerwärmte Bereiche erfolgte und somit die Kontaktwirkungen sich oft gegenseitig überlagerten. Diese letzteren sind z. B. in den Nebengesteinen (exkl. Einschlüsse) der grösseren linsigen Amphibolitkomplexe der Zone von Cardada (Valleggia, Gallinee etc.) relativ gering. Es kann dies nur dadurch erklärt werden, dass die besagten, als jung aufgefassten Amphibolite (vgl. S. 459) in bereits weitgehend abgekühlte Gesteine eingedrungen und deshalb randlich rasch erstarrt sind.

Bemerkenswert erscheinen hinsichtlich des oft hohen Titanitgehaltes von amphibolitbegleitenden Kalksilikatgesteinen die von NABHOLZ (36) in sehr vielen Fällen festgestellten Rutilimprägna-tionen in verschiedenartigen Neben- und Mischgesteinen der Ophiolithe (hauptsächlich Prasinite) am NE-Rand der Aduladecke. Auch dieser Autor spricht von einer Infiltration der Nebengesteine durch ophiolithogenes Material (36, 83), dessen Förderung durch tektonische Bewegungen begünstigt wurde. Dass in den von NABHOLZ erwähnten, ophiolithisch infiltrierte Kalkglimmerschiefern (36, 61) Rutil und kein Titanit auftritt, könnte vielleicht auf Erschwerung der Dissoziation von CaCO_3 ($\text{TiO}_2 + \text{CaO} + \text{SiO}_2 = \text{SiO}_5\text{TiCa}$) infolge reichlicher Mitwirkung leichtflüchtiger Bestandteile (vor allem H_2O) zurückzuführen sein. Ferner stellte NABHOLZ ein sehr enges Aufeinanderfolgen, teils sogar ein Ineinandergreifen von ophiolithischer Intrusion und Metamorphose, d. h. tektonischen Bewegungen fest, welcher Ansicht ich im Hinblick auf die analogen Ergebnisse meiner Untersuchungen vollständig beipflichten kann.

Zusammengefasst lassen sich die aus vorliegender Arbeit gewonnenen Anschauungen über den komplizierten Vorgang einer Kon-

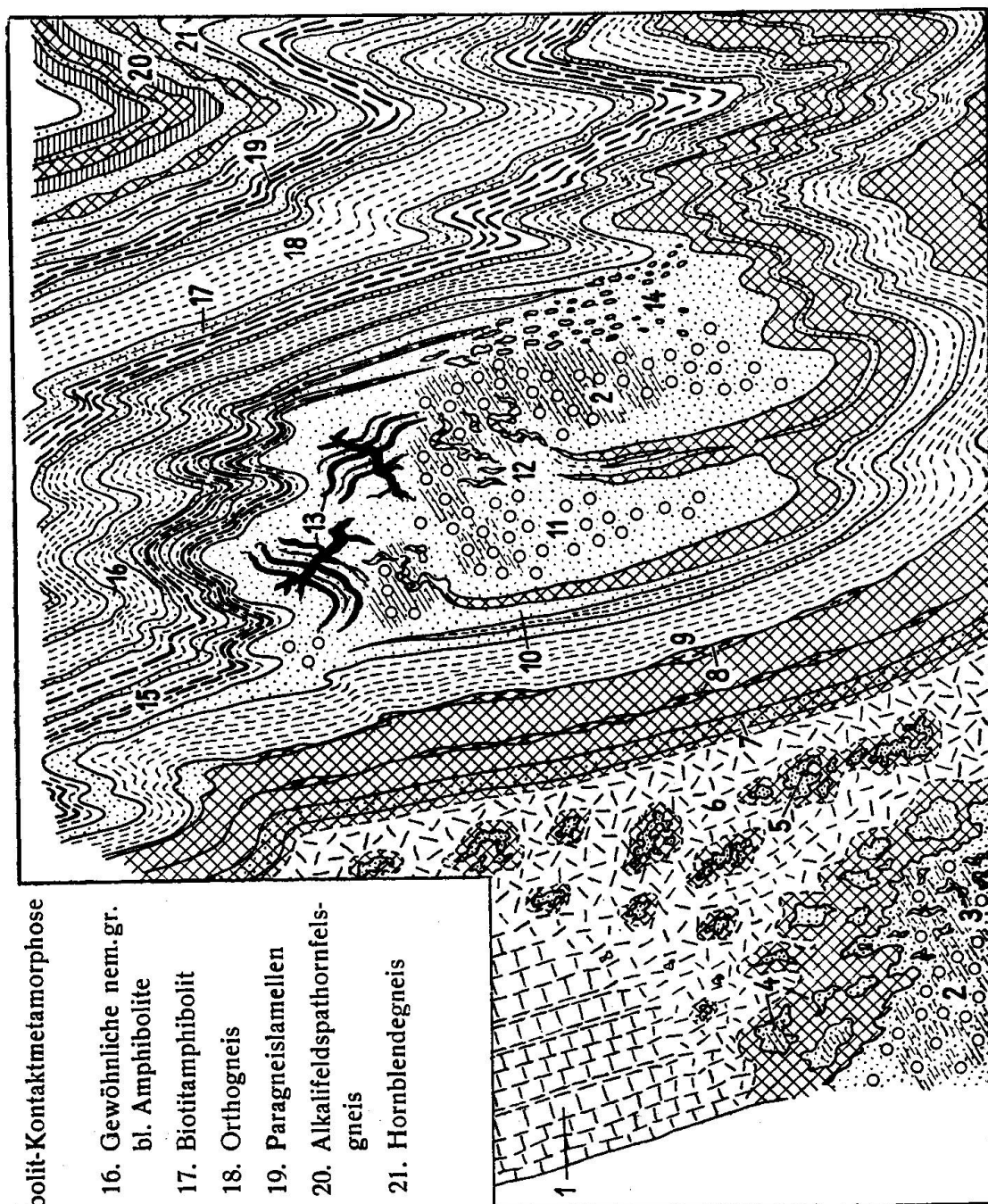


Fig. 47. Schema einer Amphibolit-Kontaktmetamorphose

- | | |
|---|---|
| 1. Phlogopitmarmor | 16. Gewöhnliche nem.gr. bl. Amphibolite |
| 2. Eklogitamphibolit | 17. Biotitamphibolit |
| 3. Kalksilikatschlieren | 18. Orthogneis |
| 4. Kalksilikattfels mit Amphibolitschlieren | 19. Paragneis lamellen |
| 5. Amphibolitnester mit Kalksilikatreaktions-säumen | 20. Alkalifeldspathorngneis |
| 6. Silikatmarmor | 21. Hornblendegneis |
| 7. Kalksilikattführender Amphibolit | |
| 8. Kalksilikattfels (Qz, Pl, Di, Skap) | |
| 9. Hornblenditlinsen | |
| 10. Gew. diabl. Amphibolit | |
| 11. Granatamphibolit | |
| 12. Vesuv.führende Schlieren | |
| 13. Plagioklaspegmatite | |
| 14. Fleckenamphibolite | |
| 15. Gneis mit Glimmerschiefereinschlüssen | |

taktmetamorphose basischer Magmen während der alpinen Hauptorogenese und über die Lagerungsverhältnisse amphibolitischer Gesteine durch das schematische Bild von Fig. 47 (S. 463) wiedergeben.

SCHLUSSBETRACHTUNGEN

Abschliessend sei noch versucht, die Stellung der amphibolitischen Gesteine der Wurzelzone im Hinblick auf das alpin-tektonische Geschehen kurz zu erörtern. Hierbei sind hauptsächlich folgende Vorgänge von Bedeutung:

1. Ursprünglich erfolgten in seichteren Mulden eines kristallinen Untergrundes (saure Eruptivgesteine von teils vielleicht schon gneisartiger Natur) Ablagerungen arkoseartiger, dann mehr toniger und psammitischer, feldspatreicher Sedimente, welche schliesslich in sehr spärliche, dann immer mächtigere Kalk-, seltener auch in Dolomitablagerungen übergingen. Den Abschluss dieser Sedimentation bildeten lokal ziemlich mächtige, etwas tonige und kieselige Kalke (Marmore am N-Rand der Zone von Contra und am S-Rand der Zone von Cardada). Ihr Alter könnte eventuell als liasisch angenommen werden, wenn die sporadisch an ihrer Basis auftretenden Dolomite zur Trias gehörten. Der Augengneiszug am S-Rand der Zone von Contra wäre dann möglicherweise von paläozoischem, vielleicht etwa karbonischem Alter. Vermutlich erfolgte die Sedimentation sehr lückenhaft und setzte zeitweise aus, denn nach der Lagerungsform (Bänke und dünne Lagen) der Sedimente zu schliessen, fand wohl kaum eine Verfrachtung des Grossteils einer ursprünglichen Schichtfolge nach N statt. Eher deuten die relativ mächtigen Sedimentanhäufungen nördlich Contra und Brione auf lokale Vertiefungen eines flachen, lagunenartigen Ablagerungsraumes hin. Das Gepräge derartig mächtiger Sedimentkomplexe lässt trotz bedeutender Abweichungen (Fehlen von Tafelquarziten und Rauhwaacke, sowie von altersbeweisenden Fossilien) noch gewisse Analogien mit penninischen Faziesprofilen erkennen. Quarzite scheinen in der Trias der Tessinerdecken überhaupt ziemlich spärlich vertreten zu sein; als äquivalente Bildungen sind eventuell die Alkalifeldspathornfelsgneise aufzufassen. Die Zone von Orselina führt nur spärliche Sedimentreste, für welche triadisches Alter sehr unwahrscheinlich ist, es fanden hier mög-

licherweise schon zu viel früherer (evtl. paläozoischer) Zeit Faltungsvorgänge statt, welche zur Intrusion ophiolithischer Magmen führten.

2. Vermutlich bereits im Lias begann der alpine Hauptzusammenstau, d. h. die Faltung ausgeebneter Sedimentationströge unter gleichzeitiger Vertiefung der Synklinalen und Herausprägung der penninischen Decken. Wohl zu dieser Zeit sind auch die ersten Intrusionen basischer, d. h. ophiolithischer Magmen in den Zonen von Cardada und Contra aufgetreten. Die Magmen drangen längs Schwächezonen (listrischen Flächen) in die herdnächsten Synklinale ein und wurden längs den Gleitflächen der sich übereinanderschiebenden Decken zu Teilschmelzen abgequetscht. Oft fanden auch mehr lagergangartige Intrusionen statt. Die basischen Magmen nahmen aktiv an der initialen Dislokationsmetamorphose teil, indem sie hauptsächlich die reaktionsfähigen kalkreichen Sedimente metasomatisch veränderten. Stets erfolgten neue Nachschübe in weitere, durch tektonische Bewegungen geschaffene Fugen, so dass wohl nahezu während des ganzen Mesozoikums eine Reihe von Kontaktmetamorphosen aufeinander folgten, somit sich deren Wirkungen gegenseitig überlagerten. Die letzten Erstarrungsprodukte liegen heute wohl in den massigsten Gesteinen vor (Eklogit- und diablatische Granatamphibolite, dioritische Gänge und Schlieren, Hornblendite, Strahlsteinfelse und Plagioklaspegmatite), welche zum grössten Teil in der Zone von Cardada anzutreffen sind. Die gewöhnlichen nematogranoblastischen Amphibolite besitzen vielleicht ein umso höheres Alter, je spärlicher sie diablatische Strukturelikte enthalten und je weniger Granat- oder gar Eklogitamphibolite in der betreffenden Zone auftreten. Dies setzt allerdings voraus, dass die gewöhnlichen Amphibolite zum Teil als ursprüngliche Eklogite vorgelegen haben. Wären die Eklogitamphibolite älter als kristallisationsschieferige Amphibolite, so müsste man ihre Anwesenheit auch in Zonen mit fehlenden jüngeren Sedimenten (Zone von Orselina und Gordevio, auch Locarno s. str.) erwarten, was jedoch in unserem Gebiet nicht der Fall zu sein scheint. Andererseits wäre allerdings auch denkbar, dass sich frühzeitig unter bestimmten Bedingungen Eklogite und nachträglich unter veränderten Verhältnissen nur noch Amphibolite bildeten. Für die komplexen Amphibolitkörper der Zonen von Cardada und Contra ist dies jedoch wenig wahrscheinlich (Anordnung der Gesteine). — Ziemlich sicher wurden durch die ophiolitische Kontaktmetamorphose nicht nur kalkreiche Sedi-

mente in Kalksilikatgesteine, sondern auch die psammitischen zu Hornfelsgneisen umgewandelt.

Sozusagen im gleichen Zeitraum wie die Intrusionen basischer Magmen erfolgten in der Wurzelzone auch pegmatitische Injektionen in den Gneisen und anderen Gesteinen (mikroklinführende Pegmatite). Bemerkenswert erscheint ihre Analogie zu den Plagioklaspegmatiten, indem ältere, konkordante Injektionen häufig von jüngeren, diskordanten Gängen durchbrochen sind.

Als jüngste basische Intrusionen in der Wurzelzone sind vielleicht die relativ massigen dioritisch-gabbroiden wie auch die noch basischeren (z. B. Peridotit von Finero) Gesteine der Zone von Ivrea aufzufassen (vgl. WALTER¹⁵⁾). Möglicherweise befinden sich unter ihnen mit den Eklogitamphiboliten oder massigen Dioriten der Zone von Cardada gleichaltrige Gesteine, obwohl zwischen den völlig voneinander getrennten Vorkommen kein Zusammenhang besteht.

3. Durch die jüngsten Bewegungen am Abschluss der alpin-orogentischen Tätigkeit, d. h. die insubrische Bewegungsphase, erfolgte noch eine mehr oder weniger ausgeprägte epimetamorphe Beeinflussung einzelner amphibolitischer Gesteine. Diese äussert sich in sehr verschiedenartigen Erscheinungen, wie: Mylonitisierung (meist mit Chloritisierung und Albitisierung verbunden), Kakiritisierung, Bildung von Zerrklüften (teils von Zeolithen erfüllt), Zeolithäderchen, Kataklaste, Bildung von Reibungsbrekzien etc. und im geringsten Ausmass in einer beginnenden hydrothermalen Zersetzung der Amphibolite.

MITTELHOLZER (35) hat die Kontaktgesteine von Bellinzona mit denjenigen der Val Mera verglichen und zwischen ihnen prinzipielle Unterschiede, insbesondere in der Art der Kontaktmineralien, gefunden. Dieselben Diskrepanzen veranlassten NOVARESE (41), die Kontaktgesteine Calabriens in zwei Typen zu trennen, nämlich in einen Typus mit reichlich Olivinmineralien, Spinell und Phlogopit und in einen feldspatreichen Typus mit Diopsid, Epidot, Hornblende und Skapolith. MITTELHOLZER führt diese Spaltung auf primäre Unterschiede in den Sedimentgesteinen zurück.

Stellen wir die Kontaktbildungen zwischen unterem Maggia- und Verzascatal in Beziehung zu den entsprechenden Amphiboliten, so ergibt sich folgende Zusammenstellung:

¹⁵⁾ Diese Untersuchung über die Zone von Ivrea zwischen Lago Maggiore und Centovalli ist z. Z. noch nicht veröffentlicht.

Kontakte an kalkreichen Nebengesteinen.

<i>Gewöhnliche Amphibolite</i>	<i>Innerer Kontakthof</i>	<i>Äusserer Kontakthof</i>
Grüne Hbl, Pl, Ilm, Tit	Di, grüne Hbl, Ep-Klz, Skap, Uralit-Hbl, An, Pl, Qz, Tit, Cc	Cc, Qz, ausgebleichte Hbl, Ep-Klz, Skap, Di, An, Zo, Tit, Gr
<i>Eklogit- und Granatamphibolite</i>	<i>Kontaktgesteine</i>	
AP-Sympl., grüne Hbl (HP-Sympl.), Gr, Pl, Ilm, Ru	Ves, Ep-Klz, An, diops.-hedenb. Pyrox., grüne Hbl, saurer Pl, Qz, Skap, Tit, Ilm, Ru	

Kontakte an tonerdereichen Nebengesteinen.

<i>diablastische Amphibolite</i>	<i>Kontaktbildungen (Einschlüsse)</i>
Grüne Hbl, Pl, Ru, Tit	An, marg. Sz, Kor, Staur, Dist, Sp, Chl, Bi, Ep, Cum, Ru
<i>Eklogit- und Granatamphibolite</i>	<i>Kontaktbildungen (Einschlüsse)</i>
AP-Sympl., Gr, grüne Hbl, Pl, Ru, Ilm	Dist, Sp-, Kor-, Bi-Symplektite, Cum, Staur, Gr, Ru, Ilm

Hieraus geht hervor, dass die Art der Kontaktgesteine sowohl von der Natur des Sedimentes als auch von derjenigen des kontakt-erzeugenden Eruptivgesteins abhängt. Eine Bildung von Olivin, Humit-Klinohumit, Chondroit, Phlogopit wurde ausser in beschränk-terem Masse im Zusammenhang mit Peridotiten und Aktinolithge-steinen nie beobachtet. Wahrscheinlich muss die Entstehung einer Mineralparagenese, wie sie für das Val Mera als charakteristisch gilt, der Kontaktwirkung peridotitischer Magmen auf tonerdereichere Nebengesteine zugeschrieben werden. — Hingegen ist für Kontakte an kalkreicheren Nebengesteinen eine weitgehende Übereinstimmung der betreffenden Gesteinstypen nördlich Locarno mit denjenigen von Bellinzona festzustellen, was in Anbetracht der direkten Fortsetzung der Gesteinszüge des einen Gebietes in das andere nicht verwun-dern kann.

Von einer analytisch-chemischen Untersuchung der Amphibolite wurde abgesehen, da die Zusammensetzung mancher dieser Gesteine (z. B. Eklogitamphibolite) schon in kleinen Bereichen ausserordent-lich stark schwankt (infolge Schlierenbildungen, Einschlüssen, Zu-sammenballungen von Gemengteilen etc.). Andererseits würden Ana-lysenresultate von homogenen, gewöhnlichen Amphiboliten nicht sehr viel Neues bieten.

Der Zweck dieser Arbeit bestand in einem Versuch, das Problem der Amphibolitbildung durch Betrachtung der gegenseitigen Be-

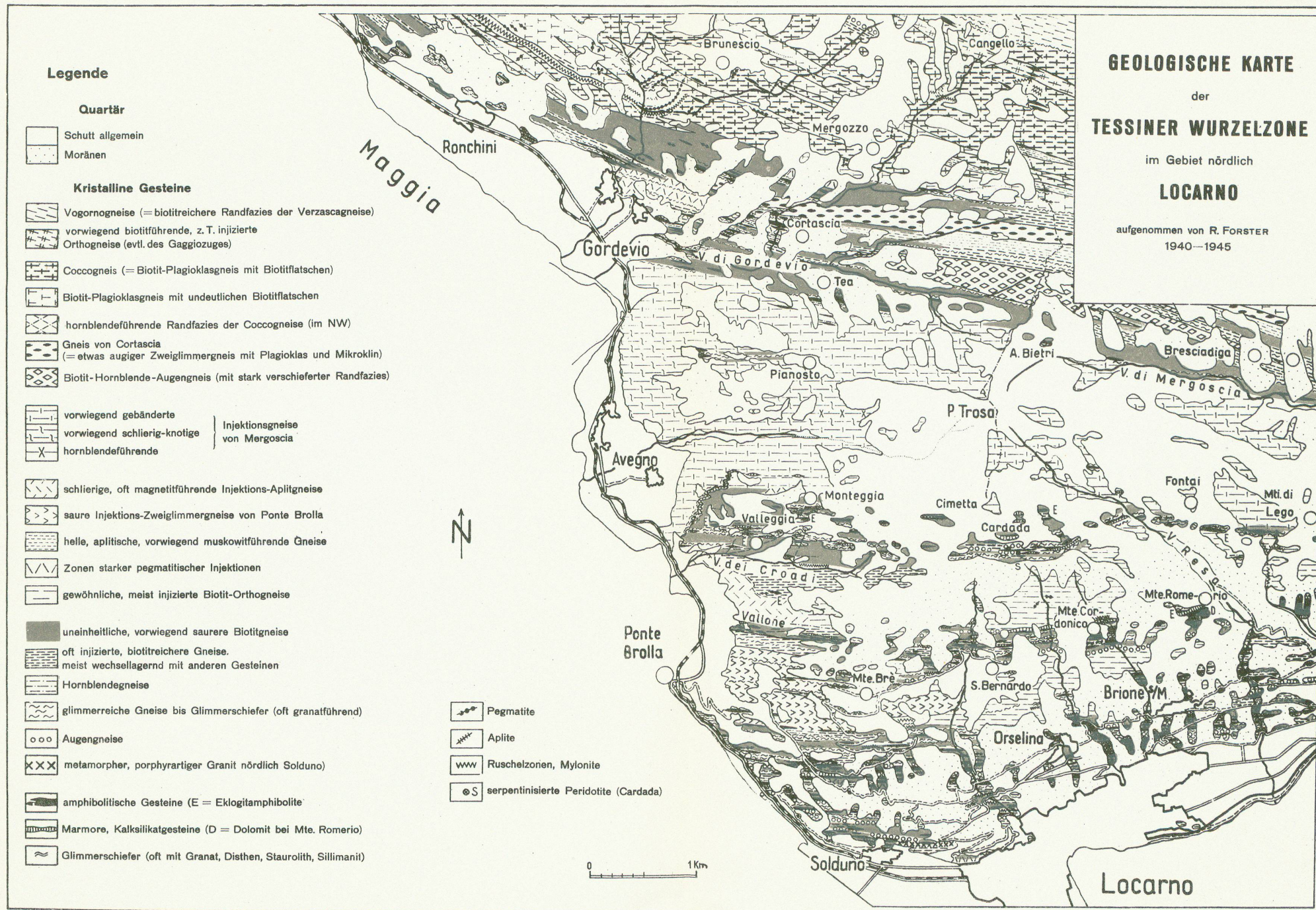
ziehungen und der Beeinflussung verschiedenartiger Gesteine, sowie durch Ausnützung von Vergleichsmöglichkeiten mit Gesteinen anderer Gebiete in einer bisher weniger üblichen Weise zu beleuchten. Jedoch ist dieses Problem noch lange nicht als endgültig und bis in alle Einzelheiten gelöst zu betrachten, obwohl wir in vielen Punkten die Ansichten zahlreicher anderer Autoren teilen und nutzbringend verwerten konnten. Das wesentlichste Ergebnis besteht somit in der starken Betonung des Ortho- bis Mischgesteinscharakters der amphibolitischen Gesteine zwischen unterem Maggia- und Verzascatal.

Literaturverzeichnis

1. ADAMS, F. D.: On the Origin of the Amphibolites of the Laurentian Area of Canada, Journ. of Geol., Vol. XVII, Nr. 1 (1909).
2. ARTINI, E. und MELZI, G.: Ricerche petrografiche e geologiche sulla Val Sesia, M. Ist. Lomb. 18 (1900), S. 219—390.
3. BACKLUND, H.: Zur genetischen Deutung der Eklogite, Geol. Rundschau, Bd. XXVII (1936), S. 47—61.
4. BAYLEY, W. S.: A Fibrous Intergrowth of Augite and Plagioklase, resembling a Reaction Rim in a Minnesota Gabbro, Amer. Journ. Sci. 3d Ser., Vol. XLIII (1892), S. 516—520.
5. BECKE, F.: Die Gneisformation des niederöstr. Waldviertels, Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. IV (1882).
6. BOWEN, N. L.: The Behavior of Inclusions in Igneous Magmas, Journ. of Geol., Vol. XXX, Suppl. 6 (1922).
7. BUTLER, J. W. Jr.: Origin of the Emery Deposits near Peekskill (N. Y.), The Amer. Mineralogist, Vol. 21, Nr. 9 (1936).
8. CORNELIUS, H. P.: Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin, N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. XI (1915).
9. — Über einige seltenere Gesteinstypen aus dem Grüngesteinsgebiet von Zermatt (Wallis), Mitt. d. geol. Ges. in Wien, Bd. XXVI (1933), S. 154—161.
10. DIEHL, E. A.: Geologisch-Petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont, Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII (1938), S. 214—403.
11. DRESCHER-KADEN, F.: Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen, sowie der synantetischen Reaktionsformen. 1. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit, Chemie der Erde, Bd. 12 (1940), S. 304—417.
12. DUPARC, L. und MRAZEC, L.: Recherches Géologiques et Petrographiques sur le Massif du Mont Blanc, Mém. de la Soc. de Phys. et d'Hist. de Genève, Tome XXXIII, No. 1 (1898).

13. ERDMANNSDOERFFER, O. H.: Eklogit im Schwarzwald und seine retrograde Umwandlung, *Journ. of Geol.*, Vol. XLVI, Nr. 3 (1938).
14. — Über Zoisit-Oligoklaspegmatit und seine Beziehungen zu anorthositischen Magmen, *Sitzungsber. d. Heidelb. Akad. d. Wissensch.*, 4. Abh. (1931).
15. ESKOLA, P.: The Mineral Fazies of Rocks, *Norsk. Geol. Tidskr.* VI (1920), S. 143—194.
16. — On the Eclogites of Norway, *Vidensk. Skr. Mat.-Naturv. Kl.* Nr. 8 (1921).
17. — On the Petrology of Orijärvi Region in Southwestern Finland, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, Nr. 40 (1914).
18. GANSSER, A.: Der Nordrand der Tambodecke. Geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XVII (1937), S. 291—523.
19. GRUBENMANN, U.: Der Granatolivinfels des Gordunotales und seine Begleitgesteine, *Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich* (1908).
20. GUTZWILLER, E.: Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin, *Ecl. Geol. Helv.* XII (1912).
21. HARKER, A.: *Metamorphism*, London (1932).
22. HEZNER, L.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztals, *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XXII (1903).
23. HUBER, H. M.: Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XXIII (1943), S. 72—260.
24. HUTTENLOCHER, H.: Beiträge zur Petrographie des Gesteinszuges von Ivrea-Verbano. Die gabbroiden Gesteine von Anzola, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XXII (1942).
25. KNOBLAUCH, P.: Erläuterungen zum Blatt Jorio (516), *Geol. Komm. Schweiz. Naturf. Ges.* (1939).
26. — Umgebung von Bellinzona, *Geol. Führer d. Schweiz*, Fasc. XI (1934), S. 830.
27. KÜNDIG, E.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. VI (1926).
28. — Tektonischer Überblick über die gesamten Tessiner Alpen, *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, N.F. 71. Lieferung (1936), S. 101.
29. — und BURRI, C.: Umgebung von Locarno, *Geol. Führer d. Schweiz*, Fasc. XI, S. 838.
30. LAITAKARI, A.: Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas), *Inaug.-Diss. Helsinki* (1921).
31. LEDERMANN, H.: Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranites im oberen Lötschental (westliches Aarmassiv), *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XXV (1935).
32. MARCHET, A.: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreich. Waldviertels, *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 36 (1924).
33. MASSON, R.: Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XVIII (1938), S. 54—213.
34. METZOER, A. A. T.: Zur Geologie der Inseln Alö und Kyrklandet in Pargas-Parainen, SW-Finnland; *Meddel. Abo Akad. Geol. Min. Inst.* Nr. 27 (1945).

35. MITTELHOLZER, A. E.: Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone, Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI (1936), S. 19—182.
36. NABHOLZ, W.: Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental, Ecl. Geol. Helv., Vol. 38 (1945).
37. NIGGLI, P.: Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine, Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIV (1934).
38. — Gesteinschemismus und Mineralchemismus. II. Die Pyroxene der magmatischen Erstarrung, Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXIII (1943), S. 538—607.
39. — Gesteinschemismus und Mineralchemismus. II. Die Pyroxene der magmatischen Erstarrung. Zweiter Teil: Allgemeines über Reaktionsgleichungen und Dreiecksdarstellungen mit Hilfe der Basis, Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXVI (1946), S. 34—43.
40. — Die Chloritoidschiefer des nordöstlichen Gotthardmassives. Inaug.-Diss. Univ. Zürich 1912.
41. NOVARESE, V.: La Formazione diorito-kinzigitica in Italia, Boll. R. Uff. geol. Italia, Vol. LVI (1931), n. 7.
42. PARRAS, K.: Das Gebiet der pyroxenführenden Gesteine im westlichen Uusimaa in Südfinnland, Geol. Rundschau, Bd. 32, 4/5, S. 484—570.
43. PREISWERK, H.: Der Quarzdiorit des Coccomassives (zentrale Tessiner Alpen) und seine Beziehungen zum Verzascagneis, Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XI (1931), S. 27—55.
44. — und REINHARD, M.: Geologische Übersicht über das Tessin, Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. III (1934), S. 190.
45. — und GRÜTTER, O.: Das Gebiet der penninischen Decken westlich des Ticino, Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F. 71. Lieferung (1936), S. 1—30.
46. DE QUERVAIN, F.: Pegmatitbildungen von Valle della Madonna bei Brissago, Mitt. Naturw. Ges. Thun 1932.
47. REPOSSI, E.: La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici, Mem. Soc. Ital. Sc. Nat. 8 (1915/16).
48. SCHALCH, F.: Amphibolite von Blatt Petersthal-Reichenbach, Mitt. d. Grossh. Bad. Landesanst., Bd. III (1895), S. 227—251.
49. SEDERHOLM, J.: On Synantetic Minerals, Bull. Comm. Géol. Finlande, Nr. 48.
50. STAUB, R.: Bau der Alpen, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 52 (1924).
51. — Sur les Racines des Nappes Valaisannes et Grisonnes entre la Valteline, le Tessin et l'Ossola, C. R. somm. Soc. Géol. de France 7, 1937.
52. — Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge, Inaug.-Diss. Zürich 1915.
53. STRASSER, E.: Geologie der Pizzo di Claro-Torrone-Alto-Kette, sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessental, Inaug.-Diss. Zürich 1928.
54. SUZUKI, J.: Über einen Skapolithamphibolit von Losone bei Ascona (Tessin), Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. X (1930), S. 133—138.
55. TILLEY, C. E.: The Paragenesis of Cyanite-Amphibolites, Min. Mag. London, Vol. XXIV, Nr. 158 (1937), S. 555—568.
56. WANG, H. S.: Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona, Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIX (1939), S. 21—199.



Leere Seite
Blank page
Page vide

57. WEINSCHENK, E.: Dynamométamorphisme et Piézocristallisation, Mém. Congr. Géol. Intern. VIII^e sess. France 1900.
58. WENK, E.: Die Koexistenzbeziehungen zwischen Hornblende, Biotit und Feldspäten und die Bedeutung der oscillierenden Zonarstruktur, Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXV (1945), S. 141—164.
59. WIESENEDER, H.: Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite, Tscherms. Min. Petr. Mitt., Bd. 46 (1935), S. 174—209.
60. WINCHELL, A. N.: Elements of Optical Mineralogy, Part II, 3d ed., London 1933.
61. WILLEMSE, J.: On the old Granite of the Vredefort Region and some of its associated Rocks, Trans. Geol. Soc. S-Afr., Vol. XL, 1937.
62. WOYNO, T. J.: Casannaschiefer des mittleren Bagnes (Wallis), Inaug.-Diss. Univ. Zürich 1911.

Geologische Karten

63. PREISWERK, H., BOSSARD, L., GRÜTTER, O., NIGGLI, P., KÜNDIG, E. und AMBÜHL, E.: Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniothal M. 1:50 000, Spezialk. 116, Geol. Komm. Schweiz. Naturf. Ges. 1934.
64. KNOBLAUCH, P. und REINHARD, M.: Geologischer Atlas der Schweiz: Blatt 516 Iorio, Geol. Komm. Schweiz. Naturf. Ges. 1939.