

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

**Band:** 19 (1939)

**Heft:** 1

**Artikel:** Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona

**Autor:** Wang, Heng Sheng

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-17808>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **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. [Voir Informations légales.](#)

### **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. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 13.10.2024

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

# Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona

(Mit 17 Diagrammen und 16 Figuren.)

Von *Heng Sheng Wang*

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort . . . . .	23
Einleitung . . . . .	24
Geologischer Überblick . . . . .	25
Die Metamorphose . . . . .	26
Die basischen und ultrabasischen Gesteine . . . . .	29
I. Der Amphibolitstock zwischen Gordemo und Scalate . . . . .	29
1. Der normale Granatamphibolit . . . . .	29
A. Vorkommen . . . . .	29
B. Mineralbestand . . . . .	32
C. Chemismus . . . . .	39
2. Der anthophyllitführende Granatamphibolit der Randfazies . . . . .	49
A. Vorkommen . . . . .	49
B. Mineralbestand . . . . .	49
C. Chemismus . . . . .	56
D. Der Chemismus der monoklinen Hornblende . . . . .	60
E. Die Bildung des Anthophyllits . . . . .	62
3. Der Kontakt des Amphibolitstocks . . . . .	63
A. Das Diopsid-Skapolithband . . . . .	63
B. Der Marmor . . . . .	64
C. Das Skapolithband . . . . .	65
D. Mechanisch beanspruchte und sedimentäre Kontakte . . . . .	67
4. Die durch Injektionen hervorgerufenen Veränderungen . . . . .	72
A. Diopsidisierung . . . . .	72
B. Epidotisierung . . . . .	75
C. Skapolithisierung . . . . .	77
II. Gewöhnliche (granatfreie) Amphibolite . . . . .	81
1. Der Amphibolitlagergang ENE Rongia . . . . .	82
2. Der Amphibolitlagergang der Valle della Pentira . . . . .	83
III. Der grosse Amphibolitlagergang zwischen Monti di Ditto und Gaggiolo . . . . .	84
1. Der gewöhnliche granatfreie Amphibolit . . . . .	85
A. Vorkommen und Mineralbestand . . . . .	85
B. Chemismus . . . . .	86
2. Der porphyroblastische granatfreie Amphibolit . . . . .	89
A. Vorkommen und Mineralbestand . . . . .	89
B. Chemismus . . . . .	90



	Seite
3. Der Granat-Epidot-Diopsidfels . . . . .	93
A. Vorkommen und Mineralbestand . . . . .	93
B. Chemismus . . . . .	94
4. Der Peridotit . . . . .	97
A. Mineralbestand . . . . .	97
B. Chemismus . . . . .	99
IV. Der eklogitische Amphibolit . . . . .	100
A. Vorkommen und Mineralbestand . . . . .	100
B. Chemismus des Symplektits . . . . .	102
C. Chemismus des Gesteins . . . . .	105
V. Diskussion . . . . .	108
1. Die genetischen Beziehungen zwischen gewöhnlichen Amphiboliten, Granatamphiboliten und Eklogiten . . . . .	108
2. Die genetischen Beziehungen zwischen basischen und ultrabasischen Gesteinen . . . . .	112
VI. Der Chemismus der Hornblendegruppe . . . . .	114
Die Pegmatite und die sauren Injektionen . . . . .	117
I. Einheitlicher, mächtiger Pegmatitgang . . . . .	119
II. Dünne Aplitbänder im Amphibolit . . . . .	121
A. Vorkommen . . . . .	121
B. Mineralbestand . . . . .	121
C. Chemismus . . . . .	123
III. Relativ saure Aplitbänder im Amphibolit . . . . .	126
1. Die linsenförmige aplitische Injektion (skapolith- und zeolithführend) . . . . .	126
2. Die äderchenförmige aplitische Injektion (zeolithführend) . . . . .	131
3. Die feinsten Äderchen der Aplitinjektion im Amphibolit (zeolithführend) . . . . .	134
Basifizierung der Feldspäte, Skapolithisierung und Zeolithisierung . . . . .	137
4. Die feinsten Äderchen der Aplitinjektion im Amphibolit (ohne Skapolith und Zeolith) . . . . .	138
A. Aplitäderchen . . . . .	138
B. Der Amphibolit . . . . .	140
C. Die mit dem Amphibolit innig gemischte Injektion . . . . .	141
5. Zusammenfassung . . . . .	144
IV. Quarz-Bytownitlinse im Amphibolit . . . . .	147
A. Vorkommen . . . . .	147
B. Mineralbestand . . . . .	147
C. Chemismus . . . . .	151
V. Die Beziehung zwischen Natron- und Kalipegmatiten . . . . .	154
VI. Versuche zur Aufklärung der Beziehung zwischen den sog. Kalifeldspäten (Mikroklin, Adular, Orthoklas, Sanidin) mit Berücksichtigung ihrer Bildungsbedingungen . . . . .	156
Bemerkungen zum „Analysen-Manko“ und zur Wasserbestimmung . . . . .	157
Zusammenfassung . . . . .	180
Schlusswort . . . . .	181
Tabellarische Zusammenstellungen über den Chemismus der Hornblenden . . . . .	184
Literatur-Verzeichnis . . . . .	196

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde 1935 auf Veranlassung von Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI unternommen und im Jahre 1937 abgeschlossen. Da die Geologie dieser Gegend schon von E. KUENDIG im Masstabe 1:10 000 aufgenommen wurde, sind die für diese Arbeit notwendigen Terrainstudien nur im Frühling 1935 gemacht worden. Die chemischen Gesteinsanalysen erfolgten bis 1936; die übrige Zeit wurde für die Auswertung dieser Analysen, das Mikroskopieren, sowie zur Erlernung der deutschen Sprache verwendet. Die Verarbeitung des gesammelten Materials erfolgte durchwegs im Mineralogisch-Petrographischen Institut der E. T. H., Zürich, unter Leitung von Herrn Prof. NIGGLI.

Zu herzlichem Dank verpflichtet bin ich vor allem meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI, der nicht nur jederzeit meiner Arbeit das fördernde Interesse entgegenbrachte, sondern auch mir Freude und Mut zur Weiterführung und Vollendung dieser Arbeit zu geben wusste. Dieselbe war ursprünglich nicht so weitgehend geplant, und darum sind die Daten besonders der Feldaufnahmen bei einigen Problemen noch unvollkommen. Ebenso danke ich Herrn Prof. Dr. W. H. WONG, Direktor der Chinesischen Landesanstalt, der mir in entgegenkommender Weise den zweimalig verlängerten Urlaub zur Vollendung dieser Arbeit bewilligte. Den Herren Professoren Dr. J. JAKOB, Dr. C. BURRI, Dr. R. L. PARKER, sowie Herrn Dr. F. DE QUERVAIN danke ich aufrichtig für ihren mannigfachen Rat und ihre wertvolle Hilfe. Die chemischen Gesteinsanalysen sind unter Leitung von Herrn Prof. Dr. JAKOB durchgeführt worden, und Herr Prof. Dr. BURRI hat mir freundlicherweise seine eigenen Dünnschliffe des Amphibolits von Gordola zur Verfügung gestellt. Ich freue mich auch, den Herren Professoren Dr. M. REINHARD, Dr. R. STAUB, Dr. A. BUXTORF und Dr. A. JEANNET für die reichen Anregungen danken zu dürfen, die ich in Vorlesungen, auf Exkursionen und in gemeinsamer Aussprache von ihnen erhielt. Herrn Prof. Dr. M. REINHARD danke ich noch besonders für seine Einführung in die Mineralbestimmung am U-Tisch, und gleichfalls Herrn Privatdozent Dr. A. RITTMANN für die Mitteilung seiner Zonenmethode. Besten Dank sage ich Herrn Dr. E. KUENDIG, mit dem ich in den Bergen wochenlang zusammen arbeitete, wobei ich von ihm überaus wertvollen Beistand erhielt. Herrn Prof. Dr. A. STRECKEISEN und Herrn A. STUTZ bin ich für ihre Mithilfe bei der Redaktion der Arbeit sehr zu Dank verpflichtet. Ferner möchte ich allen meinen Kollegen, darunter besonders meinem Freund U.

KAPPELER, wie auch der Bevölkerung des Kantons Tessin an dieser Stelle für ihre Hilfe sowie für ihre liebenswürdige Gastfreundschaft Dank sagen.

Meine Studien in der Schweiz wurden finanziell teilweise durch die Chinesische Landesanstalt, teilweise durch die „China Foundation for the Promotion of Education and Culture“ und zum grössten Teil durch die „Provinziale Stiftung für das Auslandsstudium chinesischer Studenten, Hopei Provinz“, unterstützt.

Vor meiner Heimkehr brach über mein Land grosses Unglück herein. Der Umstand, dass ich nicht von Anfang an meine Kräfte dem Lande zur Verfügung stellen konnte, hat mir die Fertigstellung meiner Arbeit keineswegs erleichtert.

Schliesslich gedenke ich dankbar auch meiner Eltern und meines verstorbenen Onkels, welche mein Studium ermöglicht haben. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

## Einleitung

Wer die Wurzelzone der Alpen kennt, weiss, wie mannigfaltig die in dieser Zone auftretenden Gesteine sind. Einen erschwerenden Umstand für ihre Beurteilung bilden die verschieden alten Injektionen und Intrusionen. Manche Gesteine sind durch Kontakt- und Dislokationsmetamorphose zu verschiedenen Zeiten so stark verändert worden, dass sie ihren Ursprungscharakter nicht mehr erkennen lassen.

Sehr interessant, aber von ganz besonders kompliziertem Charakter ist die sogenannte Wurzelzone der penninischen und ostalpinen Decken in der Gegend von Bellinzona bis Locarno. Gleichmässiges, steiles N-Fallen bei vorwiegendem E-W-Streichen von Para-, Ortho- und Injektionsgneisen mit Intrusionen von basischen und sauren Gesteinen charakterisiert dieses Gebiet. Zonenweise häufen sich die Marmore, welche in der Nähe von Bellinzona triadischen Charakter noch gut erkennen lassen und verschiedentlich eine feinere Gliederung gestatten. Aber nach Westen hin keilen die relativ mächtigen Marmorzüge bald aus, und nördlich von Gordola und Gudo sind sie nur noch in dünnen Bändern vorhanden, hie und da begleitet von Amphiboliten. Sie lassen ihren ursprünglichen Charakter nicht mehr erkennen, und darum bilden sie seit jeher einen Streitpunkt in der Diskussion über die Gliederung der Wurzelzone. Da nun gerade hier die transversale Kulmination des Tessins durchzieht, kann man wohl mit

R. STAUB (71, 72) annehmen, dass die Trennungszone zwischen den Wurzeln verschiedener Decken über die Kulmination zum Teil in die Luft ausstreicht, so dass stellenweise nur der untere Teil noch vorhanden ist. Die Gesteine, welche heute zutage treten, lagen früher mehr in der Tiefe. Je tiefer die Wurzelzone aufgeschlossen ist, umso eher ist mit einer Erosion der Trennungszonen zu rechnen. Es bleibt somit eine mehr oder weniger einheitliche, aber ungeheuer komplizierte Masse übrig. STAUB (73) hat neuerdings diesen tektonisch beanspruchten Komplex wie folgt aufgefasst: „Als mittelpenninische Wurzelzone ist im Tessin nach meinen neuen Studien nunmehr die Zone von Bellinzona in engem Sinne zu betrachten, die zwischen den Sedimentkeilen des Castione-Carasso-Valle della Pesta-Zuges und der Marmorzone von Bellinzona - Monti di Cò gegen die untere Verzasca und Locarno zieht und die im Centovalli, wohl am ehesten südlich anschliessend an die grosse Mylonitzone im Norden von Intra, noch weiter zu verfolgen sein wird“. Nach dieser Auffassung gehören die hier untersuchten Gesteine in der Hauptsache bereits zum „Unterostalpin“.

## Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet von Gordola liegt nach der Kartenskizze der Tessiner Wurzelzone von P. KNOBLAUCH und E. KUENDIG (52, Taf. 1) im nördlichen Teil der Zone von Bellinzona. Nach KUENDIG (11) sind in der Nähe von Gordola von Süd nach Nord folgende Abteilungen unterscheidbar:

1. Zone von Locarno-Tenero: vorwiegend Injektionsgneise, zonenweise stark mylonitisiert, Augengneise und amphibolitische Injektionszone, junge Pegmatite.

2. Zone von Contra: Zahlreiche Marmorzüge mit ihren typischen Begleitgesteinen (basische Eruptiva, Pegmatite, Paraschiefer etc.).

3. Zone von Mergoscia: Injektions- bis Orthogneise.

Der Amphibolitstock zwischen Gordemo und Scalate liegt hauptsächlich in der Zone von Locarno und teilweise in der Zone von Contra (s. Fig. 1). Aus dieser Tatsache allein lässt sich schon vermuten, dass hier ein Amphibolit von intrusivem Charakter vorliegt. Im grossen und ganzen scheint die Zone von Contra reicher an basischen Eruptiva zu sein, während die sauren Injektionen sich in den andern zwei Zonen vermehren. Die Zone von Bellinzona zieht nach Westen hin in die Zone „Canavese-Ivrea“.

## Die Metamorphose

Sehr charakteristisch für die Gesteine der Tessiner Wurzelzone ist die regional auftretende hochgradige Metamorphose, sowie die erstaunliche Mannigfaltigkeit, die sie in einem so engen Raum aufweist. So zeigen z. B. die Granatamphibolite bei Tenero eine gröbere Kristallinität als die gleichen Gesteine, die in höheren Decken vorkommen<sup>1)</sup>. Hängt die Korngrösse des Kristallins u. a. von den bei der Umkristallisation herrschenden physikalischen Bedingungen ab, so muss bei der Beurteilung der Metamorphose eines Gesteines auch sein Korn berücksichtigt werden. Es gibt ferner typische Katakgesteine, z. B. granatführende Sillimanitgneise in der Zone von Ivrea (20), die sich nur einige Kilometer westlich von dem vom Verfasser untersuchten Gebiete befinden. Eine grosse Mannigfaltigkeit der Metamorphose zeigen vor allem die kalkigen Sedimente. So findet man im Sasso-Marcio-Zug sowie in demjenigen der oberen Val Marco noch nicht-metamorphe Rauhwacke, ferner im nördlichen Teil des Castionezuges ob Lumino sehr rauhwackenähnliche poröse Kalke, die nur schwach metamorphosiert sind, während in der Val Traversagna, in Castione und Bellinzona die Kalksedimente schon in typischen Marmor umgewandelt sind. Gegen Westen hin treten die Marmore allmählich zurück, weisen aber manchmal noch relativ grobes Korn auf. Schon diese Tatsache allein zeigt, wie kompliziert die Erscheinungen innerhalb einer metamorphen Provinz der Dislokationsmetamorphose sind, sodass man nicht einfach kurzweg von einer Regionalmetamorphose sprechen kann. Wohl können die Temperaturen wie auch der hydrostatische Druck mit der Versenkung der in der Geosynklinale sich befindenden Sedimente zunehmen, wodurch die Reaktionsfähigkeit der in Frage kommenden Gesteine erhöht wird. Es ist jedoch nicht zu vergessen, dass einerseits die durch Versenkung allein bedingten Temperaturen nicht sehr hoch steigen können und dass andererseits die Stabilität der Silikate im allgemeinen sehr gross ist. Darum genügt im allgemeinen Belastung oder Entlastung nicht, die Gesteine umzuwandeln. Man sieht überall die unveränderten abyssischen Eruptivgesteine, die durch Erosion (Entlastungen) nun zutage treten. Mancherorts blieben einige alte Sedimente nahezu un-

---

<sup>1)</sup> Anlässlich einer im letzten Sommer von Prof. NIGGLI geleiteten Exkursion nach Vals hatte der Verfasser die Gelegenheit, einige Vorkommnisse der dortigen Amphibolite kennen zu lernen. Die sehr schönen Lagergänge der Granatamphibolite besitzen fast den gleichen Mineralbestand wie die von Tenero. Was aber unterscheidend auffiel, ist ihr relativ feines Korn.

verändert, wie sie ursprünglich abgelagert worden sind. Für die metamorphen Gesteine hatte Prof. NIGGLI über das petrographisch wie auch geologisch gut untersuchte Gotthardgebiet wie folgt geschrieben (22):

„Während beispielsweise im Gotthardmassiv, und zum Teil auch auf seiner Nordseite, Kataklyse vorwiegt, sind die stark gestauten und zusammengepressten Sedimente der Südseite und der südlichen Muldenzone zwischen Gotthardmassiv und penninischen Decken (Mulde von Piora, Scopi, Lukmanier) in hochkristalline Produkte umgewandelt mit völlig neuem Mineralbestand (Biotit, Muskowit, Granat, Staurolith, Disthen, Hornblende usw.). Andererseits sind die ursprünglich genau gleich zusammengesetzten Bündnerschiefer östlich davon (Lugnez), die grösstenteils nach Norden ausweichen konnten, viel weniger intensiv metamorphosiert.“

Vergleicht man die kaum veränderten mesozoischen Gesteine bei Vättis mit denjenigen der westlich-südwestlich davon liegenden Tavetscher Muldenzone (die geographisch mehr oder weniger jener entspricht, aber infolge der Zusammenpressungen zwischen Aar- und Gotthardmassiv doch stärkere Veränderung zeigt), so überzeugt man sich, wie die Dislokationsmetamorphose von Fall zu Fall verschiedene Produkte erzeugen kann, wie sehr die lokalen Verhältnisse ausschlaggebend werden.

Wenn man von Dislokationsmetamorphosen spricht, so kommt der Stress in erster Linie in Betracht. Als Agens zur Veranlassung der Gesteinsmetamorphose ist der Stress viel wirksamer als der hydrostatische Druck. Der Hauptgrund dafür ist, dass der Stress das Gittergebäude der meisten Mineralien sehr wirksam beansprucht oder in einen anomalen Zustand überführt, sodass ihre Stabilität erniedrigt und ihre Reaktionsfähigkeit erhöht wird. Ausserdem können durch Zusammenpressung, Zertrümmerung und Gleitungen die Berührungsflächen der miteinander reagierenden Mineralien vermehrt werden; andererseits wird der Gesteinskörper rissig oder verschiebbar, wodurch er für Lösungsmittel wegsamer werden kann. Alles das begünstigt die Umwandlung der Gesteinskörper, und deshalb zeigt ein beanspruchtes Gestein sehr oft stärkere Veränderungen als ein nicht beanspruchtes. Ferner kann durch Dislokation Reibungswärme erzeugt werden. Obwohl einige Forscher (25) der Ansicht sind, dass diese kaum eine nennenswerte Temperaturerhöhung zur Folge hat, muss man sie doch bei der Beurteilung der Dislokationsmetamorphose mitberücksichtigen. J. W. AMBROSE (3) hat neuerdings in einer Arbeit über die Metamorphose der Missi-Serie deutlich gezeigt, wie die Intensität der Metamorphose der in Frage kommenden Gesteine

von der Stärke der Bewegung in dem deformierten Gesteinskörper abhängt. Es ist wohl möglich, dass während der alpinen Bewegungen die Sedimente der Südseite des Gotthardmassivs und der südlichen Muldenzone zwischen demselben und den penninischen Decken infolge der gewaltigen Zusammenpressung und starken Stauung neben der intensiven Beanspruchung auch noch einer dadurch erzeugten Erwärmung unterworfen waren. Dass in der Wurzelzone im Tessin im grossen und ganzen intensiv metamorphe Gesteine vorherrschen, kann ebenfalls teilweise auf diese Wärme zurückgeführt werden. Was aber in dieser Zone die Gesteinsmetamorphose besonders begünstigte, waren die basischen und die weitaus häufigeren sauren Intrusionen und Injektionen. Durch die ersteren ist eine Reihe von Kalksilikatfelsen und Marmoren der Katametamorphose geschaffen worden. Die sauren Injektionen haben hauptsächlich am Kontakt zur Rekristallisation des Mineralbestandes der injizierten Gesteine geführt; beim Marmor konnten sie einerseits gelegentlich auch die Bildung von Kalksilikaten veranlassen, und andererseits wurde der eigene Mineralbestand der Injektionsadern durch Kalkaufnahme wesentlich verändert (z. B. Anorthitisierung der sauren Feldspäte). Stellenweise führten die sauren Injektionen noch Nachschübe von pneumatolytischem bis hydrothermaletem Charakter, und manche Gesteine wie auch die Injektionen selbst haben dadurch eine Epimetamorphose erlitten. Während die basischen Intrusionen grösstenteils am Anfang der alpinen Bewegung stattfanden, sind die sauren Injektionen meistens spät- oder postalpin. Jene wurden manchmal von diesen erneut metamorphosiert, wodurch eine Polymetamorphose entstand. Zudem kommen in diesem Gebiet auch zur herzynischen oder einer noch älteren Metamorphose gehörige Gesteine vor, die aber infolge starker Zusammenpressung und Auskeilung mancherorts von den jungen Gesteinen nicht zu trennen sind. Die Mannigfaltigkeit ist daher ausserordentlich gross. „Nirgends wie hier gilt, dass mit einem feststehenden Schema an Naturvorgänge nicht herangetreten werden darf“ (22, S. 203). Um diesen Metamorphosenkomplex abklären zu können, ist es unbedingt notwendig, jeden der oben erwähnten Faktoren in Betracht zu ziehen und die Abweichungen der physikalischen Bedingungen von Fall zu Fall zu berücksichtigen.



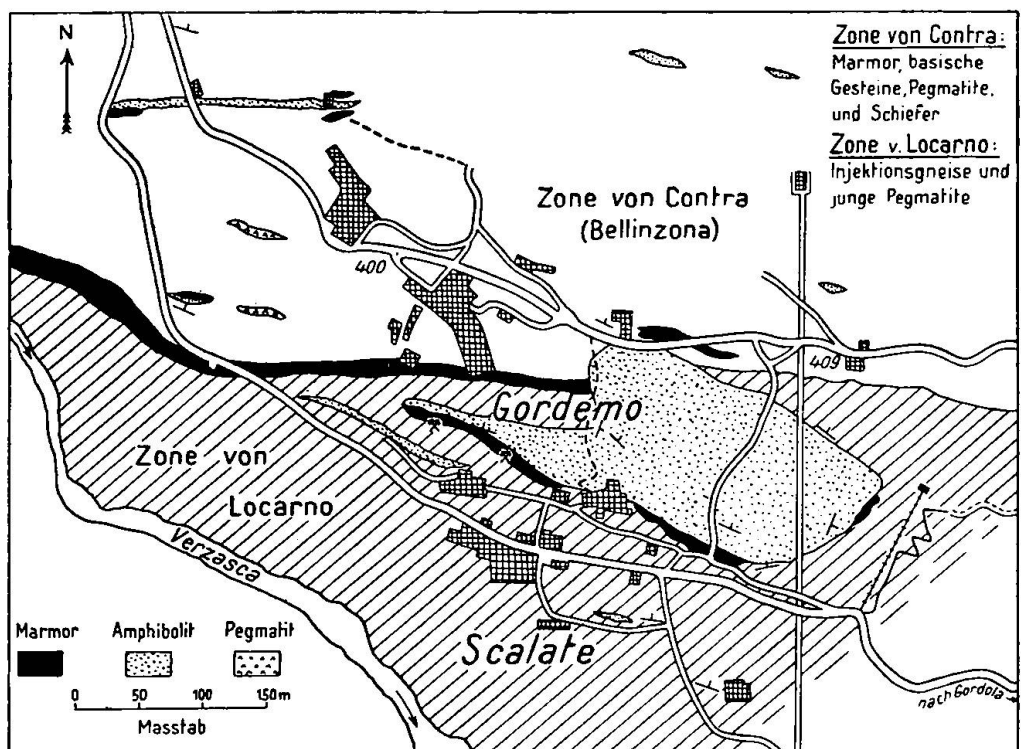
Die basischen und ultrabasischen Gesteine:

**I. Der Granatamphibolitstock zwischen Scalate und Gordemo**

1. DER NORMALE GRANATAMPHIBOLIT

A. Vorkommen

Zwischen Scalate und Gordemo tritt ein Granatamphibolitstock infolge seines grösseren Widerstandes gegen die Verwitterung topographisch deutlich aus den Rebbergen von Scalate heraus. Er ist schon seit langem den Petrographen (23) bekannt. Nach E. KUENDIG



Geologische Kartenskizze des unteren Verzascales, hauptsächlich nach E. Kündig.

Fig. 1

(11, S. 841) bildet er einen birnenförmigen Stock. Der Verfasser hat die Form sowie den inneren Aufbau dieses Stockes so gefunden, wie es Fig. 1 zeigt.

An der Süd- und Ostseite sowie zum Teil an der nordwestlichen Ecke ist der Stock von Marmor begrenzt. Der Kontakt ist im allgemeinen scharf, der Marmor zeigt Kornvergrößerungen wie auch neue Mineralbildungen, was dafür spricht, dass hier ein Orthoamphibolit vorliegt: das basische Magma ist in den Marmor eingedrungen. Es ist jedoch kein typischer Skarn gefunden worden.



Besonders interessant ist es, den inneren Aufbau des Stockes näher zu studieren. Der Amphibolit ist durch Wechsellagerung grob- und feinkörniger Bänder ausgezeichnet. Während an der Süd- und der Nordseite des Stockes die Bänderungen wesentlich parallel dem Streichen (W N W - E S E) des Nebengesteins verlaufen, zeigen die Streichrichtungen der Bänder gegen das West- und Ostende hin eine plötzliche Veränderung nach N N E - S S W. Je mehr man den ganzen Stock verfolgt, umso mehr hat man den Eindruck, als ob die Bänderungen wesentlich durch die Begrenzungen des Stockes bedingt seien. Schon während der Feldarbeit wurde von KUENDIG bei Betrachtung solcher Bänderungen mehrfach auf die Möglichkeit einer primären Texturabbildung aufmerksam gemacht.

Denken wir uns, dass die Intrusion und Erstarrung eines basischen Magmas während (vielleicht am Anfang) der alpinen Bewegung stattfand. Das Eindringene wäre dann eine Schmelze, während die umgebende Gesteinsmasse einen Festzustand darstellt. Der Druck wird seinem Mechanismus nach auf die Schmelze so wirken, dass die Druckrichtung innerhalb des flüssigen Körpers im grossen und ganzen senkrecht zu seinen Begrenzungsflächen steht. Infolge des hohen Druckes würden die schon vorhandenen leichtflüchtigen Bestandteile (z. B.  $H_2O$ ) in der Schmelze bleiben, mit der Silikatschmelze reagieren und die wasserhaltigen Silikate bilden. In dieser Weise ist es nicht unwahrscheinlich, dass statt eines gewöhnlichen Gabbros direkt ein Amphibolit entsteht. Die Hornblende ist aber ein breitstengeliges bis stengeliges Mineral, sodass der Druck die bereits ausgeschiedenen Kristalle zu orientieren vermag. Im allgemeinen gilt dafür:

„dass die tafeligen, blätterigen und stengeligen Kristalle innerhalb des noch flüssigen Magmas sich mit ihren grössten Flächen senkrecht zu dieser Druckrichtung stellen (primäre Druckschieferung); diese kann gegen das Zentrum hin in eine allmählich immer undeutlicher werdende lenticulare und schliesslich in eine völlig massige Textur übergehen“ (22, S. 448).

Es ist somit zu erwarten, dass je nach dem Grad der Verteilung oder Gruppierung der aus dem Magma ausgeschiedenen Mineralien entweder Schieferungen oder Bänderungen zustandekommen, die im wesentlichen parallel den Begrenzungen des intrudierenden Körpers verlaufen.

Nach der Erstarrung hat die alpine Bewegung von Süden her den Amphibolit und seine Nebengesteine noch stark beeinflusst. Infolge des gewaltigen Druckes sind die Gesteine des ganzen Gebietes verschoben und hier sogar überkippt worden. Das jetzige Hangende

nördlich des Stockes war ursprünglich das Liegende, während das damalige Hangende nun südlich davon das Liegende bildet. In diesen beiden Teilen verlief die Begrenzung des Stockes parallel der Schieferung der Nebengesteine (konkordantes Verhalten). Dagegen zieht sich die Grenze des Stockes am West- und am Ostende quer zum Nebengestein, woraus sich ein diskordanter Verlauf der Bänderungen des Amphibolits mit der Schieferung des Nebengesteins ergibt.

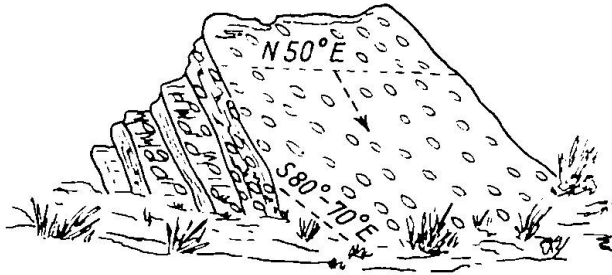


Fig. 2

Noch interessanter ist es, die Richtung der Längserstreckungen der kleinen Feldspat- oder Feldspatbiotitlinsen, die ursprünglich Granatkörner waren, mit dem Streichen der Bänderungen zu vergleichen. Da, wo die Bänderungen parallel der Schieferung des Nebengesteines verlaufen, zeigen die gestreckten Feldspatlinsen stets

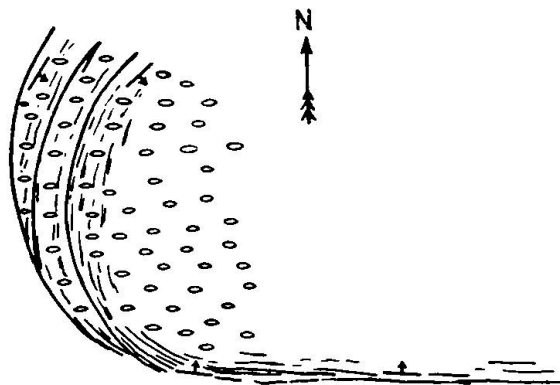


Fig. 3

konkordante Lagerung. Am West- und Ostende, wo die Bänderungen vom Streichen des Nebengesteins stark abweichen, wird das Bild ein anderes. Die Figuren 2 und 3 zeigen dies:

Fig. 2 ist eine schematische Skizze, die zeigen soll, wie die Richtungen der Längserstreckung der Feldspat- und Biotitlinsen ( $S 80^{\circ}—70^{\circ} E$ ) vom Streichen der Bänderungen ( $N 50^{\circ} E$ ) abweicht. Fig. 3 stellt einen Plan des Westendes des Stockes dar; man ersieht daraus 1. den mit der Begrenzung allmählich veränderten Verlauf der Bände-

rungen; 2. den scharfen Unterschied zwischen dem Streichen der Bänderungen und der Längserstreckung der gestreckten Feldspatlinsen. Diese Erscheinung findet sich noch bei anderen Amphiboliten, falls ihre Bänderungen stark abweichend vom Streichen der Nebengesteine verlaufen. So ergaben die Messungen eines Lagerganges bei einem Bauernhaus am oberen Fussweg ca. 150 m nordwestlich von Gordemo folgende Resultate:

	Bänderungen des Amphibolits	Feldspatlinsen
Streichen bzw. Richtung der Längserstreckung	N 57° W	S 87° E

Aus den vorstehenden Messungen lässt sich deutlich erkennen, dass — trotz der stellenweise auftretenden Abweichung zwischen der Bänderung des Amphibolits und dem Streichen seiner Nebengesteine — die Längserstreckung der gestreckten Feldspatlinsen im grossen und ganzen stets den tektonischen Hauptlinien, d. h. dem vorherrschenden Streichen folgt. Nun erhebt sich die Frage, wann die Umwandlung des Granats stattfand. Wäre der Amphibolit von früh-alpinem Alter, wie vorher vermutet wurde, und wäre die Umwandlung wesentlich durch Pressungen hervorgerufen (d. h. syngenetisch mit der Streckung der Feldspatlinsen), so könnte die Umwandlung spätestens mit dem N-S Aufschub an der insubrischen Linie gleichaltrig sein. Denn die Umwandlungsprodukte, die sich wesentlich aus Andesin, Labradorit (bisweilen auch Bytownit) und gewöhnlicher Hornblende zusammensetzen, gehören zu einer typischen Meso-Metamorphose. Die noch später erfolgte Phase der alpinen Bewegung, welche z. B. die Steilstellung der südalpinen Molasse bewirkte, fand aber bereits in ziemlich höheren Zonen statt und hat hauptsächlich Kataklase und Epimetamorphose erzeugt.

Die Umwandlung des Granats könnte jedoch auch autometamorph sein, wie man bei der Kelyphitstruktur vermutete, und die mehr oder weniger kugelige Form der Umwandlungsprodukte wäre dann das Ergebnis späterer alpiner Bewegungen. Da aber in dieser Gegend Kontakt-, Auto- und Dislokationsmetamorphose zugleich oder nacheinander erfolgen konnten, ist es unmöglich, die Altersfrage eindeutig zu beantworten. Nicht ausgeschlossen ist, dass eine Gefüge-Untersuchung der in diesen Linsen auftretenden Mineralien neue Gesichtspunkte hinzufügen würde.

#### B. Mineralbestand.

Makroskopisch handelt es sich um ein sehr dunkles Gestein mit grob- und feinkörniger Bänderung in wechselnden Lagen. Quarz-

äderchen, die hauptsächlich längs der Grenze zwischen zwei Bänder eindringen, sind gelegentlich zu beobachten. Die feinkörnigen Bänder bestehen hauptsächlich aus dunklen Hornblenden und kleinen, weissen Knoten oder Flecken von Feldspat. Bei näherer Beobachtung ist hie und da in der Mitte dieser Knoten ein Relikt von Granat zu beobachten. Infolge des Druckes sind die Knoten meistens verflacht worden, sodass eine deutlich schieferige Textur zustande kam. In den grobkörnigen Bändern lässt sich die schwarze Hornblende in kurzen Säulchen vom dunkelroten rundlichen Korn des Granats leicht unterscheiden. Die Granatkörner besitzen meist einen Durchmesser von 2—3 mm, bisweilen auch bis 4 mm. Dass die Korngrösse des Granats mit der Hornblende zugleich wächst, lässt vermuten, dass die beiden gleichzeitig gebildet wurden. Die grossen Granatkörner sind meist intakt geblieben, weisen aber fast immer einen kelyphitischen Rand auf. Ist hingegen der Granat vollständig umgewandelt, so lassen sich seine Umwandlungsprodukte mikroskopisch als eine helle, mehr oder weniger eiförmige oder unregelmässige Feldspatmasse mit Hornblendeblättchen und vereinzelt Erzkörnern erkennen. Während in einigen ovalen Feldspatmassen der Plagioklas noch kleines Korn besitzt und mit vielen Hornblendeblättchen zusammen auftritt, sind die Körner in anderen Feldspatlinsen grösser geworden. Im letztern Fall bleiben die Plagioklaskörner meistens für sich, nur mit wenigen Hornblendeblättchen, woraus sich schliessen lässt, dass eine Sammelkristallisation des Plagioklases stattfand. Die grossen Plagioklaskörner zeigen sowohl normale wie auch inverse Zonarstruktur, während die feinkörnigen nur inverse Zonarstruktur mit einem hohen Anorthitgehalt aufweisen. Folgende Messungen <sup>2)</sup> werden dies illustrieren:

Im Dünnschliff 38 (die Feldspatkörner sind bedeutend grösser, starke Sammelkristallisation fand statt): An 20 % (innen) — 47 % (ausser); An 38 % — 30 %; An 43 %; An 43 % — 37 %; An 21 % — 33 % — 38 %; An 30 %; An 20 % — 28 %; An 22 % — 29 %; An 21 % — 27 % — 35 %; An 35 %.

Verzwilligung nach dem Albit- und dem Aklingsetz.

Im Dünnschliff 60 (die Feldspatkörner sind kleiner): An 32 % — 39 %; An 37 % — 45 %; An 44 %; An 36 % — 44 %; An 47 %.

Verzwilligt nach Aklin- und Albitgesetz.

<sup>2)</sup> Die Messungen werden so angegeben, dass zuerst der An-Gehalt des Kernes, dann der der Randzone genannt wird, woraus der normale oder inverse Charakter der Zonarstruktur von selbst ersichtlich ist. „An 20—47“ bedeutet also: „Kern 20 % An, Rand 47 % An, inverszonal“. Die Werte für verschiedene Feldspatindividuen in ein und demselben Dünnschliff sind durch Semikolon (;) voneinander getrennt.

Unter dem Mikroskop rekrutiert sich der Mineralbestand des feinkörnigen Bandes aus:

H. G. 70,2 Vol. % gewöhnliche Hornblende, 21 Vol. % Plagioklas (An 60%—90%) und 6,3 Vol. % Quarz.

U. G. 0,36 Vol. % Rutil, 1,5 Vol. % Titanit, 0,36 Vol. % Ilmenit und 0,28 Vol. % Relikte des Granats.

Die Hornblende ist blättrig, stengelig, meistens aber ohne regelmässige Begrenzung oder sogar allotriomorph; bisweilen zeigt sie eine rhombische Form im Querschnitt. Gemäss der Korngrösse sind zweierlei Hornblenden zu unterscheiden, nämlich die grossen „Blätter“, die sich in der Zwischenstellung des ursprünglich vorhandenen Granats finden, und die kleineren Säulchen. Diese sind durchwegs auf die Umwandlungsprodukte des Granats beschränkt. Sie zeigen jedoch beide keinen Unterschied in den optischen Eigenschaften, soweit Pleochroismus ( $n_{\alpha'}$  gelb,  $n_{\beta'}$  dunkel bräunlichgrün,  $n_{\gamma'}$  bläulichgrün) und Auslöschungsschiefe ( $n_{\gamma}/c$  ca.  $17^{\circ}$ ) erkennen lassen. Nach den auf dem Integrationstisch ausgeführten Messungen nimmt die Hornblende 70,20% (72,7 Gew. %, mit einem sp. Gew. 3,20 umgerechnet) des Gesteins ein, sie bildet die weitaus überwiegende Menge. Infolge ihrer parallelen Anordnung ist eine Kristallisationsschieferung deutlich zustande gekommen. Als Einschlüsse treten auf Titanit, Rutil- und Erz-, seltener auch Feldspatkörnchen. Dieser Feldspat zeigt indessen öfters stärker inverse zonare Struktur.

Der Plagioklas, der das Umwandlungsprodukt des Granats darstellt, besitzt keine eigene Gestalt. Er ist grösstenteils frisch und gestreckt nach der Schieferungsfläche. Obwohl der Umwandlungsvorgang schon so weit vor sich gegangen ist, dass in den meisten Fällen der Granat vollständig verschwunden ist, bleiben die Feldspatkriställchen mit Hornblendesäulchen zumeist noch räumlich zusammen, sodass sich eine Pseudomorphose nach Granat erkennen lässt. Allerdings sind solche Pseudomorphosen wegen des während der Umwandlung einwirkenden Druckes (alpin) teilweise gestreckt oder verflacht. Hie und da liegt in der Mitte der Pseudomorphose noch ein Relikt des Granats. Der Feldspat weist bisweilen sehr kleine rundliche Tröpfchen als Einschlüsse auf, die aber infolge der Kleinheit nicht mehr bestimmbar sind (Hornblende oder Klinozoisit?). Solche Einschlüsse kommen in der Nähe des Granats besonders häufig vor. Folgende Messungen geben Auskunft über den Anorthitgehalt, sowie die sehr starke Zonarstruktur:

An 60 %, sehr schwach und verzwillingt nach dem Albitgesetz. An 68 %; An 90 %; An 80 %, mit 5 Zwillinglamellen nach Albit-Ala B; einseitig zonar;

An 40 % — 77 % — An 81 %, schwach verzwillingt nach Albitgesetz; invers-zonar, An 46 % — An 68 %.

Daraus ist ersichtlich, dass der Anorthitgehalt stark schwankt (von An 60 % bis An 90 %), und zwar beträgt der Unterschied in einem Individuum bereits 41 % An. Trotz der starken Zonarstruktur zeigen die verschiedenen Zonen keine scharfe Begrenzung; der Feldspat ist indessen auch schwächer verzwillingt als sonst. Er bildet nur 21 Vol.-% (18,7 Gew.-%, mit einem sp. Gew. 2,76 umgerechnet) des Gesteins.

Der Quarz macht 6,3 Vol.-% (5,4 Gew.-%, mit einem sp. Gew. 2,65 umgerechnet) des Gesteins aus.

Als Übergemengteile kommen Rutil, Titanit, Erz (Ilmenit) und Granat-Relikte vor. Sie machen alle zusammen nur 3,2 Gew.-% (1,7 % Titanit mit sp. Gew. 3,5; 0,6 % Ilmenit mit sp. Gew. 4,9; 0,5 % Rutil mit sp. Gew. 4,5; 0,4 % Granat mit sp. Gew. 4,02) des Gesteins aus. Rutil und Ilmenit finden sich bisweilen als vereinzelt eingeschlossene Körnchen in der Hornblende, meist längs der Schieferung. Im letzteren Fall sind sie sehr oft von einem Kranz umgeben, der aus traubigen Ansammlungen von Titanitkörnchen besteht; der Titanit ist daher eher ein sekundäres Produkt. Die Granatrelikte sind nur teilweise homogen. Ob die tröpfchenförmigen Einschlüsse ursprünglich sind oder ob es sich um Umwandlungsprodukte handelt, lässt sich wegen ihrer Kleinheit nicht entscheiden.

Der Mineralbestand der grobkörnigen Bänder ist ungefähr derselbe wie derjenige der feinkörnigen Bänder, nur mit dem Unterschied, dass die Menge des Granats zu-, diejenige der Hornblende abgenommen hat. Dies zeigt die folgende Zusammenstellung (Ausmessung mit dem Integrationstisch):

	Vol.-%	auf spez. Gew.	umgerechnete Gew.-%
Hornblende	65,4	3,20	66,0
Plagioklas (An 43—53%)	22,4	2,69	19,2
Granat	6,7	4,02	8,6
Quarz	4,1	2,65	3,4
Erz (Rutil, Apatit einschl.)	1,4	4,90	2,2

Die Hornblende- und die Granatkristalle sind hier bedeutend grösser geworden. Die Hornblende tritt grösstenteils flach- bis breitstengelig auf, besitzt jedoch keine regelmässige Begrenzung. Sie ist mehr oder weniger parallel angeordnet, aber infolge des grösseren Kornes der Mineralien lässt sich die dadurch bedingte schieferige Textur nicht so deutlich wie beim früher erwähnten Gestein erkennen. Als Einschlüsse in der Hornblende kommen Erz-Rutilkörn-

chen, Feldspat und Quarz vor. Folgende optische Bestimmungen wurden vorgenommen (berechnete Werte in Klammern):

	$n_{\alpha}'$	$n_{\gamma}'$	$n_{\gamma} - n_{\alpha}$	$n_{\gamma} - n_{\beta}$	$n_{\beta} - n_{\alpha}$	$n_{\gamma}/c^3$ )	$2 V_{\alpha}$
H <sub>1</sub>			0,0226	0,0096	(0,013)	17°	(80½) (—)
H <sub>2</sub>			0,0204				
H <sub>3</sub>			0,0200			23°	
H <sub>4</sub>					0,013	21°	78° (—)
H <sub>5</sub>			0,0212			16°	
H <sub>6</sub>			0,0195	0,0081	0,0119		(75°) (—)
H <sub>7</sub>					0,0135	16°	
H <sub>8</sub>	1,6550						
H <sub>9</sub>		1,6767					

Pleochroismus der Hornblende:

$n_{\alpha}$  gelb  
 $n_{\beta}$  dunkelgrün bis bräunlich-grün  
 $n_{\gamma}$  bläulich-grün.

Es liegt also eine gewöhnliche Hornblende vor.

Der Feldspat, der zum Teil schmutzig, zum Teil frisch erscheint, ist gleichfalls wie im obigen Band durch Umwandlung des Granats entstanden und besitzt daher den gleichen Habitus. Der einzige Unterschied liegt darin, dass er niedrigeren Anorthitgehalt aufweist, wie folgende Messungen zeigen:

An 60 %, im Kontakt mit Granat und mit Einschlüssen; An 50 %, wie F1, aber frei von Einschlüssen; An 55 %, als Feldspatblättchen im Granat; im Kontakt mit Granat und polarzonar: An 50 % (in der Nähe des Granats). — An 46 % (am andern Ende); im Kontakt mit Erz und auch polarzonar: An 45 % (ganze Zone im Kontakt mit Erz) — An 50 % (nur zum Teil im Kontakt mit Erz); im Kontakt mit Granat, die Kontaktgrenze buchtartig: An 65 % (gegen den Granat zu) — An 60 % (Gegenseite); An 50 %; An 47 %; An 44 %; An 44 %; normalzonar, An 56 % (innen) — An 45 % (aussen); An 65 %, mit Einschlüssen von Hornblende in der Pseudomorphose nach Granat, der aber vollständig verschwindet; An 62 %; als Einschluss in Hornblende, schwach normalzonar: An 40 % (innen) — An 38 % (aussen); in der Hornblendelage, normalzonar: An 42 % (innen) — An 37 % (aussen); An 40 %, liegt in der Hornblendelage.

<sup>3)</sup> Nach der Erfahrung des Verfassers sind Hornblendeschnitte, die zwei Systeme prismatischer Spalttrisse zeigen, besonders geeignet zur Ermittlung der Auslöschungsschiefe auf (010). Ganz abgesehen davon, dass durch die Einmessung der beiden Spaltbarkeiten die Richtung der c-Achse festgelegt wird, ohne dass die Position der bei stark absorbierenden Kristallen immer mit einem gewissen Fehler behafteten optischen Richtung  $n_{\beta}$  mitbenützt werden muss, gestatten solche Schnitte meist auch gleichzeitig die Bestimmung des Achsenwinkels. Da die Grösse des Spaltwinkels bekannt ist, lässt sich ausserdem die Einmessung der Spaltbarkeiten bis zu einem gewissen Grade nachkontrollieren.



Danach schwankt der Anorthitgehalt des Plagioklases, der sich in unmittelbarem Kontakt mit Granat findet, von 44 % bis 65 %; durchschnittlich beträgt er ca. 52,6 %. Die in der Hornblendelage auftretenden Feldspattäfelchen enthalten noch geringeren Anorthitgehalt, nämlich nur zwischen 37 % und 42 % An, im Durchschnitt ca. 39 % An. Wie aber aus der obigen Angabe des Anorthitgehaltes des Plagioklases im feinkörnigen Band hervorgeht, variiert dort der Wert von 60 bis 90 % mit einem Durchschnitt von ca. 71 %, wobei sich ein Unterschied von 18,4 % An (im Vergleich zu demjenigen des hier in unmittelbarem Kontakt mit Granat liegenden Feldspats) bzw. 32 % An (verglichen mit dem Anorthitgehalt der in Hornblendelagen befindlichen Feldspattäfelchen) ergibt. Daraus sind zwei Tatsachen deutlich zu erkennen:

1. Die starke Wirkung einer beschränkten Diffusionsmöglichkeit der Moleküle auf die chemische Zusammensetzung bzw. die Zonarstruktur der Plagioklase im metamorphen Gestein. Während die normalzonal aufgebauten Plagioklase der Eruptivgesteine hauptsächlich auf die höhere Ausscheidungstemperatur des Anorthits unter dem Einfluss der Abkühlung eines Magmas zurückgeführt werden können, ist der Bildungsmechanismus der im metamorphen Gestein sehr oft auftretenden inversen Zonarstruktur bisher noch nicht ganz klar. Die komplizierten rekurrenten Zonarstrukturen der Plagioklase in Eruptivgesteinen versteht man als Folge der durch die Konvektion und das Aufsteigen der leichtflüchtigen Stoffe verursachten Strömungen sowie als Wirkung der Schwerkraft. Dadurch können die schon ausgeschiedenen Feldspatkriställchen im Magma wandern, in chemisch anders zusammengesetzte Schmelzbereiche gelangen und neue Schalen von verschiedenem Chemismus anlagern. Im Gegensatz dazu ist ein in Metamorphose befindliches Gestein ein relativ starres Gebilde, in dem vorzugsweise nur durch Pressung oder Quetschung Wanderungen von Lösungen möglich sind. Wie aus den hier ausgeführten Messungen hervorgeht, sind die Plagioklase meistens invers, bisweilen auch normalzonal struiert. Die Zonarstrukturen sind grösstenteils von den angrenzenden Mineralien, hier dem Granat, so stark beeinflusst, dass sie entweder polar, einseitig oder sogar unregelmässig angeordnet sind. An Hand dieser Erscheinung ist ohne weiteres zu erkennen, wie stark die Wirkung einer eingeschränkten lokalen Diffusion der Moleküle im metamorphen Gestein auf den zonalen Aufbau der Plagioklase ist. Je nach den lokalen physikalischen und chemischen Bedingungen können sich normale oder inverse Zonarstrukturen ergeben.



2. Die nur lokale Gleichgewichtseinstellung in metamorphen Gesteinen. Diese ist eine natürliche Folge der eingeschränkten Diffusion der Moleküle, sowie der ursprünglich ungleichmässigen Verteilung des Materials. Die hier gefundene starke Variation im Anorthitgehalt der Plagioklase hängt sehr wahrscheinlich damit zusammen.

Neben den Hornblenden und Plagioklasen kommt der *G r a n a t* als wichtiges Mineral vor, obwohl er infolge später erfolgter intensiver Umwandlung stark zurücktritt; er macht nämlich nur 6—7 Vol.-% des Gesteins aus, während ursprünglich mindestens  $\frac{1}{4}$  des Vol. von ihm gebildet wurde. Unter dem Mikroskop ist er rosa oder bräunlich-rosa; hie und da weist er auch inhomogene Farbverteilung (Zonarstruktur?) auf. Die grösseren Granatkörner, die meistens einen Kelyphitrand (hauptsächlich aus Feldspat und Hornblende) besitzen, sind durchwegs von Rissen durchzogen. Bemerkenswert ist, dass die Risse grösstenteils senkrecht zur Schieferungsebene verlaufen. Es handelt sich wahrscheinlich um eine Pressungserscheinung. Als Einschlüsse treten Hornblendeblättchen, Erz-, Rutil-, Quarzkörnchen und Feldspat auf. Der Feldspat schliesst sich gern um das Erz herum, zeigt indessen sehr stark inverse Zonarstruktur. Da der Granat reichlich Einschlüsse enthält, ist es unmöglich, reines Material für die gewünschte chemische Analyse zu beschaffen. Es gelang jedoch, durch die Bestimmungen des Brechungsindex (prismatische Methode) sowie des spezifischen Gewichtes (Schwebemethode mit Clerici-Lösung) die mineralische Zusammensetzung annäherungsweise zu ermitteln. Aus den erhaltenen Werten

$$n_D = 1,820$$

$$\text{sp. Gew.} = 4,024$$

geht hervor, dass die mineralische Zusammensetzung des Granats nach der von H. v. PHILIPSBORN (64) beschriebenen Methode der Tetraederprojektion innerhalb nachstehender zwei Grenzwerte liegt:

	Alm	Pyp	Andr.	Gros.
A	62 Mol.-%	15 Mol.-%	20 Mol.-%	3 Mol.-%
B	62 „	12 „	19,5 „	6,5 „

Man kann somit als mögliche mittlere Zusammensetzung annehmen:

$$62 \text{ Mol.-%} \quad 13,5 \text{ Mol.-%} \quad 20 \text{ Mol.-%} \quad 4,5 \text{ Mol.-%}$$

Der Granat ist also ein Almandin mit beträchtlichem Andradit- und Pyropgehalt. Wie wir später sehen werden, bildet er ein typisches Mineral der Amphibolitfazies, was für die genetische Bedeutung des in Frage kommenden Amphibolits sehr wichtig ist.

Merkwürdigerweise sind alle die kleineren Granatkörner fast vollständig in Feldspat, Hornblende, bisweilen mit Erzausscheidung, umgewandelt, während die Granatporphyroblasten meistens nur randlich von Kelyphitbildungen angezehrt sind und dadurch buchtige Umrisse aufweisen. Die grösseren Granatkörner zeigen gelegentlich in zentralen Partien winzige anisotrope Tröpfchen, die aber wegen der Kleinheit unbestimmbar sind. Es handelt sich sehr wahrscheinlich um ein Umwandlungsprodukt, welches im Anfangsstadium blieb. Dass die kleineren Granatkörner vollständiger umgewandelt sind als die grösseren, hat wohl drei Ursachen: 1. die im Verhältnis zur Masse grössere reaktionsfähige Oberfläche, 2. die deutlich erkennbare stärkere Zertrümmerung der kleinen Granate, 3. die raschere Vervollständigung der Reaktion infolge geringer Menge des ursprünglichen Materials.

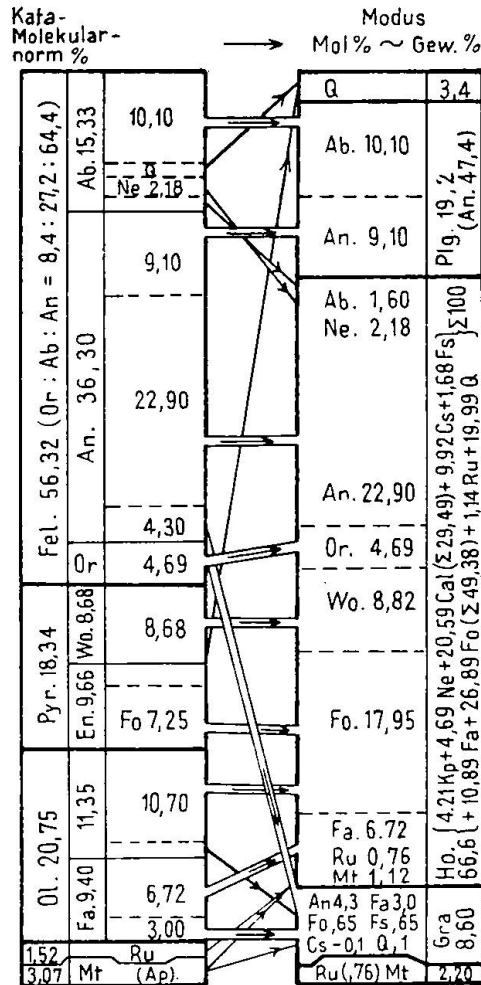
Als Übergemengteile sind Erz, Rutil, Apatit, Titanit, Epidot und Zoisit zu erwähnen. Während der Zoisit und zum Teil auch das Erz die Umwandlungsprodukte des Granats sind, erweist sich der Titanit als ein sekundär entstandenes Mineral aus Rutil oder Ilmenit. Der Titanit tritt gegenüber dem feinkörnigen Band etwas zurück. Dies ist sehr wahrscheinlich auf niedrigeren Kalkgehalt dieses Bandes zurückzuführen, wie auch aus dem nachfolgenden Abschnitt über die chemischen Verhältnisse hervorgehen wird.

### C. C h e m i s m u s

Es sind zwei Analysen vom gleichen Handstück ausgeführt worden. Analyse I (N 12 A) betrifft das grobkörnige Band, während für Analyse II (12 B) nur die Partie verbraucht wurde, die hauptsächlich aus den feinkörnigen Amphibolen mit den kleinen Feldspatkügelchen oder -linsen besteht. Analysenwerte und zugehörige Molekularwerte sowie Basisberechnung sind in nachstehenden zwei Zusammenstellungen enthalten. Ausserdem wurden die Katamolekularnormen und die modalen Mineralbestände diagrammatisch verglichen. Da die Anwendung der Katamolekularnorm (61) noch nicht allzu üblich ist, wurde bei Analyse I zum Vergleich die C. I. P. W.-Klassifikation angegeben. Ferner sind die Mineralbestände und die Molekularwerte zweier Eruptivgesteine von ungefähr gleichem Chemismus, nämlich Miharait und Amphibolpyroxengabbro, anhangsweise beigefügt, in der Absicht, die Gesteinsheteromorphie zu illustrieren. Der diagrammatische Vergleich der Katamolekularnorm mit dem Molekularmodus zeigt die komplexe Zusammensetzung der Hornblende, wobei insbesondere wesentliche Mengen von norma-

tivem Plagioklas und Olivin aufgebraucht wurden. Durch Pfeile und Verbindungsstriche ist die Aufteilung und Zuordnung klargestellt.

Grobkörniges Band von Granat-Amphibolit (N 12 A) E. von Gordola



Diagr. 1

Analyse I. (Analytiker: H. S. WANG)

	Gew. %	Molekular-Zahlen	C. I. P. W.-Klassifikation	
SiO <sub>2</sub>	44,45	7401	or	4,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,32	1601	ab	13,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,84	178	an	34,90
FeO	8,87	1235	F :	53,31
MnO	0,18	25	wo	8,39
MgO	8,69	2155	en	8,88
CaO	11,25	2006	hy	4,29
Na <sub>2</sub> O	1,64	265	P :	21,56
K <sub>2</sub> O	0,76	81	fo	9,03
TiO <sub>2</sub>	2,11	264	fa	4,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	9	O :	13,84
+ H <sub>2</sub> O	1,03	472		
- H <sub>2</sub> O	0,12	67		
	98,39		mt	4,36
Differenz *	1,61		ilm	4,01
	100,00		M :	8,37
* vermutlich wesentlich H <sub>2</sub> O+				
si	96,0		Ap	0,30
al	21,0			
fm	48,5		H <sub>2</sub> O	1,15
c	26,0			
alk	4,5			98,53
k	0,23		III. 5.	4(5).2
mg	0,57			
c/fm; Schn.	0,53; IV.			
ti	3,42			
p	0,12			
h	6,10			
qz	- 22,0			

Magmatypus: c-gabbroid-miharaitisch.

Basis

Kp 2,81	} L	33,79
Ne 9,20		
Cal 21,78		
Cs 6,51	} M	39,11
Fo 18,60		
Fa 10,93		
Fs 3,07		
Ru 1,52	} Q'	27,10
Q 25,58		

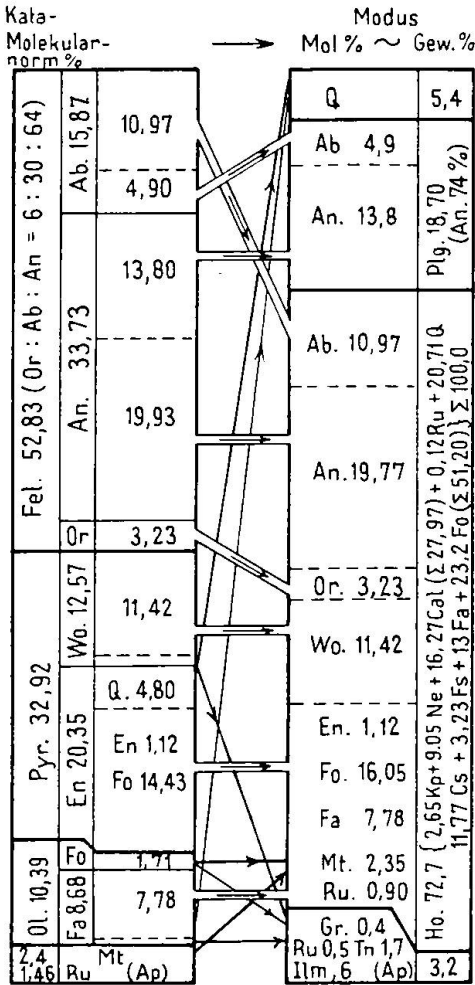
Katamolekularnorm

Or 4,69	} Fel	56,52	(Or : Ab : An = 8,4 : 27,2 : 64,4)
Ab 15,33			
An 36,30			
Wo 8,68	} Pyx	18,34	
En 9,66			
Fo 11,35	} Ol	20,75	
Fa 9,40			
Mt 3,07			
Ru 1,52			

*Molekularmodus; zugleich Modus Gew.-%*

Hornblende (Ho)	66,6
Plagioklas (Plag)	19,2 (An 47,4 %)
Granat (Gr)	8,6
Quarz (Q)	3,4
Magnetit (Mt)	1,44
Rutil (Ru)	0,76

*Feinkörniges Band von Granat-Amphibolit (N 12 B) E. von Gordola*



Diagr. 2

Analyse II. (Analytiker: H. S. WANG)

	Gew.-%	Molekular-Zahlen
SiO <sub>2</sub>	46,86	7802
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,34	1505
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,20	138
FeO	8,21	1143
MnO	0,15	21
MgO	7,88	1954
CaO	12,70	2265
Na <sub>2</sub> O	1,71	276
K <sub>2</sub> O	0,53	56
TiO <sub>2</sub>	2,01	252
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	15
+ H <sub>2</sub> O	0,72	400
- H <sub>2</sub> O	0,07	
	98,59	
Differenz *	1,41	
	100,00	
si	104,0	
al	20,0	
fm	45,5	
c	30,0	
alk	4,5	
k	0,17	
mg	0,58	
c/fm; Schn.	0,67; IV—V.	
ti	3,36	
p	0,20	
h	5,35	
qz	- 14,00	

\* vermutlich wesentlich H<sub>2</sub>O+

Magmatypus: miharaitisch

*Basis*

Kp 1,94	} L 31,71
Ne 9,52	
Cal 20,25	
Cs 9,41	} M 38,66
Fo 16,92	
Fa 10,05	
Fs 2,38	
Ru 1,46	} Q' 29,63
Q 28,17	

*Katamolekularnorm*

Or 3,23	} Fel 52,83	(Or : Ab : An = 6 : 30 : 64)
Ab 15,87		
An 33,73		
Wo 12,57	} Pyx 32,92	
En 20,35		
Fo 1,71	} Ol 10,39	
Fa 8,68		
Mt 2,40		
Ru 1,46		

*Molekularmodus; zugleich Modus Gew.-%*

Hornblende (Ho)	72,7
Plagioklas (Plag)	18,7 (An 74 %)
Quarz (Q)	5,4
Titanit (Tn)	1,7
Ilmenit (Ilm)	
und Apatit (Ap)	0,6
Rutil (Ru)	0,5
Granat (Gr)	0,4

Zum Vergleich

*Miharait* (Katazone, effusiv)  
Miharayama, Insel Oshima.  
Träger: N. 162, S. 78.

*Amphibolpyroxengabbro* (Katazone, abyssisch)  
Pecerady.  
Orlov, A: Tsch. M. P. Mitt., Bd. 46, N. 40, S. 420.

Plag.	40,0 (Einspr. An <sub>87</sub> ) (Grundmasse An <sub>60</sub> )	Amphibol	45,8
Hypersthen	20,0 (Einspr.	Andesin	30,0
Augit	15,0 (in Grundmasse)	Pyroxen	23,4
Erz, Apatit	5,0	Magnetit	0,8
Glasbasis	20,0 (pot. Lab. + Qz.)	Titanit	0,5

si	129,0	100,0
al	25,0	18,7
fm	43,0	42,5
c	28,5	33,7
alk	3,5	5,1
k	0,17	0,22
mg	0,39	0,63
c/fm	0,65	0,79
ti	2,40	—
p	0,30	0,80
qz	— 15,0	— 20,0

Magmatypus:  
miharaitisch

ariégitisch.

Aus den Ergebnissen dieser Zusammenstellungen ist folgendes als besonders wichtig hervorzuheben:

1. Wie aus den Molekularwerten hervorgeht, besitzt das feinkörnige Band höheres c (30), aber niedrigeres fm (45,5) als das grobkörnige Band. Dies kommt im Mineralbestand dadurch zum Ausdruck, dass sich im ersteren basischere Plagioklase sowie reichlicher Titanitkörner vorfinden, während Granat zurücktritt. Sonst sind die beiden Bänder einander ähnlich, abgesehen davon, dass das feinkörnige noch etwas höheres si aufweist.

2. Den Molekularwerten nach ist das Gestein im grossen und ganzen miharaitisch oder c-gabbroid bis miharaitisch. Dies zeigt sich

auch darin, dass die Katamolekularnorm beider Analysen, besonders derjenigen des feinkörnigen Bandes normativmineralogisch dem Mineralbestand des Ergussgesteins Miharait nahekommt. Im Gegensatz dazu zeigt der Amphibolpyroxengabbro grössere Abweichungen; denn sein Mineralbestand besitzt schon eine Neigung nach mesozonalem Charakter. Man ersieht daraus, wie wirkungsvoll leichtflüchtige Bestandteile bei der Mineralbildung sind und wie die Silikate eines Magmas unter verschiedenen physikalischen Bedingungen variieren können. Der hier vorliegende Granatamphibolit ist ein Gestein der Meso- oder Kata- bis Mesozone. Sein Bildungsmechanismus ist sehr wahrscheinlich dem Reichtum an  $H_2O$  unter höherem Druck zuzuschreiben.

3. Die Katamolekularnorm von Analyse I weist keinen sehr grossen Unterschied gegenüber der Norm der C. I. P. W.-Klassifikation auf, abgesehen davon, dass die letztere niedrigeren Olivin-, aber höheren Erzgehalt besitzt. Diese Abweichung beruht hauptsächlich darauf, dass man bei der C. I. P. W.-Klassifikation statt Rutil Ilmenit berechnet, der ausser  $TiO_2$  auch  $FeO$  erfordert. Die Katamolekularnorm hat aber den Vorteil, dass man sie nun für die chemischen Beziehungen der Mineralien ohne weiteres gebrauchen kann. So wertvolle Dienste das C. I. P. W.-System bisher für die Klassifizierung der Eruptivgesteine geleistet hat, so unvollkommen erscheint es für die Studien der Gesteinsheteromorphie.

4. An Hand der Basis (bzw. der Katamolekularnorm) ist es nun leicht, mit Hilfe der gefundenen Mengen und unter Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung der übrigen Mineralien die chemische Zusammensetzung der betreffenden Hornblende zu berechnen. Dabei muss berücksichtigt werden, dass Molekularnorm und Molekularmodus trotz ähnlicher Äquivalentvolumen und Äquivalentgewichte von gewöhnlichen volumenprozentischen oder gewichtsprozentischen Berechnungen etwas abweichen werden. Um dies zu zeigen, sollen die Ergebnisse zweier nach diesem Schema durchgeführten Berechnungen der chemischen Zusammensetzung einer Hornblende angegeben werden, die mit ihrem Muttergestein (Fleckamphibolit) von A. MARCHET (50) eingehend untersucht worden sind. Als Kontrolle dienen die wirklichen Zahlenwerte der Analyse (49). Für die chemische Analyse des hiezu gehörigen Amphibolits und seinen Mineralbestand, die beide als Grundlage für die Berechnung dienen, sei auf die Originalarbeit (50) verwiesen.

	Berechnet aus Gesteinsanalyse nach Abzug der übrigen Mineralien, in gewöhnlichen Gew.-% umgerechnet	Chemische Analyse der Hornblende
SiO <sub>2</sub>	43,2	42,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,2	11,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,5	4,13
FeO	14,0	14,61
MgO	8,2	8,81
CaO	13,4	13,88
Na <sub>2</sub> O	2,4	1,11
K <sub>2</sub> O	1,5	1,08
TiO <sub>2</sub>	0,6	1,59

Man sieht, wie die auf Grund von Gew.-% berechneten Werte mit denjenigen der chemischen Analyse schön übereinstimmen. Da die chemische Zusammensetzung der Hornblenden der hier untersuchten Amphibolite durchwegs nach dieser Methode berechnet worden ist, ist es zweckmässig, zuerst in einem Beispiel den Berechnungsvorgang zu demonstrieren. Wir wählen hierfür Analyse I:

Zuerst wird die chemische Zusammensetzung des Granats in die Basis umgerechnet. Auf Grund des optischen Befundes setzt sich der Granat zusammen aus:

62 Alm, 13,5 Pyp, 20 Andr, 4,5 Gros,

woraus sich folgende Werte der Basis ergeben:

21,25 Q + 30 Cal + 34,8 Fa + 7,6 Fo + 7,5 Fs — 1,13 Cs.

Die auf die Basis umgerechnete Zusammensetzung des betreffenden Plagioklases (An 47,4) ist: 30 Q + 31,6 Ne + 28,4 Cal.

Folgendes sind die gemessenen Volumenprozent der Gesteinsmineralien, ihre spez. Gewichte und die aus beiden ermittelten Gew.-%:

	Vol. %	sp. Gewicht	Gew.-%
Hornblende	65,4	(3,2)	66,6
Plagioklas (An 47,4)	22,4	(2,69)	19,2
Granat	6,7	(4,02)	8,6
Quarz	4,1	(2,65)	3,4
Erz	1,4	(4,9)	2,2

Für die in Betracht zu ziehenden Mineralien lässt sich zeigen, dass die Äquivalentgewichte ungefähr gleich gross sind (61, S. 309—311); also können wir, ohne grosse Fehler zu begehen, die Gew.-% gleichsetzen den Prozenten des Molekularmodus. Machen wir das, so erhalten wir für Granat, Plagioklas usw. folgende Basismolekularwerte:





Aus diesen Molekularzahlen kann man ohne weiteres durch Umrechnung oder mit Hilfe irgendeiner chemischen Tabelle, z. B. der von H. v. PHILIPSBORN herausgegebenen „Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen“ (1933), die Gewichtsverhältnisse der verschiedenen Oxyde erhalten und die dadurch gefundenen Werte auf die Summe 100 bringen. Folgendes sind die Ergebnisse solcher Berechnungen:

	Gew.-Verhältnisse	Gew.-% (ohne H <sub>2</sub> O)	Gew.-% mit 2,16 % H <sub>2</sub> O (ohne Manko)	Gew.-% mit 3,80 % H <sub>2</sub> O (Manko dabei)
SiO <sub>2</sub>	15,80	42,96	42,00	41,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,68	15,41	15,10	14,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	1,60	1,56	1,54
FeO	3,49	9,49	9,30	9,11
MgO	4,83	13,12	12,82	12,61
CaO	5,04	13,70	13,42	13,21
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,86	0,84	0,83
K <sub>2</sub> O	0,44	1,20	1,18	1,16
TiO <sub>2</sub>	0,61	1,66	1,62	1,60
H <sub>2</sub> O			2,16	3,80
	36,80	100,00	100,00	100,00

Trotz der guten Übereinstimmung des obigen Endresultats und der Tatsache, dass die berechneten Werte der verschiedenen Oxyde einer Hornblendeanalyse sehr ähneln, ist es doch wünschenswert, dieses Ergebnis zur Kontrolle nach dem WARREN'schen Schema (77) umzurechnen. Dafür kann statt des Endresultats auch die Form E benützt werden, denn hier kommen nur die relativen Werte der Oxyde in Betracht. Der Unterschied liegt nur darin, dass statt auf 48 O die Kationenzahl auf 46 O umgerechnet werden muss, weil H<sub>2</sub>O bisher stets ausser acht gelassen wurde. Folgendes Beispiel soll diesen Vorgang zeigen:

	Zahl des O in Oxyden	Zahl des O auf 46 O umgerechnet	Zahl der dazu gehörigen Kationen	Gesamte Kationen
Si	52,606	24,60	12,30	16,00 — IV
Al	16,722	7,80	5,20	
Ti	1,520	0,71	0,35	9,95 — VI
Fe <sup>'''</sup>	0,822	0,38	0,25	
Mg	11,965	5,58	5,58	5,12 — VIII
Fe <sup>''</sup>	4,853	2,27	2,27	
Na	0,523	0,24	0,48	31,07
Ca	8,987	4,20	4,20	
K	0,470	0,22	0,44	
	98,468		31,07	

Es ist daraus zu ersehen, dass die ganze Kationenzahl gegenüber O innerhalb der Variationsgrenze der in Hornblende auftretenden Kationen (30—32 auf 48 (O + OH + F)) liegt. Man kann somit dieses Resultat annäherungsweise als chemische Zusammensetzung der betreffenden Hornblende annehmen. Wie wir später sehen werden, findet sich der Projektionspunkt einer derart berechneten Hornblende im Hornblendefeld der Mesozone, was mit dem Vorkommen gleichfalls gut übereinstimmt.

Auf analoge Weise ist die chemische Zusammensetzung der im feinkörnigen Band auftretenden Hornblende aus Analyse II berechnet worden. Folgendes sind die wichtigsten Ergebnisse:

	Gew.-Verhältnisse	Gew.-% (ohne H <sub>2</sub> O)	Gew.-% mit 2,2 % H <sub>2</sub> O (ohne Manko)	Gew.-% mit 2,85 % H <sub>2</sub> O (Manko dabei)
SiO <sub>2</sub>	18,22	45,10	44,10	43,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,46	13,51	13,21	13,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	3,06	2,99	2,96
FeO	4,53	11,22	10,98	10,91
MgO	4,54	11,23	10,99	10,92
CaO	5,36	13,24	12,95	12,87
Na <sub>2</sub> O	0,69	1,72	1,68	1,67
K <sub>2</sub> O	0,30	0,75	0,73	0,73
TiO	0,07	0,17	0,17	0,17
H <sub>2</sub> O			2,20	2,85
	40,41	100,00	100,00	100,98

Die Zahlen der auf 46 O (bezw. bezogen auf 48 (O + OH + F)) umgerechneten Kationen sind in folgender Zusammenstellung unter B aufgeführt.

A			B		
31,07	IV — 16,00	12,30	Si	12,90	16,00 — IV
		3,70	Al	4,54	
	1,50	5,20	3,10	1,44	
	0,35	Ti	0,04	9,65 — VI	
	0,25	Fe'''	0,67		
	5,58	Mg	4,80	5,33 — VIII	
	2,27	Fe''	2,70		
	0,48	Na	0,94		
	VIII — 5,12	4,20	Ca	4,11	
		0,44	K	0,28	

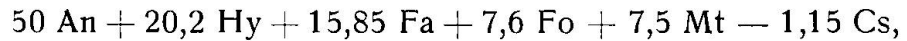
Die dazu gehörige Basis sowie die Katamolekularnorm sind in den Diagrammen angegeben.

Zum Vergleich wurden die Kationenzahlen der grobkörnigen Hornblende unter A nochmals erwähnt. Danach sind die beiden Hornblenden chemisch miteinander sehr eng verwandt, wie es zu erwarten

war. Doch zeigt die grobkörnige etwas niedrigeres  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und  $\text{Na}_2\text{O}$ , aber höheres  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$ .

5. Mit der Festlegung des Chemismus des Granatamphibolits kann der Umwandlungsvorgang des Granats in Feldspat, Hornblende und Erz etwas näher erforscht werden. Wie schon oben erwähnt wurde, ist durch die Beobachtung im Terrain festgestellt worden, dass diese Umwandlung sehr wahrscheinlich durch tektonische Bewegung zustande kam. Es ist jedoch nicht zu vergessen, dass bei fast allen metamorphen Prozessen die Mitwirkung des Lösungsmittels eine Rolle spielt. Dass die hier vorliegende Umwandlung des Granats auch auf dem Wege über wässrige Lösung und nicht als Übergang Fest  $\rightarrow$  Fest vor sich ging, lässt sich auf folgende Weise beweisen:

Wird die auf die Basis ausgedrückte chemische Zusammensetzung des Granats in Katamolekularnorm umgerechnet:



so erkennt man daraus, dass aus dem Granat allein nur Anorthit und melanokrate Mineralien in der Menge 1:1 ausgebildet werden können. Die jetzigen Umwandlungsprodukte setzen sich aber aus Plagioklasen, Hornblenden und Erzen zusammen, und zwar sind die Plagioklase mit einem durchschnittlichen Anorthitgehalt von ca. 60 % weitaus überwiegend. Es ist somit zu schliessen, dass diese Umwandlung nicht nur Natronzufuhr, sondern auch eine Wegfuhr von fm forderte. Da die Silikate im festen Zustand im allgemeinen keine grosse Diffusion besitzen, so ist für eine solch weitgehende Umwandlung das Vorhandensein eines Lösungsmittels notwendig. Dafür spricht, dass die Umwandlungsprodukte in der Tat wasserhaltige Mineralien, nämlich Hornblenden, enthalten. Nun müssen wir uns fragen, woher die Lösung kam und aus welcher Quelle der Natrongehalt stammt.

Für das Lösungsmittel kann man entweder an die Gesteinsfeuchtigkeit oder an die später stattfindenden Injektionen denken. Ausserdem ist die daneben vorhandene Hornblende ein wasserhaltiges Mineral, das durch Temperaturerhöhung selbst Wasser abgeben kann.

Ein Teil des Natrongehalts kann aus den in den Hohlräumen des Hornblendegitters eingelagerten Kationen (Na) stammen, die sehr wahrscheinlich durch die vorhandene Lösung bei höherer Temperatur ausgelaugt worden sind. Dafür spricht, dass das betreffende Gestein kein besonders hohes alk aufweist und eine Natronzufuhr von aussen her sehr wahrscheinlich ist. Ferner spricht dafür die Tatsache, dass Chloritbildung gelegentlich in ultrabasischen Gesteinen, z. B. in Peridotiten, stattfindet, ohne irgendeine Spur der Veränderung

des ihm am nächsten stehenden Olivins. Der Peridotit ist aber ein an Tonerde besonders armes Gestein. Nicht ausgeschlossen ist, dass in diesem Falle die für die Chloritbildung verbrauchte Tonerde ursprünglich in Pyroxenen steckte.

Während der Granatamphibolit normalerweise keine Veränderung im Chemismus aufweist, zeigt der Anthophyllit-Granat-Amphibolit, der auch diesem Stock angehört und sogleich beschrieben werden soll, zweifellos K- und Mg-Zufuhr. Indessen ist die Umwandlung des Granats bei ihm auch eine andere.

## 2. DER ANTHOPHYLLITFÜHRENDE GRANATAMPHIBOLIT DER RANDFAZIES

### A. V o r k o m m e n

Diese Varietäten des Granatamphibolits sind nur im Schutt beim kleinen Drahtseilbähnchen am Ostende des oben beschriebenen Amphibolitstockes zu finden. Infolge der lokalen Schwierigkeiten konnte das Vorkommen leider nicht weiter verfolgt werden. So weit aus der Herkunft des Schuttmaterials hervorgeht, stammen derartige Amphibolite ohne Zweifel von demselben Stocke, und sehr wahrscheinlich von der randlichen Partie her.

### B. M i n e r a l b e s t a n d

Makroskopisch sind diese Varietäten nicht so dunkel, wie die obigen Gesteine; sie zeigen relativ grobes Korn und deutliche Kristallisationsschieferung. Infolge des groben Kornes sind die dunkelgrüne gewöhnliche Hornblende, der bräunlich-grüne gutgestaltige Anthophyllit, der schwarze blätterige Biotit und der rosarote Granat von blossem Auge leicht zu erkennen. Der Granat schwankt von Maiskorngrosse bis 2 mm Durchmesser. Hie und da sind die Granatkörner in ihrer Längserstreckung quer zur Schieferung gestellt. Auffallenderweise sind nun die Granatkörner meistens in Plagioklas und Biotit, selten in Hornblende umgewandelt, sodass sich Biotitkügelchen, als Pseudomorphosen nach Granat, ergeben; gelegentlich wurden diese Kügelchen auch gestreckt. Schlierige Massen mit sehr grobkörnigen Hornblendesäulen und Biotitblättchen sind gefunden worden.

Der Anthophyllit-Granatamphibolit geht beim allmählichen Zurücktreten des Anthophyllits in den normalen Granatamphibolit über. Indessen bleiben die Biotitblättchen in der rundlichen Feldspatmasse meistens erhalten; die hier vorkommende Hornblende zeigt etwas schwächeren Pleochroismus als die im Granatamphibolit auftretende

Hornblende, jedoch einen stärkeren, als sie die monokline Hornblende des Anthophyllit-Amphibolits aufweist. Bemerkenswert ist, dass im hauptsächlich aus kleinen Hornblendeblättchen bestehenden Grundgewebe die Plagioklaskörnchen etwas reichlicher werden und gleichmässig verteilt sind; sie sind aber kleiner als diejenigen, die sich in den rundlichen Feldspatmassen vorfinden. Nur bei dieser gleichmässigen Verteilung erhält man den Eindruck, dass hier der Feldspat nicht aus Granat entstand.

Die Verteilung der Mineralien ist so unregelmässig, dass die Menge der Mineralien von Dünnschliff zu Dünnschliff variiert, wie folgende Zusammenstellung verschiedener Schlitze zeigt:

	Monokl. Horn- blende	Antho- phyllit	Plagioklas	Biotit	Granat	Rutil	Apatit	Erz	Quarz	Di- sthe
68	3/10	5/10	1/10 An 27—44	1/10		+			++	
G8	1/3	1/3	1/4 An 26—45	1/10	+	+	(+)		(+)	
G1	1/2	1/4	1/8 An 28—44	+	+	(+)	(+)		+	
G6	1/2	1/4	+ An 41—75	1/8	(+)	(+)	(+)			
G7	1/4	1/4	1/2 An 18—28	+		(+)	(+)	(+)		
G10	3/4	1/4	+ An 30—70	1/4	++	(+)	(+)	(+)		
G2	1/2	1/4	1/4 An 21—29	++	+	(+)	(+)	(+)		
G4	1/2	1/4	1/4 An 22—30	++			+	+		
G5	1/2	1/4	1/4 An 26—46	++	(+)	(+)				
79	2/10	2/10	1/10 An 70—80	4/10		(+)				+
G9	3/4	1/8	1/9 An 72—75	1/9	+	(+)		(+)	(+)	(+)
81	7/10	+	+ An 50—60	+	1/10	+	(+)			
G3	2/3		1/4 An 35—39			(+)	(+)	(+)	(+)	

Danach nimmt die monokline Hornblende als wichtigster Gemengteil  $\frac{3}{4}$  bis  $\frac{1}{4}$  des gesamten Gesteinsvolumens ein. Sie besitzt in grobkörnigen Gesteinen bessere Gestalt (blättrig, breitstengelig usw.) als in feinkörnigen Varietäten, weist indessen stellenweise poikiloblastische Struktur auf mit Einschlüssen von Feldspat-, Rutil-, Apatitkörnern und Biotitblättchen (G 9). Gelegentlich ist paralleles Verwachsen mit Biotit und Anthophyllit zu beobachten; letzterer schliesst sich dann gern terminal oder randlich der Hornblende an (G 1, G 6). Hie und da zeigt die Hornblende auch Zonarstruktur (G10) mit schwächerer Farbe nach innen; die Doppelbrechung ist jedoch am Rande niedriger als im Zentrum. Nach einigen Messungen im Dünnschliff G1 lauten die optischen Daten:

	$n_\gamma - n_\alpha$	$n_\gamma - n_\beta$	$n_\beta - n_\alpha$	$n_\gamma/c$	$2V_\alpha$
H1			0,0080		
H2			0,0110		
H3				16°	86° (—)
H4				18°	86° (—)
H5				17°	88° (—)
H6	0,023	0,0110	0,0120		87 $\frac{1}{2}$ ° (—) berech.

Die Auslöschungsschiefe kann in andern Dünnschliffen bis 25° betragen. Der Pleochroismus ist im allgemeinen schwächer als derjenige der oben (S. 36) beschriebenen gewöhnlichen Hornblende, und zwar nach folgendem Schema:

$n_{\alpha}'$  hellbraun, gelblich bis farblos  
 $n_{\beta}'$  rosa-bräunlich  
 $n_{\gamma}'$  hellgrün

Der Anthophyllit erfüllt 1/8 bis 1/3 des Gesteinsvolumens und ist durch die dünnprismatische Form, den sehr schwachen Pleochroismus ( $n_{\alpha}'$ ,  $n_{\beta}'$  farblos,  $n_{\gamma}'$  rosa oder bräunlich), die gerade Auslöschung, sowie die ungefähr senkrecht zur c-Achse verlaufende Absonderung ausgezeichnet. Zudem zeigt er in einigen Dünnschliffen (G 2, G 4) ausgesprochen porphyroblastische Entwicklung. Dass die Porphyroblasten nicht nur in die monokline Hornblende, sondern bisweilen auch in die oolithartige Masse der Umwandlungsprodukte des Granats (G 7, G 2) eindringen, ist wahrscheinlich ein Zeichen dafür, dass der Anthophyllit ein ziemlich spätes Umkristallisationsprodukt darstellt. Als Einschlüsse treten Quarz-, Feldspat- und Erzkörner auf, wodurch sich gelegentlich eine poikiloblastische Struktur ergibt (G 4). Im Dünnschliff G 8 sind folgende optische Eigenschaften bestimmt worden:

	$n_{\alpha}'$	$n_{\beta}'$	$n_{\gamma}'$	$n_{\gamma} - n_{\alpha}$	$n_{\gamma} - n_{\beta}$	$n_{\beta} - n_{\alpha}$	$2V_{\gamma}$
A1	(1,649)	(1,6561)	(1,6651) <sup>4)</sup>				
A2				0,0161	0,0090	0,0071	83° (+) ber.
A3							77° (+)
A4							76° (+)

Auf Grund dieser Werte erhält man nach dem Diagramm von W. KUNITZ (42) eine Zusammensetzung von ca. 41 % Fe-Anthophyllit, während nach dem Diagramm von A. N. WINCHELL (79) nur ca. 38 Mol.-% resultieren. Sowohl in den optischen Eigenschaften wie auch im Vorkommen ähnelt dieser Anthophyllit demjenigen von Orijärvi, der von P. ESKOLA (15) beschrieben wurde.

Der Anthophyllit bleibt grösstenteils frisch; nur hie und da zeigt er im Längsschnitt Zerfaserung oder Umwandlung. Bei einigen Lamellen, die ziemlich niedrige Doppelbrechung und grünliche Farbe aufweisen, ist gelegentlich festzustellen (G 8), dass sie optisch po-

<sup>4)</sup> Die nach der Immersionsmethode bestimmten Brechungsindizes können nur bis an die dritte Stelle nach dem Komma als sicher angegeben werden. Trotzdem wurde in dieser Arbeit in üblicher Weise auch die vierte Stelle noch berechnet.

sitiv sind, mit 2V von ca.  $40^\circ$ ; es handelt sich wahrscheinlich um eine Chloritisierung des Anthophyllits.

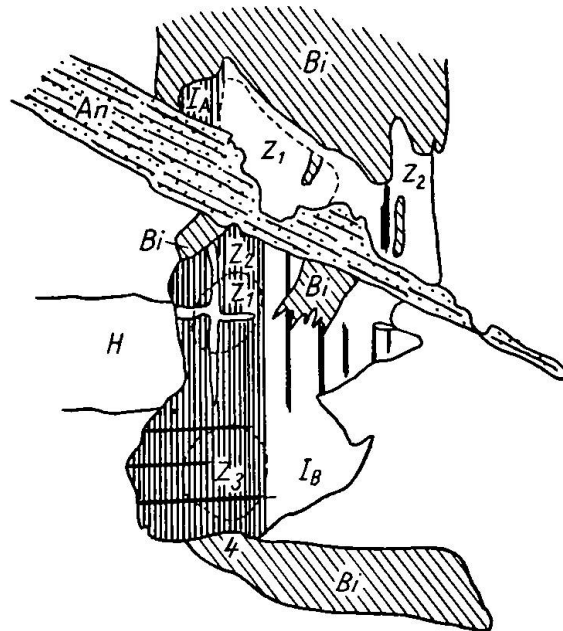


Fig. 4. Schliff G5

An Anthophyllit, Bi Biotit, H Hornblende,  $I_A$  und  $I_B$  miteinander verzwilligte Plagioklasindividuen mit verschiedenen Zonen ( $Z_1$  An 26,  $Z_2$  und  $Z_3$  An 32,  $Z_1$  An 38 in  $I_A$ ,  $Z_1$  An 30,  $Z_2$  An 43 in  $I_B$ )



Fig. 5. Schliff G8

Gr Granat, Bi Biotit, R Rutil, Ia Plagioklas mit verschiedenen Zonen  $Z_1$ ,  $Z_2$ ,  $Z_3$

Der Plagioklas, der als Übergemengteil bis ca  $1/2$  des Mineralbestandes des Gesteins ausmacht und hauptsächlich das Umwandlungsprodukt des Granats darstellt, ist durchwegs allotriomorph

und schwach verzwillingt. Nur im Schliff G 8 sind Zwillinglamellierungen schön entwickelt. Als häufigstes Zwillingsgesetz tritt das Albit-, dann das Aklingsesetz auf; in einigen Individuen überwiegt sogar das letztere. Der Plagioklas zeigt meist Tendenz zu tafeliger Gestalt mit Streckung nach der b-Achse. Beim Zusammentreffen des tafeligen Feldspats mit dem Anthophyllit weist jener gelegentlich am Rand schnurartige Massen auf, die sich längs der Spaltrisse dieses erstrecken. Das ist vielleicht ein Zeichen dafür,

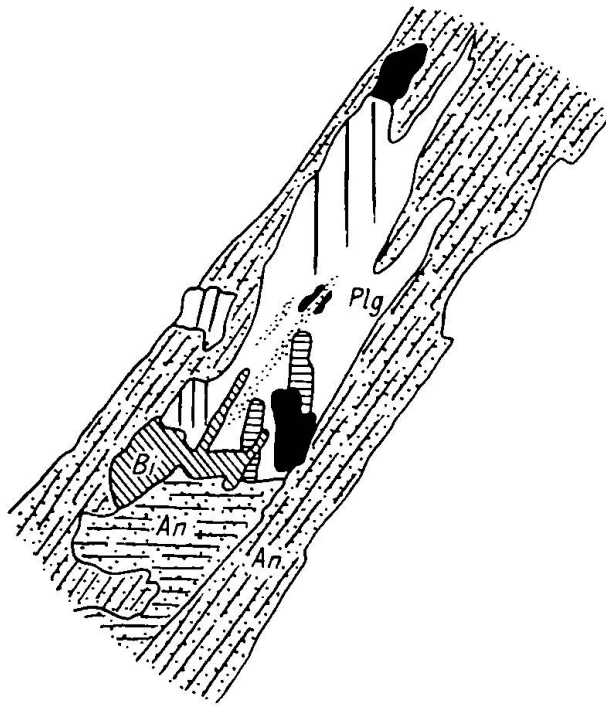


Fig. 6. Schliff G8. An Anthophyllit, Bi Biotit, Plg Plagioklas

dass der Plagioklas und der Anthophyllit gleichzeitig gebildet wurden. Die Plagioklase schliessen hie und da Biotit-, selten auch Hornblendeblättchen ein, zeigen indessen zum grössern Teil zonare Struktur; im Schliff G 9 sind sie zum Teil serizitisiert. Sehr auffallend ist die starke Variation in der chemischen Zusammensetzung des Plagioklases. Darüber gibt folgende Zusammenstellung Auskunft:

Schliff 68: An 28 % (innen) — 38 % (aussen); An 32 % — 40 %; An 30 % — 40 %; An 39 %; An 31 % — 44 %; An 31 % — 40 %; An 27 % — 40 %.

Schliff G8: An 38 % (verwachsen mit dem Anthophyllit); An 26 % — 40 % (verwachsen mit Biotit); An 41 % (verwachsen mit Anthophyllit); An 37 % — 45 %; An 35 % — 44 %; An 38 %; An 45 % (Einschluss in der Hornblende); An 39 % — 45 %; Ia An 30 % — 40 % — 45 % (um den Granat herum, s. Fig. 5, S. 52).



Schliff G1: An 31 % — 38 %; An 39 %; An 32 %; An 28 % — 41 %; An 42 %; An 44 %; An 30 % — 41 %.

Schliff G6: An 75 % (verwachsen mit Hornblende und Biotit); An 71 %.

Schliff G7: An 20 % — 30 %; An 22 % — 27 %; An 23 % — 27 %; An 21 % — 25 %; An 21 % — 28 %.

Schliff G10: An 32 % — 30 %; An 68 %; An 68 %; An 70 %.

Schliff G2: An 24 % — 27 %; An 25 %; An 27 %; An 21 % — 29 %; An 27 %.

Schliff G4: An 25 % — 27 %; An 25 % — 30 %; An 22 % — 28 %; An 25 % — 30 %.

Schliff G5: An 44 % (Einschlüsse in Biotit); An 28 % — 38 %; An 29 % — 35 %; An 35 % — 46 %; Fig. 4, I<sub>A</sub> An 26% (innen) — 32% — 38% (aussen), I<sub>B</sub> An 30 % (innen) — 43 % (aussen).

Schliff 79: An 72 % (poikiloblastisch mit Einschlüssen von Biotit und Hornblende); An 80 %; An 70 %; An 70 %.

Schliff G9: An 72 %; An 72 %; An 75 %.

Schliff 81: An 60 %; An 50 %; An 50 %; An 50 % (alles kleine Feldspatkörner).

Schliff G3: An 35 %; An 30 %; An 39 %.

Die Feldspate sind häufig verzwillingt nach dem Albit- und dem Aklingsesetz; in Doppelzwillingen sind die Albitlamellen meist schmaler entwickelt.

Es ist daraus zu ersehen, dass der Anorthitgehalt sehr stark schwankt, nämlich von 18 % bis 80 %. Der Unterschied im Anorthitgehalt zwischen den Aussen- und Innenzonen eines Individuums kann bis 15 % betragen, und bisweilen kann der im unmittelbaren Kontakt auftretende Granat die chemische Zusammensetzung der Zonarstruktur stark beeinflussen. Die Plagioklase mit besonders hohem Anorthitgehalt sind durchwegs auf die biotitreichen, aber feldspatarmen Kügelchen (Pseudomorphosen) beschränkt (G6, G9, G10, 79, ev. G5). Nicht ausgeschlossen ist, dass die zugeführten Lösungen, welche die Umwandlung des Granats verursacht hatten, kalireich waren, während in den andern Partien beträchtliche Mengen von Natron mitgebracht wurden. Während der Umwandlung reagierte das zugeführte Kalium im erstern Fall mit Granat unter Biotitbildung. Im zweiten Fall hingegen war der Natrongehalt relativ hoch; die Umwandlung des Granates ergab daher (statt grosser Mengen von Biotit kombiniert mit basischen Plagioklasen) in erster Linie natronreichere Plagioklase mit Hornblende, nur untergeordnet kombiniert mit Biotitblättchen. Sehr auffallend zeigen die biotitreichen Partien eine gleichzeitige Vergrößerung der Hornblende, während

die Granatkörner noch klein bleiben. Es handelt sich wahrscheinlich um eine Rekristallisation der Hornblende, veranlasst durch Injektion kaliführender Lösungen. Über die Herkunft dieser Lösungen lässt sich infolge der speziellen Schwierigkeit der Feldbeobachtung noch nicht viel aussagen. Nicht ausgeschlossen ist, dass diese Erscheinung mit der in dieser Gegend später stattgefundenen sauren Injektion zusammenhängt.

Der reliktsche Granat zeigt die gleichen Eigenschaften wie in den früher beschriebenen Gesteinen. Nur geht er gelegentlich am Rand in schwach doppelbrechende Partien über (G1). In G9 tritt

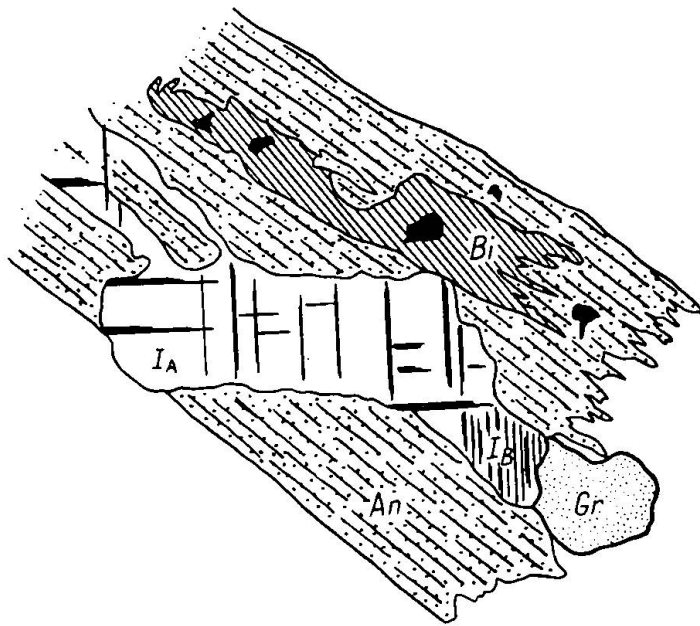


Fig. 7. Schliff G.

An Anthophyllit, Bi Biotit, Gr Granat; Plagioklas  $I_A$  (An 38) und  $I_B$  (An 39)

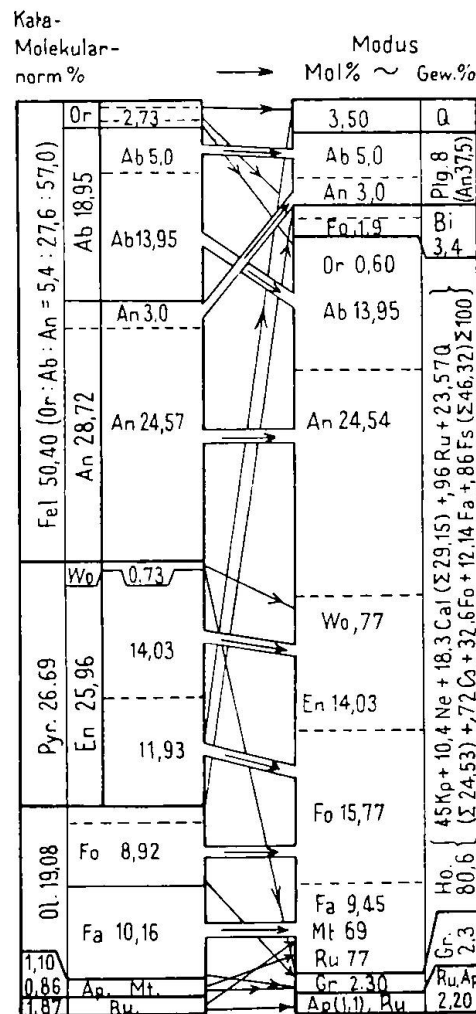
ein farbloses Mineral auf mit hohem Brechungsindex, mittlerer Doppelbrechung und  $2V$  von ca.  $74^\circ$ ; es ist teilweise in Sericit umgewandelt; sehr wahrscheinlich handelt es sich um Disthen. Der Granat schliesst örtlich Rutil- und Feldspatkörner ein und ist zum grossen Teil in Biotit mit basischem Plagioklas oder in einen Andesin mit Hornblende und Biotit umgewandelt. Der Biotit bleibt meist frisch, zeigt jedoch hie und da Parallelverwachsungen mit einem optisch einachsigen (+) Chlorit (Chloritisierung G8), sodass dieser von dem aus Anthophyllit entstandenen Chlorit leicht unterschieden werden kann.

Als Übergemengteile treten Apatit, Rutil, Quarz und Erz auf. Das Erz findet sich stellenweise längs der Spaltrisse des Anthophyl-

lits, als ob es nachträglich eingedrungen oder ausgeschieden worden wäre. Der Rutil, der in der Hornblende auftritt, hat manchenorts seinen Wirt bräunlich gefärbt. Bemerkenswert ist, dass hier der Rutil, im Gegensatz zu dem im gewöhnlichen Amphibolit, keinen Titanitkranz besitzt und meist sehr frisch bleibt. Dies gibt ebenfalls für den von MITTELHOLZER (52, S 136) beschriebenen Anthophyllit-amphibolit, scheint also bis zu einem gewissen Grade charakteristisch zu sein. Nicht ausgeschlossen ist, dass die Titanitbildung aus Rutil oder Ilmenit einen höhern Kalkgehalt des Gesteins neben der notwendigen physikalischen Bedingung fordert. In Übereinstimmung damit zeigen die chemischen Analysen dieses Gesteins relativ geringen Kalkgehalt.

C. Chemismus

Anthophyllit-Amphibolit (G 1) bei Mesocco (Gordola)



Analyse I. (Analytiker: H. S. WANG)

	Gew.-%	Molekular-Zahlen
SiO <sub>2</sub>	47,52	7912
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,46	1416
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	51
FeO	8,95	1246
MnO	0,13	18
MgO	13,67	3390
CaO	6,82	1216
Na <sub>2</sub> O	2,10	339
K <sub>2</sub> O	0,46	49
TiO <sub>2</sub>	2,68	335
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52	37
+ H <sub>2</sub> O	0,84	466
- H <sub>2</sub> O	0,12	
	99,10	
Differenz *	0,90	
	100,00	

\* vermutlich wesentlich H<sub>2</sub>O+

si	102,0
al	18,0
fm	61,5
c	15,5
alk	5,0
k	0,13
mg	0,71
c/fm; Schn.	0,26; III.
ti	4,30
p	0,48
h	5,98
qz	- 0,18

Magmatypus: al-hornblenditisch.

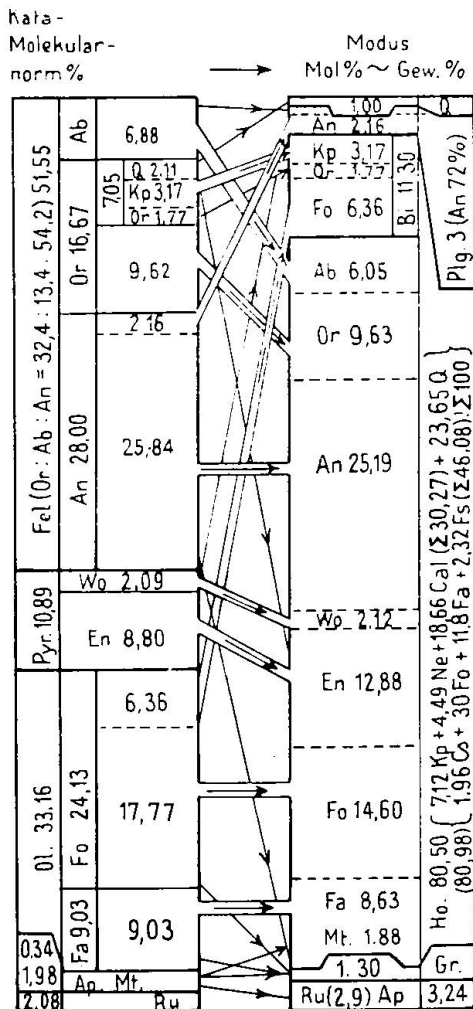
<i>Basis</i>		<i>Katamolekularnorm</i>	
Kp 1,64	} L 30,24	Or 2,73	} Fel 50,40 (Or : Ab : An = 5,4 : 27,6 : 57,0)
Ne 11,37		Ab 18,95	
Cal 17,23		An 28,72	
Cs 0,55	} M 41,49	Wo 0,73	} Pyx 26,69
Fo 28,39		En 25,96	
Fa 10,59		Fo 8,92	} Ol 19,08
Fs 0,86		Fa 10,16	
Ap 1,10	} Q' 24,40	Mt 0,86	
Ru 1,87		Ap 1,10	
Q 26,40		Ru 1,87	

*Modus Gew.-%, zugleich Molekularmodus*

Hornblende (Ho)	50,8
Anthophyllit (Ho)	29,8
Plagioklas (Plag)	8,0 (An 37,5 %)
Quarz (Q)	3,5
Biotit (Bi)	3,4
Granat (Gr)	2,3
Rutil (Ru)	1,1
Apatit (Ap)	1,1

*Anthophyllit-führender Amphibolit (G 9) bei Mesocco (Gordola)*

Analyse II. (Analytiker: H. S. WANG)



Diagr. 4

	Gew.-%	Molekular-Zahlen
SiO <sub>2</sub>	44,07	7338
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,25	1398
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,85	116
FeO	8,35	1162
MnO	0,09	13
MgO	14,52	3601
CaO	6,76	1205
Na <sub>2</sub> O	0,75	121
K <sub>2</sub> O	2,76	293
TiO <sub>2</sub>	2,92	366
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	11
+ H <sub>2</sub> O	1,62	899
- H <sub>2</sub> O	0,04	
	98,14	
Differenz *	1,86	
	100,00	

\* vermutlich wesentlich H<sub>2</sub>O+

si	91,5
al	17,5
fm	62,5
c	15,0
alk	5,0
k	0,71
mg	0,72
c/fm; Schn.	0,24; II.
ti	4,55
p	0,14
h	11,20
qz	18,5

Magmatypus: al-hornblenditisch bis hornblenditisch.

<i>Basis</i>				<i>Katamolekularnorm</i>					
Kp	10,00	}	L	30,93	Or	16,67	}	Fel	51,55
Ne	4,13				Ab	6,88			
Cal	16,80				An	28,00			
Cs	1,57	}	M	44,64	Wo	2,09	}	Pyx	10,89
Fo	30,73				En	8,80			
Fa	10,02				Fo	24,13	}	Ol	33,16
Fs	1,98				Fa	9,03			
Ap	0,34	}	Q'	24,43	Mt	1,98	}		
Ru	2,08				Ap	0,34			
Q	22,35				Ru	2,08			

(Or: Ab: An = 32,4: 13,4: 54,2)

*Modus Gew.-%, zugleich Molekularmodus*

Hornblende (Ho)	73,8
Anthophyllit (Ho)	6,7
Biotit (Bi)	11,3
Plagioklas (Plag)	3,0 (An 72 %)
Rutil (Ru)	2,6
Granat (Gr)	1,3
Quarz (Q)	1,0
Apatit (Ap)	0,3

Das Material für Analyse I ist der Gesteinsprobe G1 entnommen worden, dasjenige für Analyse II stammt von G9. Während in G1 der Anthophyllit zu den Hauptgemengteilen gehört, tritt er in G9 ziemlich stark zurück. Wie aus den obigen Molekularwerten hervorgeht, zeigen jedoch beide Gesteine sehr ähnlichen Chemismus, mit dem Hauptunterschied, dass G9 Kaliumvormacht (k 0,71) besitzt; zugleich nimmt si auch etwas ab. Dass G9 hohes k aufweist, beruht unzweifelhaft auf seinem Reichtum an Biotit. Nach den von Prof. NIGGLI (55, 60) zusammengestellten Magmentypen ist G1 al-hornblenditisch, während die Molekularwerte von G9 denjenigen von al-hornblenditischen bis hornblenditischen Magmen entsprechen, woraus man schliessen kann, dass eine eruptive Herkunft für die beiden Gesteine an sich möglich ist.

Zu Vergleichszwecken sind die Mineralbestände sowie die Molekularwerte von Gesteinen mit ähnlichem Chemismus in folgender Tabelle zusammengestellt (siehe S. 59).

Zu dieser Vergleiche ermöglichenden Tabelle ist folgendes zu bemerken:

1. Die Katamolekularnorm von G1 stimmt nur annäherungsweise mit dem Mineralbestand des Olivingabbros überein. Die grosse Abweichung im Pyroxengehalt zwischen Olivingabbro und G9 ist durch das niedrige si (91, 5) des letzteren verursacht.

2. Je mehr Biotit und Hornblende im Mineralbestand auftreten, desto stärker weicht die Katamolekularnorm vom Modus ab. So zeigt z. B. der Hornblendelamprophyr Feldspat nur in der Grund-

1. <i>Olivin-Gabbro</i> (Katazone) Molkenhaus, Harz Träger: N. 351, S. 156.	2. <i>Hornblende-Lamprophy</i> (Katazone) Bakers Creekmine, New England. Niggli: Gesteins-Mineral- provinzen, N. 376, S. 294.	3. <i>Hornblendit</i> (Katazone) Grimselpass Niggli: Chemismus schw. Gesteine, N. 37, S. 110.	4. <i>Metamorpher Lamprophy</i> (Epizone) Alp Ota, Val. Ros- egg. Niggli: Chemismus schw. Gesteine, N. 72, S. 230.
Mineralbestand Plag. (Ab <sub>41</sub> An <sub>65</sub> Or <sub>4</sub> ) 38,0 Diallag 27,0 + Orthaugit Olivin 25,0 Biotit 3,0 Orthoklas 3,0 Erz, Apatit, Sp. 4,0	Biotit Hornblende Augite feldspatige Grundmasse	Hauptsächlich Hornblende	Albit Chlorit Epidot Calcit (Titanit, Ilmenit, Mikroperthit, Biotit)
Molekularweite si 91,0 al 15,5 fm 61,5 c 18,5 alk 4,5 k 0,23 mg 0,73 c/fm Schn. 0,30, III ti 1,5 p 0,2 h — qz -27,0	103,0 17,5 56,5 19,5 6,5 0,46 0,72 0,35, III 1,21 0,27 — -23,0	113,0 15,0 60,5 19,5 5,0 0,53 0,78 0,33 III 2,1 0,26 15,5 -7,0	133,0 18,0 55,0 17,5 9,5 0,35 0,44 0,31 III 8,9 1,20 co <sub>2</sub> 8,5 -5,0
Magmatypus: hornblenditisch	al-hornblenditisch	hornblenditisch	melagabbrodio- ritisch

masse, und sowohl der Hornblendit als auch die hier beschriebenen zwei Amphibolite besitzen ursprünglich überhaupt fast keine Feldspäte (der Feldspat der Amphibolite ist aus der Umwandlung des Granats entstanden). Aus diesen Tatsachen allein ist schon zu schliessen, dass Hornblende und Biotit unter Umständen normative Feldspatmoleküle tarnen können (siehe auch Diagramme 3, 4).

3. Ein Vergleich des Modus des metamorphen Lamprophyrs mit den Katamolekularnormen der oben angegebenen zwei Analysen zeigt gleichfalls eine grosse Diskrepanz. Im metamorphen Lamprophyr sind neben dem Albit der Chlorit und der Epidot Hauptgemengteile geworden. Berücksichtigt man die Plätze, welche das gleiche Bauelement in den Kristallstrukturen verschiedener Mineralien wie Nephelin (beim Mangel an SiO<sub>2</sub> kann sich statt des Olivins Nephelin bilden), Anorthit, Albit, Pyroxen, Glimmer, Amphibol, Chlorit, sowie Epidot, einnimmt, so ergibt sich eine für die Gesteinsheteromorphie wichtige, von Prof. NIGGLI (57) bereits erwähnte Regel: Aluminium

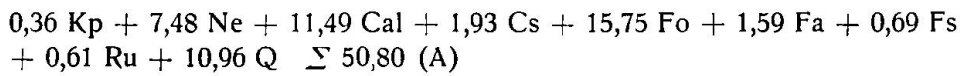
betätigt bei höherer Temperatur und niedrigem Druck Sauerstoff gegenüber meistens die Koordinationszahl IV (d. h. es ersetzt Si), während es unter dem starken Einfluss der leichtflüchtigen Bestandteile bei tieferer Temperatur in der Koordinationszahl VI stabiler ist. So ersieht man aus den angegebenen Beispielen, dass der grösste Unterschied im Mineralbestand zwischen Kata-, Meso- und Epizone das starke Zurücktreten der Feldspäte mit gleichzeitiger Bildung von Hornblende und Granat in der Mesozone oder von Epidot und Chlorit in der Epizone ist. Dies beruht neben Hydratisation hauptsächlich auf der Umorientierung von Al von Kz IV nach VI in den betreffenden Kristallstrukturen. Bei manchen Mesomineralien (wie gewöhnlicher Hornblende, Biotit) spielt Al stets eine doppelte Rolle: es betätigt Sauerstoff gegenüber teils die Koordinationszahl vier, teilweise sechs. Dies zeigt ebenfalls sehr deutlich die berechnete chemische Zusammensetzung der hier vorliegenden Meso-Hornblende. Noch deutlicher wird dies bei Betrachtung verschiedener Varietäten von Hornblende, die unter verschiedenen Bedingungen sich bilden. So ist ein Vergleich der basaltischen Hornblende (Kata) und des Aktinoliths (Epi) interessant. Chemisch unterscheidet sich die erstere von der letzteren wesentlich durch ihren höheren Gehalt an dreiwertigen Elementen, nämlich Al und  $Fe^{III}$  bei etwas zurücktretendem Si; wegen Mangel an Si nimmt Al hier hauptsächlich Kz IV ein, d. h. ersetzt Si. Dagegen ist der Aktinolith ärmer an Tonerde und reicher an Kieselsäure; in seiner Kristallstruktur spielt Al in Kz IV nur eine sehr untergeordnete Rolle. Die Kristallstrukturen beider Hornblendevarietäten sind im übrigen im grossen und ganzen die gleichen. Dass Al bei basaltischer Hornblende beträchtlich in Kz IV gehen kann, was beim Aktinolith nur in geringem Mass der Fall ist, beruht sehr wahrscheinlich auf der Instabilität des Al in Kz IV in der Epizone, wobei flüchtige Bestandteile niedriger Temperatur (wesentlich  $H_2O$ ,  $CO_2$ ) stärker einwirken können. Vermutungsweise ist der Reichtum an  $SiO_2$  einiger Sericite der Epizone (62) auf analoge Umstände zurückzuführen. Auf ähnlichen Einfluss des leichtflüchtigen Bestandteils auf die Anionenkomplexbildung in der Silikatschmelze hat Prof. NUGLI in seinem Buch „Das Magma und seine Produkte“ (63) aufmerksam gemacht. Wir werden später darauf zurückkommen, wenn die Variation des Chemismus der ganzen Hornblendegruppe diskutiert wird.

#### D. Der Chemismus der monoklinen Hornblende

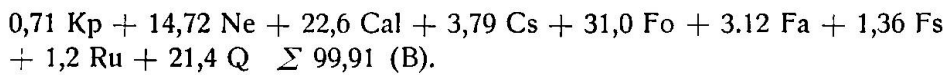
Wie früher ist die chemische Zusammensetzung der in den analysierten Proben auftretenden Hornblende versuchsweise nach der be-



schriebenen Methode auf Grund des mikroskopischen Befundes berechnet werden. Die so für die betreffende Hornblende gefundene, auf 100 umgerechnete Basis ist auf den entsprechenden Diagrammen neben der Hornblende angegeben worden (s. Diagramme 3, 4). Nur ist zu bemerken, dass diese Basis noch diejenige des Anthophyllits enthält. Nehmen wir an, dass der hier vorliegende Anthophyllit den gleichen Chemismus besitzt wie derjenige von Orijärvi (15, S. 176), was nach den optischen Daten sehr wahrscheinlich ist, und ziehen wir die ihm zugeteilte Basis von der oben berechneten ab, so bleibt für die monokline Hornblende in G1 übrig:



oder auf 100 umgerechnet:



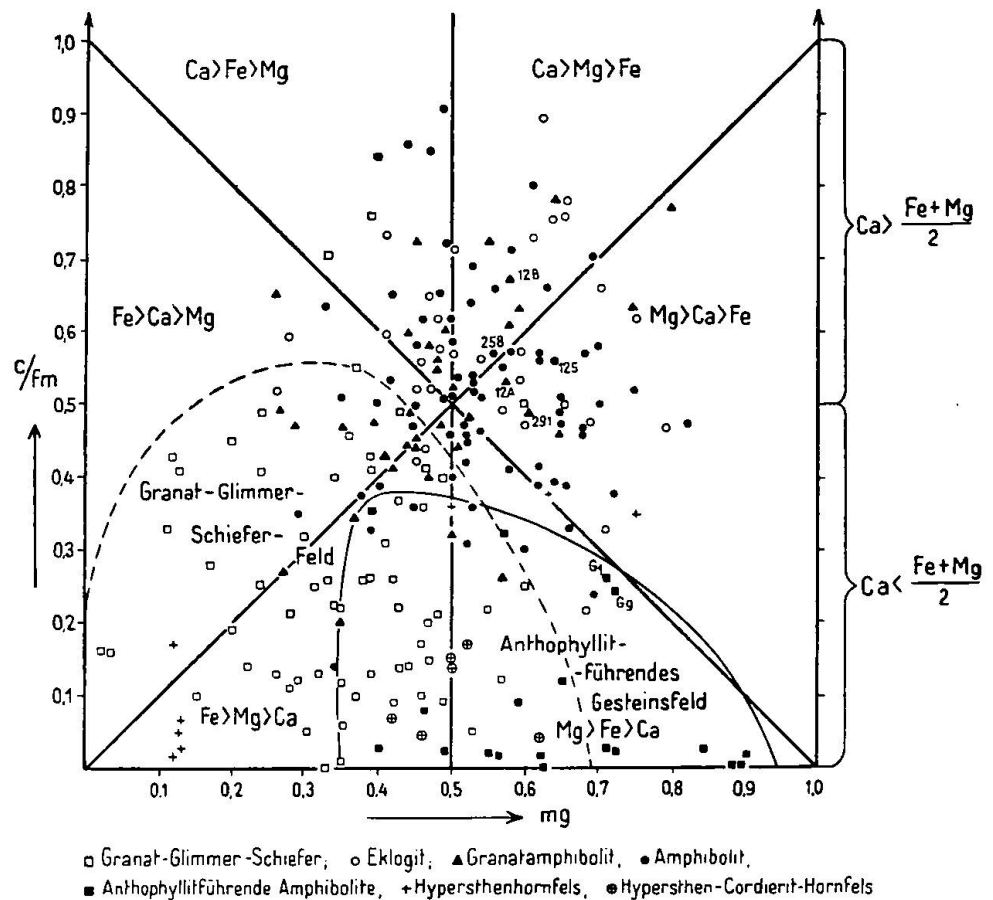
Aus (A) sind die Gewichtsprozentage sowie die Kationenzahlen für die betreffende Hornblende wie folgt erhältlich:

	Gew.- Verhältn.	Gew.-% mit 1,94 H <sub>2</sub> O				
SiO <sub>2</sub>	12,11	44,31	Si	12,25	} 16,00 IV	} 30,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,23	19,21	Al	6,27		
TiO <sub>2</sub>	0,40	1,46	Ti	0,37	} 10,21 VI	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	1,36	Fe <sup>'''</sup>	0,28		
FeO	0,76	2,76	Fe <sup>''</sup>	0,64	} 4,70 VIII	
MgO	4,23	15,41	Mg	6,40		
Na <sub>2</sub> O	0,77	2,81	Na	1,52		
CaO	2,87	10,52	Ca	3,10		
K <sub>2</sub> O	0,06	0,22	K	0,08		
H <sub>2</sub> O		1,94				
	26,80	100,00				

Auf Grund der optischen Bestimmung kann diese Hornblende (schwacher Pleochroismus, grösserer optischer Achsenwinkel) von derjenigen des Granatamphibolits unterschieden werden. Dem berechneten Chemismus nach führt sie einen höhern Gehalt an Mg, Na, hat aber niedrigere Werte für Fe-Ca-Kationen. Sehr bemerkenswert ist, dass die Hornblende eines Amphibolitzuges im Peridotit von Ponte Creves, Italien (vergl. (B)) eine mit der Basis der Hornblende (N. 61, Tab. 2, S. 190) sehr ähnliche chemische Zusammensetzung aufweist. Der Verfasser hat die beiden Hornblenden unter dem Mikroskop verglichen; nach ihrer Absorption sind sie einander sehr ähnlich.

## E. Die Bildung der Anthophyllite

Einige Forscher (W. LINDGREN (46), P. ESKOLA (15, S. 252—256)) hatten anderorts auf Grund geologischer Befunde die Anthophyllitbildung mit Mg-Zufuhr durch pneumatolytische Lösungen von aussen her in Zusammenhang gebracht. Der Verfasser hat die Werte  $c/fm$  gegen  $mg$  einiger chemischen Analysen von Anthophyllitgesteinen im Diagramm 5 dargestellt.



Diagr. 5

Daraus ist deutlich zu erkennen, dass die Anthophyllitgesteine durch ziemlich hohes  $mg$ , aber tiefes  $c$  ausgezeichnet sind. In dieser Beziehung sind sie mit den Hypersthen-Cordierit-Hornfelsen und auch einem Teil der Granatglimmerschiefer verwandt. In Übereinstimmung damit zeigen die vom Verfasser durchgeführten zwei chemischen Analysen (G1, G9) Werte von  $c/fm$  gegen  $mg$ , die schon beträchtlich niedriger sind als diejenigen der gewöhnlichen Granat-Amphibolite (12 A, 12 B). Ob in unserem Falle diese chemische Charakteristik primär ist oder mit der Mg-Zufuhr durch nachträg-

liche pneumatolytische Injektionen (wie es anderswo der Fall ist) zusammenhängt, lässt sich infolge Mangels an Kenntnis der Lagerungsverhältnisse nicht entscheiden. Nach dem Chemismus allein wäre es durchaus möglich, diese Gesteine als Primärdifferenziate anzunehmen. Berücksichtigt man aber das beträchtlich hohe  $k$  von G9, die gleichzeitige Kornvergrößerung, sowie die ziemlich späte Auskristallisation des Anthophyllits, so ist eine nachträgliche Mg-Zufuhr mit beträchtlicher Menge von K nicht ausgeschlossen.

Über die Beziehung zwischen den rhombischen und den monoklinen (Cummingtonitreihe) Hornblenden lässt sich noch nicht viel aussagen, weil der hier vorliegende Anthophyllit keine Verzwillingung aufweist, was einige Anhaltspunkte geben könnte. Immerhin zeigen die chemischen Analysen der Glieder der Cummingtonitreihe sehr oft höhere Kalkgehalte als die der rhombischen Hornblenden. Wie wir später sehen werden, liegt ein analoges chemisches Verhältnis beim triklinen Mikroklin und monoklinen Orthoklas vor. Ob hier wie dort Polymorphie vorliegt, kann noch nicht endgültig bejaht werden.

### 3. DER KONTAKT DES AMPHIBOLITSTOCKS

#### A. Das Diopsid-Skapolithband

Der Kontakt zwischen dem Amphibolitstock und seinem Nebengestein ist an verschiedenen Stellen gut aufgeschlossen. Als ein schönes Beispiel ist besonders die südwestliche Ecke zu erwähnen, in welcher der Amphibolit mit dem Marmor zusammentrifft. Folgende Skizze demonstriert das Lagerungsverhältnis.

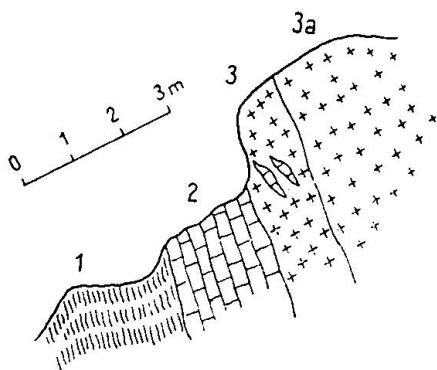


Fig. 8

1. Granatgneis;
2. Marmor;
3. Granatamphibolit mit Marmor-einschlüssen, in deren Nähe der Amphibolit reicher an Biotit wird; zugleich vergrössern sich die Granatkristalle;
- 3a. Granatamphibolit.

Aus dieser Figur ist deutlich zu erkennen, dass neben dem normalen Kontakt noch einige Marmorlinsen vom Amphibolit eingeschlossen sind. In der Nähe dieser Linsen weist der Amphibolit reichlich Biotit auf. Gerade am Kontakt zwischen den beiden ist ma-

kroskopisch ein grünes Band von 2—4 mm Dicke zu beobachten. Längs dieses Bandes zeigen sowohl der Marmor als auch der Amphibolit eine Kornvergrößerung. Ihr zufolge ist der Kontaktsaum des Amphibolits noch dunkler geworden, während derjenige des Marmors eine hellere Farbe zeigt. Die beiden Kontaktsäume haben ungefähr die gleiche Dicke (ca. 5 mm). Leider sind keine Dünnschliffe gerade aus diesem Kontakt vorhanden. Wie aber aus dem Schliff eines andern Amphibolitlagerganges mit ähnlichen Kontakterscheinungen hervorgeht, führt dieses grüne Band unter dem Mikroskop hauptsächlich grünlichen, nur schwach pleochroitischen Diopsid. Dieser besitzt keine eigene Gestalt, kann aber bisweilen sehr gross und poikiloblastisch werden mit Einschlüssen von Hornblendefetzen, hie und da auch Feldspattäfelchen; in Berührung mit Calcit zeigt er nicht selten Aktinolithisierungen.

Von diesem grünen Band nach aussen (d. h. gegen den Marmor) hin findet sich eine mehr oder weniger lückenlose Zone von Skapolith, welcher zum grössern Teil ebenfalls keine idiomorphe Form besitzt. Der Skapolith ist farblos, hochdoppelbrechend und optisch einachsigt negativ. Er ist voll von Rissen, welche von Calcit, Chlorit, bisweilen auch einem sericitähnlichen Mineral erfüllt wurden. Merkwürdigerweise ist gelegentlich eine einheitliche Schicht von saurem Plagioklas zwischen Skapolith und Diopsid vorhanden. Als Einschlüsse im Skapolith kommen Titanit, sowie Apatitkörnchen vor. Der Titanit tritt meist in kleinen Linsen auf.

Der Marmor, der die Skapolithzone unmittelbar begrenzt, ist sehr grobkörnig mit einer relativ glatten Grenzfläche zwischen den einzelnen Calcitkörnern. Quarz und Apatit treten gelegentlich als Einschlüsse im Calcit auf. Vereinzelt Körner von Skapolith, Diopsid, grüner Hornblende, Quarz, Plagioklas (An 50 %), Titanitlinsen, Zoisit und Biotit sind vorhanden. Der Biotit wurde chloritisiert. Der Zoisit schliesst sich gern an Hornblende oder an sauren Plagioklas (An 25 %) an. Vom grünen Band gegen den Amphibolit hin zeigt sich bisweilen erst eine Anreicherung von basischem Plagioklas, der meistens auch skapolithisiert wurde, dann eine Zone von grobkörniger Hornblende.

## B. Der Marmor

Ein paar Schritte östlich des kleinen Fussweges, der von Scalate nordwestlich nach Gordemo führt, tritt der Kontakt wieder deutlich zutage. Hier ist der Marmor mittelkörnig mit hellgrauer oder bräunlicher Farbe, je nach dem Auftreten des Phlogopits. Infolge

der lagigen Verteilung des zuletzt erwähnten Minerals weist der Marmor stellenweise streifige Textur auf, wobei die Phlogopit-schüppchen auf der Verwitterungsfläche hervortreten. Mikroskopisch rekrutiert sich der Mineralbestand dieses Marmors aus:

H. G. Calcit

N. G. Phlogopit

U. G. Skapolith, Grammatit, Quarz, Erz, Muskowit, Anorthit und saurem Plagioklas.

Der Calcit bildet gestreckte Körner, die eine schwache Kristallisationsschieferung des Gesteins andeuten. Der Phlogopit, der grösstenteils die Zwischenräume zwischen den Calcitkörnern einnimmt, bisweilen auch in Calcit und Skapolith auftritt, ist stark pleochroitisch ( $\parallel$  der (001)-Spaltbarkeit braun;  $\perp$  dazu farblos bis nur schwach bräunlich) mit einem ausgesprochen einachsigen optisch negativen Charakter. Als Übergemengteile kommen Skapolith, Grammatit, Quarz, Erz, Muskowit, Anorthit sowie saurer Plagioklas vor. Der Skapolith findet sich ebenfalls meistens in Zwischenräumen des Calcits, gelegentlich dringt er auch in den Calcit ein. Seine hohe Doppelbrechung, die gerade Auslöschung, sowie der optisch einachsige negative Charakter erleichtern seine Erkennung. Stellenweise ist er in sauren Plagioklas und Sericit umgewandelt. Der Grammatit ist farblos, optisch negativ mit  $c_{n\gamma}$  bis  $20^\circ$ . Der Quarz tritt gern mit Phlogopit oder Skapolith zusammen auf, hie und da auch in kleinen Tröpfchen als Einschlüsse des Calcits. Der Anorthit bleibt ganz frisch mit ziemlich guter Gestalt. Das Erz kommt nur vereinzelt vor, doch nicht selten gesellt es sich zu Phlogopit oder Grammatit.

### C. Das Skapolithband

Noch schöner ist das mikroskopische Bild eines Skapolithbandes, das aus dem Kontakt zwischen Amphibolit und Marmor stammt, der im Keller eines Häuschens am oberen Wege von Scalate aufgeschlossen ist. Makroskopisch ist es ein helles Gestein mit grünlichen Flecken. Gegen den Amphibolit hin findet sich ein Quarzband. Unter dem Mikroskop setzt sich der Mineralbestand zusammen aus:

H. G. Skapolith, Diopsid, Plagioklas und Hornblende.

U. G. Titanit, Apatit und Biotit.

Der farblose Skapolith, der ungefähr  $\frac{2}{3}$  der Gesteinsmasse ausmacht, besitzt keine eigene Gestalt, ist aber meistens ziemlich gross und poikiloblastisch struiert. Als Einschlüsse treten Plagioklas, Diopsid, Apatit, grünliche Hornblende und wurmförmiger Ti-

tanit auf. Der Plagioklas stellt wahrscheinlich ein Relikt dar, bleibt aber merkwürdigerweise sehr frisch. Der Skapolith ist so stark von Rissen durchzogen, dass sein Aussehen bei gekreuzten Nicols dem mikroskopischen Bild eines quarzitäen Sandsteins ähnelt; die einheitlichen Partien sind den Quarzkörnern vergleichbar, während die Risse an die sericitische Grundmasse erinnern. Eine Messung der Brechungsindizes nach der Immersionsmethode ergab:

$$o = 1,5859$$

$$\varepsilon = 1,5580$$

Danach enthält der Skapolith ca. 74 % Mejonit (Mizzonit). Neben dem Skapolith ist der Diopsid das wichtigste Mineral. Er ist farblos, optisch zweiachsig positiv und ebenfalls allotriomorph. Stellenweise ist er vom Skapolith verdrängt, also scheinbar älter als der Skapolith. Der Diopsid hat eine ziemlich starke Hornblendisierung erlitten. Die daraus entstandene Hornblende ist hellgrün längs  $n_{\gamma}'$ , gelblich längs  $n_{\beta}$ , gelblichgrün längs  $n_{\alpha}'$  mit einer Auslöschungsschiefe von 16°. Die Hornblendisierung ist meistens auf den Rand des Diopsids beschränkt, sodass dieser stellenweise von einem schönen grünlichen Kranz umgeben wird. Bisweilen dringt die grüne Hornblende in den Diopsid ein oder ersetzt denselben vollständig.

Der Plagioklas, der ursprünglich das wichtigste Mineral des Gesteins war, ist nun grösstenteils skapolithisiert. Er ist stellenweise sehr schön nach dem Albitgesetz verzwillingt und besitzt einen Anorthitgehalt von 67 % bis 77 %. Als Einschlüsse treten kleine Hornblendeprismen oder -nadeln auf. Als Übergemengteile sind Titanit, Apatit und Biotit zu erwähnen. Bei kleinen Kriställchen ist der Titanit wurmförmig.

Wie aus diesen Beobachtungen hervorgeht, liegt fraglos ein primärer Kontakt zwischen Amphibolit und Marmor vor, und zwar ist dieser von jenem intrudiert worden. MITTELHOLZER (52, S. 139—151) hätte den ähnlich ausgebildeten Kontakt von Amphibolit mit Marmor im Castionezug ohne weiteres als eruptiv ansehen können; dass er erst nach einem geschickten Vergleich der Amphibolitkontakte mit den Grenzen Marmor-Biotitgneis einerseits, mit dem Pegmatitkontakt andererseits zu diesem Schluss kam, ist vielleicht darauf zurückzuführen, dass er den echten Kontakt des hier beschriebenen Granatamphibolitstockes nicht gefunden hat. Liegt ein sedimentärer Kontakt vor oder ist der primäre Eruptivkontakt durch nachträgliche Dislokation verwischt worden, so wird das Kontaktbild als-

bald ganz anders. Dies zeigen die folgenden beiden Amphibolitlagergänge, die ebenfalls mit Marmor in Kontakt stehen.

#### D. Mechanisch beanspruchte und sedimentäre Kontakte

In einem Tälchen unmittelbar östlich von Rongia tritt ein Amphibolitlagergang im Kontakt mit Marmor gerade an der rechten Seite eines Wasserfalles zutage. Während hier der Amphibolit ein sehr dunkles Gestein mit deutlicher Schieferungstextur darstellt, ist der Marmor ziemlich hell, mittelkörnig und wegen des reichlich vorhandenen Phlogopits etwas fleckig. Makroskopisch lässt sich dieser Kontakt durch das Fehlen des grünen Diopsidbandes von den oben beschriebenen leicht unterscheiden. Zwischen Amphibolit und Marmor ist unter dem Mikroskop deutlich eine mylonitisierte Zone von ca. 2—3 mm Dicke zu beobachten. Diese besteht hauptsächlich aus einer Art Grundmasse von feinen Calcitkörnchen, in welcher sich in Lagen Quarz-Calcitlinsen, sowie Porphyroklasten von Plagioklas und Phlogopit vorfinden; sie weisen ausgesprochene Kataklastenstruktur mit sehr stark undulöser Auslöschung auf. Die Grundmasse zeigt dann ein fluidaltexturähnliches Aussehen und umschmiegelt die Quarz-Calcitlinsen, sowie die Porphyroblasten. Hie und da sind einige Erzkörnchen zu beobachten.

Die Hornblende des Amphibolits, die in unmittelbarem Kontakt mit dieser Zone steht, ist meist chloritisiert. Auch innerhalb des Amphibolits fand Dislokation längs gewisser Zonen statt, denn es sind einige Chloritzonen von ähnlichem Charakter, bisweilen mit Calcit, vorhanden.

Der Amphibolit führt gewöhnliche Hornblende und Plagioklas als Hauptgemengteile. Die Hornblende zeigt den normalen Pleochroismus und besitzt meist breitstenglige Form. Der Plagioklas ist nicht mehr frisch, entweder durch feine Körnchen getrübt oder skapolithisiert; er gehört zum Andesin (An 45 % (innen) — 35 % (aussen); An 45 %; An 38 %; verzwillingt nach Albit- und Manebachgesetz, wobei die Lamellen des letzteren Gesetzes häufiger sind).

Als Übergemengteile sind Titanitkörner oder -linsen mit Erz und Apatit festzustellen.

Während der Anorthitgehalt des Plagioklases der mylonitisierten Zone anscheinend keine grossen Veränderungen erlitten hat, ist der Plagioklas im Marmor basischer geworden (in der mylonitisierten Zone: An 37 %; An 37 %; An 45 %; im Marmor: An 67 %).



Der Mineralbestand des Marmors ist folgender:

H. G. Calcit, Quarz und Plagioklas.

N. G. Phlogopit, grünliche Hornblende.

U. G. Titanit, Erz, Skapolith, Diopsid, Epidot und Apatit.

Der Calcit des Marmors ist sowohl durch einfache, glatte wie auch durch gebogene Zwillings-Lamellen ausgezeichnet. Der Plagioklas, dessen Zwillingslamellen auch gebogen oder zerbrochen sind, ist mit dem Quarz mancherorts angehäuft.

Die Hornblende, welche sich als Umwandlungsprodukt des Diopsids darstellt, ist schwach pleochroitisch ( $n_{\gamma}'$  schwach bläulichgrün;  $n_{\beta}'$  hellgrün;  $n_{\alpha}'$  gelblich) mit  $n_{\gamma}/c = \text{ca. } 20^{\circ}$ . Hie und da sind in ihr noch Relikte von Diopsid zu finden.

Nordöstlich von Rongia sind auf ca. 300 m Höhe einige Amphibolitbänder in Wechsellagerung mit Marmor aufgeschlossen. Obschon die Amphibolitbänder im Marmor mitgefaltet sind, zeigt dieser keine Vergrößerung des Calcits in der Nähe des Amphibolits. Es handelt sich wahrscheinlich um einen Sedimentärkontakt. Unter dem Mikroskop ist am Kontakt weder ein Diopsidband noch eine mylonitisierte Zone vorhanden, sondern eine nicht ganz lückenlose Epidotschicht. Der Epidot ist meist tafelig, teilweise xenomorph und zonarstruiert mit einem höher doppelbrechenden Rand. Der Marmor, der in unmittelbarem Kontakt mit dieser Epidotschicht liegt, zeigt keine besondere Veränderung. Er besteht hauptsächlich aus Calcit mit vereinzelt Körnern von grüner Hornblende, Erz, Feldspat, Quarz, Epidot und Biotit. Bemerkenswert ist, dass die Hornblende von der des Amphibolits nicht verschieden ist. Der Calcit ist stellenweise porphyroblastisch und besitzt auch Druckzwillinge, aber selten.

Die Hornblende des Amphibolits ist zum grossen Teil aktinolithisiert unter Epidotausscheidung und zeigt darum nun meist eine hellgrüne Farbe. Relikte der ursprünglich stark pleochroitischen Hornblende sind jedoch da und dort noch zu beobachten.

Der Plagioklas, der ein Hauptgemengteil des Amphibolits ist, gehört zum sauren Andesin. (An 34 %; An 30 %; An 30 %, An 33 %; An 32 %; An 32 %; An 33 %; An 33 %; verzwillingt nach Albit- und Manebachgesetz).

Danach ist der Anorthitgehalt sehr konstant im Vergleich mit demjenigen des Orthoamphibolits; Zonarstruktur ist nicht zu beobachten. Der Plagioklas ist stellenweise sehr stark epidotisiert, zeigt jedoch gewöhnlich nur ein bestäubtes Aussehen.

Der Epidot tritt im Amphibolit reichlich auf. Als Übergemengteile sind Titanitkörnchen mit Apatit zu erwähnen.

Diese Beobachtungen zeigen, dass sich der primäre Intrusivkontakt zwischen Orthoamphibolit und Marmor sowohl von einem Sedimentärkontakt wie auch von einem durch nachträgliche Dislokation verwischten Intrusivkontakt deutlich unterscheiden lässt. Der primäre Intrusivkontakt ist durchwegs durch ein Diopsidband mit ein- oder beidseitigen Skapolithsäumen ausgezeichnet. Zudem weisen sowohl der Amphibolit wie auch der Marmor in unmittelbarem Kontakt des Diopsidbandes eine deutliche Kornvergrößerung auf. Während man dieses Diopsidband ohne weiteres als einen Reaktionsrand zwischen basischem Magma und Marmor betrachten kann, muss jedoch der Skapolithsaum nicht unbedingt gleichzeitig gebildet worden sein. Viel wahrscheinlicher ist, dass der Skapolith ursprünglich Plagioklas war, der erst später durch Kalkaufnahme eine Skapolithisierung erlitten hat. Hiefür spricht die unbestrittene Tatsache, dass hie und da noch Plagioklasrelikte auftreten. Es ist durchaus denkbar, dass da, wo die Kalkaufnahme sehr leicht vor sich geht, die Skapolithisierung des Plagioklases vollständig sein kann. Dies zeigt ja der mehr oder weniger lückenlose Skapolithsaum zwischen Diopsidband und Marmor. Auch eine Betrachtung des Chemismus der hier vorliegenden Hornblende im Vergleich mit demjenigen des Diopsids kann diese Erscheinung grundsätzlich verständlich machen. Wie aus dem oben berechneten Chemismus der verschiedenen Hornblenden hervorgeht, macht der normative Feldspat meist ungefähr die Hälfte der gesamten chemischen Bestandteile der betreffenden Hornblende aus. Der Diopsid aber ist ein tonerdearmes Mineral. Wird aus dem basischen Magma durch Kalkaufnahme statt der Hornblende Diopsid gebildet, so ist eine Anreicherung an Feldspat eine unbedingt zu erwartende Folge. MITTELHOLZER (52, S. 148) hat wohl recht, wenn er bei der Umwandlung von Hornblende in Diopsid von Kalkaufnahme spricht. Zur Verdeutlichung der chemischen Reaktion benützte er der Einfachheit halber die tonerdefreie Hornblendeformel. Berücksichtigt man gleichzeitig die beträchtliche Menge der in der gewöhnlichen Hornblende verborgenen Feldspatmoleküle, so lässt sich die daraus entstandene Anreicherung an Plagioklas genetisch verstehen; andererseits stimmt der so errechnete Skapolith, der durch nachträgliche Skapolithisierung dieses Plagioklases zustande kam, in seiner chemischen Zusammensetzung mit dem beobachteten besser überein. Wie schon oben die Lichtbrechung des Skapoliths zeigte und wie wir später sehen werden, liegt in der Tat kein reiner Mejonit, sondern ein

Mizzonit von ca. 74 % Mejonit vor. Durch mehrere vom Verfasser ausgeführte Bestimmungen der Brechungsindizes von Skapolithen verschiedener Herkunft im Vergleich mit solchen, die von andern Forschern gemacht wurden, ist festzustellen, dass die chemische Zusammensetzung des in dieser Gegend vorkommenden Skapoliths sehr konstant bleibt, sodass man ihn ohne chemische Bestätigung niemals als reinen Mejonit betrachten darf. Ist der Skapolith durch Umwandlung aus Plagioklas entstanden, so darf nur die Vergrößerung des Calcits sowie der Hornblende in der Nähe des Kontaktes zusammen mit dem gleichzeitig auftretenden Diopsidband als sicheres Anzeichen für einen Intrusivkontakt angesehen werden. Die Vergrößerung des Calcits im Marmor beruht unzweifelhaft auf der Wärmewirkung des eingedrungenen basischen Magmas; vielleicht hängt auch die Anreicherung wie auch die Vergrößerung der Hornblendekristalle mit der Kontaktwirkung des Marmors zusammen. Das Auftreten des Diopsids allein genügt aber auch nicht, um daraus auf einen Intrusivkontakt des Amphibolits zu schliessen. Im nächsten Abschnitt soll gezeigt werden, dass Diopsid aus Hornblende auch durch Injektion Ca-haltiger Lösungen entstehen kann.

Bei einem Sedimentkontakt sind nur Mineralien etwas tieferer Temperatur, z. B. Epidot, vorhanden. Die Hornblende des Amphibolits, die sich in der Nähe des Kontaktes findet, ist unter dem Einfluss des aus dem Marmor herstammenden Kalkes, statt in Diopsid und Plagioklas, in Aktinolith und Epidot umgewandelt. Der Plagioklas zeigt stellenweise ebenfalls Epidotisierung. Noch auffällender ist das Fehlen einer grobkörnigen Randzone im Marmor. Alle diese Tatsachen deuten darauf hin, dass hier keine besondere Wärmewirkung vorliegt. Die Umwandlung der Mineralien in der Nähe des Kontaktes ist wesentlich durch den leichtbeweglichen Kalk des Marmors, vielleicht unter Mithilfe der regional etwas erhöhten Temperatur bedingt (durch tektonische Verlagerung oder durch die in der Nähe auftretende Intrusion).

Der mechanisch beanspruchte Kontakt zeigt seinerseits eine ausgesprochen mylonitisierte Zone. Hier fehlen nicht nur Diopsidband und grobkörnige Randzone, sondern auch die bei Sedimentärkontakt auftretende Epidotschicht. Die Hornblende ist längs gewisser Dislokationszonen chloritisiert. Indessen führt der Marmor sowohl Diopsid wie auch Skapolith. Letzteres Mineral kommt gelegentlich auch im Amphibolit vor. Vermutlich liegt hier ein ursprünglicher Intrusivkontakt vor, der aber später durch Dislokation verwischt worden ist. Die Dislokation fand vielleicht noch bei tieferer Tem-

peratur statt, und darum entstanden nur Kataklyse und Neubildung von Chlorit.

Aus diesem Vergleich lässt sich schliessen, dass beim Orthoamphibolit die durch den Intrusivkontakt entstandene Wärmewirkung auf die Mineralbildung, wenn sie auch schwach erscheint, doch erkennbar bleibt. Deshalb stellt sich die Frage, wie hoch die Temperatur war, und wie alt der in Frage kommende Amphibolit ist.

Für die erste Frage geben die schon erwähnten Quarzeinschlüsse im Calcit vielleicht die beste Auskunft. Unter normalen Bedingungen reagiert der Quarz mit Calcit bei höherer Temperatur unter Bildung von Wollastonit. Da hier freier Quarz in Calcit noch in der Nähe des Kontaktes auftritt, konnte die Temperatur nach der von V. M. GOLDSCHMIDT (18) ausgeführten Berechnung, die allerdings nur auf ungenügend bekannten Daten beruht, jedenfalls nicht höher als  $1000^{\circ}\text{C}$  sein. Bei niedrigem Druck geht die Bildungstemperatur des Wollastonits bis ca.  $595^{\circ}\text{C}$ . Hier sprechen aber die Tatsachen (Zurückbleiben der leichtflüchtigen Bestandteile, Bildung von Hornblende und Granat, Bänderung des Amphibolits u. a.) für ziemlich hohen Druck. Nehmen wir an, der Druck habe etwa 1000 Atmosphären betragen (was einer Erdtiefe von ca. 4 km entspricht), so ergibt sich eine wahrscheinliche Temperatur von ca.  $800^{\circ}\text{C}$ . Dass sich aus dem basischen Magma statt Gabbro ein Granatamphibolit gebildet hat, ist wahrscheinlich auf den hohen Druck und die tiefe Temperatur unter dem Einfluss der zurückbleibenden leichtflüchtigen Bestandteile zurückzuführen.

Bezüglich des Alters des Amphibolits lässt sich nur aussagen, dass das Magma in den Marmor eindrang. Letzterer ist aber in dieser Gegend so stark umkristallisiert und ausgepresst, dass weder sein primäres Lagerungsverhältnis noch sein ursprüngliches Aussehen zu erkennen sind. Wie am Anfang erwähnt wurde, bilden diese Marmorlinsen seit jeher einen Streitpunkt in der Diskussion sowohl über die Gliederung der Wurzelzone wie auch über ihr Alter. Immerhin sind diese Marmore meistens phlogopit- und grammatithaltig, also ursprünglich dolomitisch; dafür spricht vielleicht auch die ziemlich regelmässige Umgrenzung der Calcitkörner in einigen Dünnschliffen (24). Mikroskopisch lassen sie sich von denjenigen, deren Alter ganz unbestritten triadisch ist (z. B. Marmor von Campolungo) kaum unterscheiden. Nicht unwahrscheinlich ist daher, dass diese Marmore auch triadisches Alter haben. Wäre dies der Fall, so würde die Auffassung, dass die Intrusion des basischen Magmas während der alpinen Faltung stattfand, zu Recht bestehen.

## 4. DIE DURCH INJEKTIONEN HERVORGERUFENEN VERÄNDERUNGEN

## A. Diopsidisierung

Hie und da treten — besonders in randlichen Partien und an hellen Injektionen — olivgrüne Streifen und Linsen auf, die in der Regel parallel der Schieferung des Amphibolits verlaufen. Sie sind schon makroskopisch als Diopsid zu erkennen und treten in zweierlei Gestalt auf, nämlich als feinkörniger und als porphyroblastischer Diopsid. Der Amphibolit weist in der Nähe des feinkörnigen Diopsids meist noch Granatkörner auf; um diese herum ist stets ein Feldspathof mit Hornblendeblättchen und Erzkörnchen vorhanden; nach aussen hin nehmen sowohl Menge wie auch Korngrösse der Hornblende allmählich zu, bis schliesslich ein fast nur aus Hornblende zusammengesetzter Ring zustandekommt. Diese kleinen Diopsidkörnchen sind für sich auf Lagen oder sehr flache, bisweilen unregelmässige Linsen in den Zwischenräumen der Körner oder der Umwandlungsprodukte des Granats verteilt. Diese Diopsidlinen enthalten jedoch auch kleine Plagioklaskörner und Hornblendeblättchen. In der Nähe dieser Diopsidmassen findet sich sehr oft Skapolith mit Epidot und Calcit; sekundär entstand auch Titanit, der wahrscheinlich ein Umwandlungsprodukt von Rutil oder Ilmenit darstellt. Bemerkenswert ist, dass beim Auftreten des Skapoliths die Diopsidkörner sich vergrössern. Zugleich sind die Granatkörner vollständig umgewandelt, sodass sie nun meist nur als eiförmige hornblende- und erzführende Feldspatmassen mit mehr oder weniger lückenlosem Hornblendekranz auftreten. Die Feldspatmassen sind stellenweise ebenfalls skapolithisiert (S. 114). Die Brechungsindizes des Skapoliths, die nach der Immersionsmethode bestimmt wurden, sind:

$$\omega = 1,5896$$

$$\varepsilon = 1,5535$$

$$\omega - \varepsilon = 0,0361$$

Der Skapolith scheint besonders fähig zu sein, eine solche Sammelkristallisation zu veranlassen, denn aus der ursprünglich aus verschiedenen Plagioklaskörnchen bestehenden Feldspatmasse ist meistens ein einheitlicher Skapolithkristall entstanden. A. LACROIX (43, 45) hat diese Erscheinung aus den Pyrenäen vielfach beschrieben. Die Hornblendeblättchen, sowie die Erzkörnchen finden sich nun als Einschlüsse im Skapolith. Während in der Nähe des porphyroblastischen Diopsids der Anorthitgehalt des Plagioklases durch Diopsidisierung ziemlich stark erhöht wurde, ist der hier vorliegende Pla-

gioklas meistens unverändert geblieben, wie folgende Messungen an Plagioklasen zeigen:

Schliff 114; feinkörniger Diopsid mit Skapolith, Epidot und Calcit; die Granatkörner sind vollständig umgewandelt:

Ia An 50% (innen) — 43 % (aussen), Ib An 45 %; An 45 %; An 52% (innen) — 36 % (aussen); An 43 %; Ia An 55 %, Ib An 60 %; Ia An 45 %, Ib An 40 %; An 37 %.

Schliff 113; nur mit feinkörnigem Diopsid; Granatrelikte noch vorhanden:

An 36 %; An 38 %; An 38 %, An 38 % (nicht direkt im Kontakt mit Granat); An 43 %; An 45 %; An 50 % (in unmittelbarem Kontakt mit Granat).

Schliff 100; Diopsid tritt in grossen Kristallen auf; Skapolith, Epidot und Calcit sind vorhanden:

Ia An 65 %, Ib An 70 %; An 66 %; An 66 %; An 66 %; An 75 %; An 80 %; An 80 %; An 70 %; An 65 %; An 65 %.

Schliff 76; mit grossen Diopsidkristallen und Calcit, aber ohne Skapolith und Epidot. Die folgenden gemessenen Plagioklaskörnchen treten nicht mit Diopsid zusammen auf, sondern stellen noch das Umwandlungsprodukt des Granats dar.

An 37 % (innen) — 42 % (aussen); An 42 % — 35 %; An 37 %; An 30 % — 37 %; An 33 % — 37 %; An 40 %; An 38 %. Verzwilligung nach Albit-, Aklin- und Manebachgesetz.

Daraus ist zu ersehen, dass der Anorthitgehalt des Plagioklases in den Schliffen 113, 114, die feinkörnigen Diopsid enthalten, von 36 % bis 60 % schwankt und meist um 45 % herum liegt. Die chemische Zusammensetzung dieses Plagioklases ist danach stets derjenigen des direkt aus Granat gebildeten ähnlich. Im Schliff 113 ist zwar der Einfluss des Granats auf die Erhöhung des Anorthitgehalts noch gut wahrnehmbar. Im Gegensatz dazu ist der Plagioklas, der mit den grossen Diopsidkristallen zusammen auftritt (Sch. 100), bedeutend basischer geworden. Im Schliff 76, der auch grosse Diopsidkristalle besitzt, weisen die gemessenen Plagioklaskristalle niedrigeren Anorthitgehalt auf; sie treten aber nicht zusammen mit Diopsid auf, sondern stellen noch Umwandlungsprodukte des Granats dar.

Die grossen Diopsidkristalle finden sich meist in kleinen Schlieren, Linsen oder aderartigen Massen. Sie sind teilweise poikiloblastisch ausgebildet und führen Einschlüsse von Hornblende, Epidot, Feldspat, gelegentlich auch von Titanit und Apatit. Sehr oft werden sie von Skapolith umgeben (Sch. 87) oder von Calcit durchzogen. Der Calcit hat mancherorts eine Aktinolithisierung des Diopsides und der Hornblende verursacht. Die Brechungsindizes des Skapoliths lauten:



$$\begin{array}{l} \omega = 1,5890 \quad \text{in Dünnschliff 82} \\ \omega = 1,5874 \\ \varepsilon = 1,5568 \\ \omega - \varepsilon = 0,0306 \end{array} \left. \vphantom{\begin{array}{l} \omega \\ \omega \\ \varepsilon \\ \omega - \varepsilon \end{array}} \right\} \text{in Dünnschliff 100}$$

In Schliff 76 treten noch Rutilkörner auf, die aber durchwegs von einem Titanitkranz umhüllt sind. Der Epidot ist optisch negativ mit ausgesprochener Zonarstruktur; der Rand besitzt eine höhere Doppelbrechung. Er schliesst einerseits Hornblendeblättchen ein; andererseits kommt er selbst in Plagioklas und Skapolith als Einschluss vor.

In einigen Äderchen überwiegt an Stelle des Diopsids der Epidot mit Skapolith. So weist der Dünnschliff 186 Epidot und Skapolith als Hauptgemengteile mit ziemlich stark zurücktretendem Diopsid auf. Der Diopsid ist teilweise aktinolithisiert. Als Nebengemengteile kommen grüne Hornblende, Calcit, Titanit, Quarz und Erz vor. Die Hornblende liegt meistens intersertal zwischen den Epidotkristallen; stellenweise dringt sie auch in Epidot ein. Hie und da ist zu beobachten, dass sich zwischen Skapolith und Epidot eine dünne Schicht Chlorit vorfindet. Die Brechungsindizes des Skapoliths sind:

$$\begin{array}{l} \omega = 1,5859 \\ \varepsilon = 1,5580 \\ \omega - \varepsilon = 0,0279 \end{array}$$

Eine auf dem U-Tisch durchgeführte Messung der Doppelbrechung ergab:

$$\omega - \varepsilon = 0,0275$$

Danach enthält der Skapolith ca. 74 % Mejonit.

Der Epidot ist leistenförmig, körnig, von gelblicher Farbe. Er zeigt sehr schwachen Pleochroismus, aber ausgesprochene Zonarstruktur mit einem höher doppelbrechenden Rand. Doppelbrechung sowie  $2V$  wurden ebenfalls gemessen:

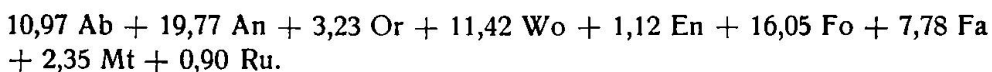
$$\begin{array}{llll} n_\gamma - n_\alpha & n_\gamma - n_\beta & n_\beta - n_\alpha & 2V \\ 0,0334 & 0,0195 & 0,0139 & 80^\circ \text{ (berechnet).} \end{array}$$

Nach dem von A. N. WINCHELL (79, S. 355) angegebenen Diagramm ergibt sich aus diesen Werten eine chemische Zusammensetzung von 20-Mol. % Epidotmolekül. Der Diopsid ist schwach grünlich mit  $2V = 61^\circ$ .

Über die Ursache, die zur Diopsidierung führte, lässt sich folgendes vermuten: Sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch bestehen keine Anhaltspunkte dafür, dass diese Diopsidkörner Relikte eines alten Minerals darstellen. Im Gegensatz dazu fällt schon am



Handstück die Verteilung des Diopsids in Streifen und Äderchen auf, die stellenweise noch mit Injektionen verknüpft sind; diese Erscheinung findet sich besonders häufig am Rand des Granatamphibolitstockes. Schon diese Tatsachen lassen vermuten, dass die Diopsidierung durch Injektion heisser, kalkführender Lösungen bedingt ist. Eine Betrachtung des mikroskopischen Bildes macht diese Vermutung noch wahrscheinlicher. Mikroskopisch zeigt sich sehr deutlich, dass die Diopsidkörner und -körnchen fast immer mit Epidot und Skapolith zusammen auftreten. Im extremen Falle ist noch Calcit vorhanden, zugleich mit einer Erhöhung der Menge wie auch des Anorthitgehaltes des Plagioklases. Berücksichtigt man die durch Diopsidierung freigewordenen normativen Feldspatmoleküle der Hornblende, so ist dies ganz selbstverständlich. Es lässt sich dies leicht zeigen am Beispiel der im feinkörnigen Band auftretenden Hornblende. Ihr Chemismus in Katanorm (s. Diagramm 2) lautet:



Aus den normativen Feldspäten der obigen Formel ergibt sich ein Anorthitgehalt von 58 % (mit Orthoklas) bzw. von 64 % (ohne denselben). Die beiden Werte sind schon höher als die entsprechenden des direkt aus Granat entstandenen Plagioklases. Dass die mit Diopsid zusammen auftretenden Plagioklase noch höheren Anorthitgehalt aufweisen (An 60 % — 80 % in Sch. 100), hängt vielleicht mit der Kalkzufuhr zusammen. Nur im Dünnschliff 61 fehlen Epidot und Skapolith. Überblickt man aber den ganzen Schliff sorgfältig, so ist festzustellen, dass die Diopsidkörnchen nur da auftreten, wo eine Titanisierung des Erzes (wahrscheinlich Ilmenit) stattfand. Der zuletzt erwähnte Vorgang spricht ebenfalls für eine Kalkzufuhr. Man könnte noch einwenden, dass diese kleinen Diopsidkörnchen ein Trümmermosaik oder „Mörtelmasse“ seien. Dem widerspricht aber wiederum das Zusammenauftreten dieses Diopsids mit der Granatpseudomorphose. Es ist sehr unwahrscheinlich, dass der ursprünglich einheitliche Augit so intensiv zertrümmert wurde, während die heterogenen Umwandlungsprodukte des Granats noch fast erhalten blieben. Beim Verschwinden des Diopsids gehen die Diopsid- in Epidotäderchen über. Statt Diopsidierung kann man nun von Epidotisierung sprechen.

### B. Epidotisierung

In den Epidotäderchen ist der Epidot meist breitstengelig oder leistenförmig, selten körnig oder xenomorph. Hie und da tritt er in

Porphyroblasten auf mit Einschlüssen von Plagioklaskörnern oder -leisten; diese zeigen stellenweise gleiche optische Orientierung. In einzelnen Fällen erhält man den Eindruck, als ob es sich um eine Verwachsung von Epidot und Plagioklas handle. Da aber die Verdrängung des Plagioklases durch Epidot noch zu beobachten ist, handelt es sich wahrscheinlich um Relikte. Der Epidot ist, wie oben, ebenfalls durch Zonarstruktur ausgezeichnet mit stets höher doppelbrechendem Rand. Er weist einen optisch negativen Charakter auf,  $2V$  ist jedoch nicht viel kleiner als  $90^\circ$ . Der Skapolith dringt stellenweise sowohl in den Feldspat wie auch in den Epidot ein, woraus sich schliessen lässt, dass die Skapolithisierung noch später stattgefunden hat als die Epidotisierung. Der Skapolith zeigt folgende Lichtbrechung:

$$\begin{aligned}\omega &= 1,5893 \\ \varepsilon &= 1,5535 \\ \omega - \varepsilon &= 0,0358\end{aligned}$$

Bemerkenswert ist, dass der mit Epidot zusammen auftretende Plagioklas basischer als gewöhnlich ist, wie folgende Messungen zeigen:

In Epidotäderchen: An 45 % (innen) — 65 % (aussen); An 70 % (verwachsen mit Epidot); An 82 %.

In von Epidotäderchen durchsetztem Amphibolit: An 46 % (innen) — 60 % (aussen); An 46 % (normal zonar); An 40 % (innen) — 55 % (aussen); An 38 % (innen) — 46 % (aussen).

Daraus lässt sich ein sehr enger Zusammenhang zwischen Epidotisierung und Diopsidisierung vermuten, wenn auch beide Prozesse nicht ganz gleichzeitig von statten gingen.

Hingegen bewirkte eine viel später stattgefundenene Epidotbildung ganz andere Mineralveränderungen im Amphibolit. Diese späteren Epidotäderchen verlaufen im Gegensatz zu den früher gebildeten oft quer zur Schieferung des Amphibolits. Der Epidot ist hier und da leicht zonarstruiert mit schwach höher doppelbrechendem Zentrum. Noch auffälliger ist die chemische Veränderung der Hornblende und des Plagioklases. Während die Hornblende eine Aktinolithisierung erlitten hat, ist der Plagioklas entweder bestäubt oder saussuritisiert; zugleich wurde sein Anorthitgehalt erniedrigt, statt (wie im oben beschriebenen Fall) erhöht (Schliff 79: An 27%; An 21 %; An 21 %; An 25 %. An 25 %. An 31 %). Es handelt sich hier sehr wahrscheinlich um eine Epimetamorphose oder um eine nach epizonalem Charakter tendierende Veränderung, die aber wesentlich durch physikalische Faktoren verursacht wurde. Dafür spricht

auch die Tatsache, dass diese Veränderungen hauptsächlich auf tektonische Flächen oder auf sedimentäre Kontakte zwischen Amphibolit und Marmor beschränkt sind.

### C. Skapolithisierung

Der Verfasser hat oben den am Kontakte auftretenden Skapolith als durch Skapolithisierung des Plagioklases entstanden betrachtet. Im Gegensatz zu den Befunden von MITTELHOLZER (52, S. 149) ist hier die Epidotisierung teilweise vor der Skapolithisierung erfolgt. Wie schon oben erwähnt wurde, hat der Skapolith den Epidot stellenweise aderartig durchzogen. Im einzelnen Falle sind die linsenförmigen Feldspatmassen ebenfalls skapolithisiert. Fand deren Deformation wirklich in der insubrischen Phase statt, so besteht offenbar kein direkter genetischer Zusammenhang zwischen der Skapolithisierung und dem Intrusivkontakt des Amphibolits. Viel wahrscheinlicher ist jedoch, dass die Skapolithisierung durch die jungen Injektionen bedingt wurde, und dass das Auftreten des Skapoliths am Kontakte des Amphibolits eher dadurch zu erklären ist, dass die leichtflüchtigen Bestandteile oder Lösungen an diesen Stellen am leichtesten eindringen konnten. Man findet sehr oft, wie wir später sehen werden, dass der Skapolith zusammen mit den jungen sauren Injektionen auftritt. Dafür spricht vielleicht auch die Tatsache, dass die chemische Zusammensetzung des in dieser Gegend befindlichen Skapoliths im grossen und ganzen konstant bleibt. Darüber gibt folgende Zusammenstellung Auskunft (siehe S. 78/79).

Mit Ausnahme der drei zuletzt erwähnten Skapolithe schwankt der Mejonitgehalt zwischen 72 % und 67 %.

Nehmen wir an, dass die Skapolithisierung eher durch die jüngeren sauren Injektionen bedingt wurde, wie es H. PREISWERK (67) schon betont hat, so kann man vielleicht die Ursachen der Epidotisierung des Plagioklases noch besser verstehen. Die Umwandlung des Plagioklases in Epidot fordert Fe. „Das für die Bildung desselben nötige Fe dürfte der Hornblende entstammen, bei deren Umwandlung zu Diopsid es frei wurde und in Zoisit-Silikate eingehen konnte“, wie MITTELHOLZER (52, S. 149) angedeutet hat. Daraus ersieht man schon, wie die Epidotbildung auch mit den durch Kontaktwirkung hervorgerufenen chemischen Reaktionen in engerem Zusammenhang steht, als mit der Skapolithisierung. Fast alle diese Epidote sind auffallend zonar struiert mit höher doppelbrechendem Rand. Dies lässt vermuten, dass während der Umwandlung der Hornblende zu Diopsid und Plagioklas eine Anreicherung an Fe in der Restlösung statt-

Schliff	Vorkommen	Brechungsindizes des Skapoliths		$\omega - \varepsilon$	$\frac{\omega + \varepsilon}{2}$	Mol. % Mejonit	Diopsid	Epidot	Sonstige Begleiter
		$\omega$	$\varepsilon$						
114	Diopsidierter Amphibolit; Gordemo,	1,5896	1,5535	0,0361	1,5716	71	Grössere Körner in Skapolithäderchen, kleine Körnchen im Amphibolit.	Tafelig, schwache Zonarstruktur, äussere Hülle eisenarm.	Plag. An 35—60%, normalzonar; vereinzelt Calcitkörner.
15	Plagioklasäderchen. Skapolith tritt wesentlich in diesen Äderchen auf, oft auch in der Nähe desselben; Valle Carcale.	1,5893	1,5542	0,0351	1,5718	72	Kleine Körnchen in Amphibolit und auch in Plagioklasäderchen.		Plag. in Amphibolit An 40—55%; Plag. mit Skapolith An 35—52%; Plag. in Plagioklasäderchen An 70—78%; Calcit.
108	Epidotäderchen in Amphibolit; Auftreten des Skapoliths wie in 15; Gordemo.	1,5893	1,5535	0,0358	1,5714	70		Tafelig, mit ausgesprochener Zonarstruktur; äussere Hülle eisenreich.	Plag. in Amphibolit inverszonar, An 38—60%; Plag. in Epidotäderchen auch inverszonar, An 45—82%.
82	Diopsidäderchen in Amphibolit; Auftreten des Skapoliths wie in 15; Gordemo.	1,5890					Grosse Kristalle im Äderchen und kleine Körner im Amphibolit.		
100	Diopsidäderchen in Amphibolit; Gordemo.	1,5874	1,5568	0,0306	1,5721	75	Grosse Kristalle, z.T. poikiloblastisch.	Grössere Kristalle in Diopsidäderchen, kleinere in Amphibolit; Zonarstruktur wie in 108.	Plag. grosse Kristalle, An 65—80%.

133	Kontakt zwischen Amphibolit u. Marmor; Gordemo.	1,5859	1,5580	0,0279	1,5720	74	Grosse und kleine Kristalle.		Plag. An 67—77 %.
186	Epidotfels; Gordemo.	1,5859	1,5580	0,0279	1,5720	74	Vereinzelte grosse Kristalle.	Grösstenteils tafelig; auch in unregelmässigen Körnern; Zonarstruktur wie in 108.	Intersertale Quarzkörner, aber selten; Calcit.
	Kluftmineral; Lago Tremorgio (33).	1,5849	1,5530	0,0319	1,5690	69			
	Skapolith in Pegmatit; Castione (52, 571).	1,5836	1,5499	0,0337	1,5668	67		Klinozoisit.	Anorthit.
	Skapolith in körnigem Dolomit bei Valdo (66).	1,5770	1,5486	0,0284	1,5628	55			Tremolit.
	Als Kluftmineral; Nebengestein ist Kalksilikatfels; Riale Fog (66).	1,5770	1,5480	0,0290	1,5625	55		Zoisit im Nebengestein.	Calcit, basischer Plagioklas im Nebengestein.
	Skapolithamphibolit, durchzogen von Pegmatit; Losone (75).	1,5710	1,5520	0,0190	1,5615	53		Als Nebengemengteil.	Plag. An 45 %.

fand. Sehr wahrscheinlich hat diese Anreicherung an Fe unter dem Einfluss von  $H_2O$  sowohl die Instabilität des Plagioklases wie auch den eisenreicheren Rand des Epidots bedingt. Es ist jedoch zu bemerken, dass das aus Hornblende freigewordene Fe allein im einzelnen Falle nicht genügt, den Epidot zu bilden. Vielmehr ist wohl auch Fe mit der gleichzeitig injizierenden Lösung zugeführt worden. Übrigens ersieht man bereits aus der oben angegebenen Zusammenstellung, dass der Epidot nicht überall vorhanden ist. Wir wollen einen skapolithisierten Amphibolit, der fast keinen Epidot enthält, anhangsweise noch erwähnen:

200 m nordwestlich von Gordemo tritt neben einem Bauernhaus an der Strasse ein Amphibolitlagergang zutage. Als Nebengesteine kommen vorwiegend Zweiglimmergneise und Marmor vor. Östlich und westlich des Bauernhauses durchzieht der Amphibolit den Marmor. Bemerkenswert ist, dass sich die Skapolithisierung und Diopsidisierung nur auf den Rand des Amphibolits beschränkt. Seine inneren Partien, welche noch unverändert blieben, setzen sich zusammen aus (Sch. 52):

H. G. Hornblende und Plagioklas.

U. G. Titanit, Erz, Rutil, Apatit und Calcit.

Die H o r n b l e n d e ist grösstenteils tafelig, breitstengelig, bisweilen körnig oder allotriomorph; streifenweise ist sie porphyroblastisch entwickelt, mit Einschlüssen von Plagioklas-, Rutil-, seltener auch Titanitkörnchen. Sie macht ca.  $\frac{3}{4}$  der Gesteinsmasse aus und weist die optischen Eigenschaften der gewöhnlichen Hornblende auf.

Die Plagioklaskörner bleiben fast durchwegs mit den Hornblendestengelchen in ovalen Massen zusammen, woraus sich schliessen lässt, dass sie beide aus Granat hervorgegangen sind. Hie und da finden sich einige Epidotkriställchen in der Mitte dieser Feldspatmassen, jedoch sehr selten. Der Plagioklas ist grösstenteils frei von Verzwilligungen und zeigt deutliche Zonarstruktur.

Folgende Individuen sind gemessen worden:

Ia An 43 %; Ib An 47 %; An 37 %; An 34 % (innen) — 44 % (aussen).  
An 42 %.

Sowohl das Erz wie auch der Rutil sind meistens von einem Titanitkranz umgeben. Nur einige Körnchen davon, die sich in der Hornblende als Einschlüsse vorfinden, sind noch intakt geblieben.

Die randlichen Partien, die in der Nähe des Liegenden auftreten, werden von Diopsid in hellgrünen Äderchen oder schmalen Streifen

durchsetzt. Der Diopsid ist grösstenteils in Porphyroblasten entwickelt mit Einschlüssen von Hornblende, Plagioklas und Apatit. Um den Diopsid herum (Sch. 51) findet sich sehr oft Skapolith; zwischen beiden ist jedoch eine Schicht zu beobachten, die hauptsächlich aus Plagioklaskörnchen besteht. Diese besitzen merkwürdigerweise geringeren Anorthitgehalt (30 % — 34 %) als diejenigen des Amphibolits; sehr wahrscheinlich handelt es sich um einen durch Skapolithisierung entstandenen Plagioklas.

Der Diopsid zeigt grünliche Farbe mit kaum merkbarem Pleochroismus;  $2V$  variiert von  $60^\circ$  bis  $54^\circ$  und  $n_{\gamma'c}$  schwankt zwischen  $45^\circ$  und  $43^\circ$ . Es finden auch Skapolithisierungen und Diopsidisierungen im Amphibolit statt, der in der Nähe der Diopsidäderchen vorkommt; aber Hornblende wie auch Plagioklas sind im wesentlichen unverändert. Im Gegensatz dazu zeigen die randlichen Partien, die gegen das Hangende liegen, eine starke Skapolithisierung und Diopsidisierung (Sch. 53). Die Plagioklaskristalle sind durchwegs skapolithisiert. Hie und da beobachtet man noch einige neu gebildete frische Körnchen oder intersertale dünne Schichten des Plagioklases von geringerem Anorthitgehalt (30 %). An einigen Stellen, wo starke Diopsidisierung stattfand, sind Skapolith und Diopsid miteinander gleichmässig verteilt oder poikiloblastisch verwachsen, sodass die eiförmige Feldspatmasse (Granatpseudomorphose) vollständig verschwindet. Nicht ausgeschlossen ist, dass während der Diopsidisierung eine Sammelkristallisation der aus der Hornblende ausgeschiedenen Plagioklase mit den schon vorhandenen (Umwandlungsprodukte des Granats) auftrat. Hingegen nehmen die Diopsidkörner bei schwächerer Diopsidisierung noch die Form der Hornblende ein oder die beiden verwachsen miteinander; zugleich vermehren sich auch die Plagioklaskristalle (nur als Skapolith). Man erhält so erneut den Eindruck, dass der Diopsid aus der Hornblende hervorgegangen ist und dass eine dadurch bedingte Feldspatbildung stattfand.

## II. Gewöhnliche (granatfreie) Amphibolite

Die gewöhnlichen Amphibolite unterscheiden sich von den Granatamphiboliten nicht nur durch das Fehlen des Granats, sondern auch durch den relativen Reichtum an Plagioklas. Darum weisen sie im allgemeinen eine hellere Farbe auf. Sie zeigen jedoch gleichfalls Bänderungen, Streifungen und saure Injektionen. Solche Amphibolite sind ziemlich weit verbreitet und treten hauptsächlich in



dünnen Lagergängen auf. Wir wollen nur zwei Beispiele erwähnen, um den Hauptcharakter dieses Typs aufzuzeigen.

### 1. DER AMPHIBOLITLAGERGANG ENE VON RONGIA

Ungefähr in 300—460 m Höhe auf der linken Seite der Valle Calcale ENE von Rongia treten einige Amphibolitlagergänge zutage, die in Marmor und Biotitgneis eingebettet sind und die gegen W auskeilen. Da sie nicht bis Scalate verfolgbar sind, wo der südlichste Marmorzug der Zone von Contra aufgeschlossen ist, ist die Beziehung zwischen ihnen nicht klar. Es ist immerhin möglich, dass sie zusammengehören, wenn man die Verbandsverhältnisse sowie die geographische Stellung betrachtet.

Makroskopisch ist der Amphibolit ein ziemlich dunkles Gestein mit Bändern in helleren und tieferen Farbtönen. Er ist stellenweise von Aplitäderchen injiziert, die später untersucht werden sollen. Von blossem Auge sind Hornblende, Feldspat und Biotit gut erkennbar. Unter dem Mikroskop ergibt sich als Mineralbestand:

H. G. Hornblende, Plagioklas.

N. G. Biotit (meist chloritisiert).

U. G. Titanit, Epidot, Apatit und Erz.

Die Hornblende macht ca.  $\frac{3}{5}$  der Gesteinsmasse aus. Sie ist tafelig, breitstengelig, im Querschnitt sechseitig, rhombisch oder xenomorph. Infolge der mehr oder weniger parallelen Anordnung der Hornblendeindividuen ist eine Kristallisationsschieferung deutlich bemerkbar. Die Hornblende zeigt normalen Pleochroismus:  $n_{\alpha'}$  gelb,  $n_{\beta'}$  bräunlichgrün,  $n_{\gamma'}$  bläulichgrün.

Ihre Auslöschungsschiefe schwankt zwischen  $14^{\circ}$  und  $19^{\circ}$ ;  $2V$  beträgt  $70$ — $75^{\circ}$ . Danach liegt eine gewöhnliche Hornblende vor.

Neben der Hornblende ist der Plagioklas das wichtigste Gesteinsmineral. Er füllt ungefähr  $\frac{1}{3}$  des Gesteinsvolumens aus und zeigt (im Gegensatz zum Granatamphibolit) eine gleichmässige Verteilung. Er ist tafelig, körnig oder fremdgestaltig und nur teilweise schwach verzwillingt. Inverse Zonarstruktur kommt öfters vor. Um die Variationsbreite des Anorthitgehaltes zu ermitteln, sind folgende Messungen durchgeführt worden:

Schliff 191: An 38 %; An 38 %; An 39 %; An 40 %; An 28 % (innen) — 38 % (aussen); An 40 %; An 40 % — 45 %; An 32 % — 40 %.

Schliff 192: An 25 % — 30 %; An 32 %; An 25 % — 32 %; An 32 %; An 32 %; An 30 %; An 30 %; An 30 % — 38 % Verzwillingung nach Albit- und Manebachgesetz.

Dünnschliff 191 wurde einer randlichen Partie des Amphibolitlagerganges entnommen, während Sch. 192 aus dem Zentrum stammt (s. Fig. 14, S. 147). Daraus ist zu ersehen, dass der Plagioklas am Rand etwas basischer ist als im Innern. Ob dieser Unterschied durch Kalkaufnahme vom Nebengestein her bedingt ist, oder ob es sich nur um eine lokale Abweichung handelt, ist an und für sich schwer zu entscheiden. Im nächsten Abschnitt soll gezeigt werden, dass der Plagioklas, der sich in unmittelbarer Nachbarschaft des Marmors vorfindet, kaum einen höheren Anorthitgehalt aufweist. Es dürfte daher hier eine lokale Abweichung vorliegen.

Fast alle Biotitblättchen sind chloritisiert und zeigen Epidot- und Titanitausscheidungen. Der dadurch entstandene Chlorit ist beinahe optisch einachsigt mit ziemlich starkem Pleochroismus ( $n_{\alpha}'$ ,  $n_{\beta}'$  hellgrün;  $n_{\gamma}'$  gelblich). Es handelt sich um einen typischen Pennin. Er bewahrt grösstenteils noch die Form des Biotits und dringt stellenweise in die Hornblende ein. Nicht ausgeschlossen ist, dass der Biotit etwas später als die Hornblende entstanden ist.

Die Übergemengteile sind die gleichen wie im Granatamphibolit.

## 2. DER AMPHIBOLITLAGERGANG DER VALLE DELLA PENTINA

Dieser Amphibolitlagergang ist ungefähr 1 km östlich von Gordemo in der Valle della Pentina aufgeschlossen. Das Nebengestein wird im Liegenden von Biotitgneis gebildet; die andere Seite ist vom Seitental abgeschnitten und mit Schotter bedeckt. Im Amphibolit finden sich einige Marmorlinsen oder -blöcke. Diese weisen am Kontakt ähnliche intrusive Kontakterscheinungen auf, wie sie schon auf Seite 63 beschrieben wurden. Es handelt sich also zweifellos um einen Ortho-Amphibolit von intrusivem Charakter. Die Mächtigkeit des Lagerganges beträgt ca. 20 m.

Makroskopisch wie auch mikroskopisch ist dieser Amphibolit dem eben beschriebenen sehr ähnlich, mit dem Unterschied, dass jener mehr Plagioklas (ungefähr die Hälfte der Gesteinsmasse) führt als dieser. Gegen den Marmor hin zeigt das Gestein eine starke Veränderung, welche bei den Plagioklasen besonders deutlich zu sehen ist. Diese besitzen hier grösstenteils sehr schmutziges Aussehen, das durch Sericitisierung und Saussuritisierung bedingt ist. Letztere hat stellenweise zur Bildung von Epidotäderchen geführt. Im Gegensatz zur Zonarstruktur bei Injektionen besitzen die Epidotkristalle hier einen niedriger doppelbrechenden Rand. Noch interessanter sind die Schwankungen des Anorthitgehaltes des Plagioklases, wie folgende Messungen zeigen:

Schliff 131: An 25 %; An 26 %; An 25 % (innen) — 22 % (ausser).

Schliff 129 (nicht weit vom Marmor, Plagioklas von sehr schmutzigem Aussehen): An 35 % — 40 %; An 35 %; An 32 % — 35 %; An 35 % — 30 %; An 35 %; An 35 % — 30 %; An 22 % (verdrängt von Epidot); An 35 %.

Schliff 128 (nur 3 mm vom Kontakt): An 22 % — 30 %; An 25 % — 30 %; An 27 %; An 25 %; An 25 % — 29 %; An 25 % — 35 %; An 55 % (im Marmor!).

Dünschliff 131 stammt aus der Randpartie gegen das Nebengestein. Während Sch. 129 einer Partie in der Nähe des Marmors entnommen wurde, trifft Sch. 128 gerade den Kontakt zwischen Amphibolit und Marmor. Obwohl Sch. 129 schmutzige Plagioklase mit höherem Anorthitgehalt aufweist, zeigt in diesem Fall der Marmor keine besondere Wirkung auf den Chemismus des im Amphibolit auftretenden Plagioklases, im Vergleich mit dem Biotitgneis des Liegenden (Sch. 131).

Die eben beschriebenen Amphibolite zeigen also in Mineralbestand und Struktur grosse Ähnlichkeit mit den Granatamphiboliten. Der Hauptunterschied ist der höhere Plagioklasgehalt der ersteren; zugleich sind ihre Plagioklaskörner oder -täfelchen mit der Hornblende gleichmässig im Gestein verteilt. Wir werden später sehen, dass der Granatamphibolit vom gewöhnlichen Amphibolit auch chemisch kaum unterscheidbar ist; die beiden sind fast, wenn auch nicht ganz, isochemisch. Dies zeigt sich auch darin, dass sich der Granat in der Tat in Feldspat und Hornblende umwandelt. Es besteht jedoch ein Unterschied in der primären Mineralbildung: im gewöhnlichen Amphibolit ist nämlich statt Granat Feldspat und Hornblende gebildet worden. Dass bei gleichem Chemismus einmal ein Granatamphibolit, ein andermal ein gewöhnlicher Amphibolit auftritt, bestätigt die Vermutung, dass die Granatbildung im Amphibolit hauptsächlich von physikalischen Bedingungen abhängt. Wie wir im nächsten Abschnitt sehen werden, enthält ein grösserer Lagergang gleichzeitig granatfreien Amphibolit und Granatamphibolit. Deshalb behaupten einige Forscher, dass die Granatbildung vom Chemismus überhaupt unabhängig sei. Aber so einfach liegen die Verhältnisse sicher nicht.

### **III. Der grosse Amphibolitlagergang zwischen Monti di Ditto und Monti Casletto**

Ungefähr zwischen 700—800 m Höhe unterhalb Monti di Ditto steht ein ziemlich mächtiger Amphibolitlagergang an. Sein Liegendes ist durch die Felswand auf der 700 m-Höhenkurve markiert. Die Mächtigkeit, welche gegen beide Enden hin allmählich abnimmt, beträgt hier ca. 150 m. Während sein Ostende ein wenig über die Valle

della Pesta hinausreicht, wird er im Westen von der Valle Carcale begrenzt, woraus sich eine Länge von ca. 2 km ergibt. Als Nebengesteine überwiegen Zweiglimmergneise, Quarzit, Marmor, Aplit- und Pegmatitadern. Der Amphibolitgang tritt am Ostende mit dem Marmor in direkten Kontakt.

Der Amphibolit ist teilweise sehr dunkel, teilweise ziemlich hell. Im letzteren Falle weist er eine mehr oder weniger massige Textur ohne Bänderung auf. Hier fehlt auffälligerweise auch der Granat. Sehr bemerkenswert ist, dass einige Peridotitlinsen ungefähr 200 m west- bis südwestlich von Monti di Ditto mit dem Amphibolit zusammen auftreten. Diese peridotitischen Linsen bilden nun die randliche Partie gegen das Hangende. Die Schichten sind aber in dieser Gegend durch die alpinen Bewegungen überkippt worden, sodass das gegenwärtige Hangende ursprünglich das Liegende war. Berücksichtigt man diese Tatsache, so scheinen diese peridotitischen Linsen als Produkt einer normalen Differentiation entstanden zu sein. In Übereinstimmung damit sind die hellen Varietäten wesentlich auf die entgegengesetzte Seite beschränkt. Die mit dem Marmor in Kontakt auftretenden Partien führen stellenweise Granat. Diese Granatkörner sind aber meist schlierig verteilt. Im grossen und ganzen sind folgende vier Typen zu unterscheiden:

1. gewöhnlicher granatfreier Amphibolit;
2. granatfreier Amphibolit mit porphyroblastischer Struktur;
3. granatführender Amphibolit bis Granat-Epidot-Diopsidfels;
4. Peridotit.

## 1. DER GEWÖHNLICHE GRANATFREIE AMPHIBOLIT

### A. Vorkommen und Mineralbestand.

Diese Varietät ist auf das Ostende des Ganges gegen das Liegende (ursprünglich das Hangende) zu beschränkt. Makroskopisch unterscheidet sie sich von den andern durch den relativen Reichtum an Feldspat und die mehr oder weniger massige Textur. Aplitische Injektionen sind hie und da zu beobachten. Unter dem Mikroskop sind folgende Gesteinsgemengteile vorhanden:

H. G. Hornblende, Plagioklas (An 45 %) und Quarz.

U. G. Rutil, Erz, Biotit und Apatit.

Die Hornblende, die ungefähr  $\frac{3}{5}$  der Gesteinsmasse bildet, weist folgende optischen Eigenschaften auf: Pleochroismus:  $n_{\alpha'}$  gelb,  $n_{\beta'}$  bräunlich-grün,  $n_{\gamma'}$  bläulich-grün.

	$n_\gamma$	$n_\gamma - n_a$	$n_\beta - n_a$	$n_\gamma/c$	$2V_a$
H <sub>1</sub>	1,6684				
H <sub>2</sub>				15°	78° (—)
H <sub>3</sub>				14 1/2°	
H <sub>4</sub>				14 1/2°	84° (—)
H <sub>5</sub>				14°	83° (—)
H <sub>6</sub>				18°	78° (—)
H <sub>7</sub>				14 1/2°	76° (—)
H <sub>8</sub>			0,0128	15°	77° (—)
H <sub>9</sub>			0,0117	16°	76° (—)
H <sub>10</sub>		0,0194			

Die Hornblende besitzt meist kurzprismatische Gestalt und ist fast richtungslos angeordnet. Dadurch ist eine schwach granoblastische Struktur des Gesteins bedingt.

Der Plagioklas, der mehr als  $\frac{1}{5}$  des Gesteinsvolumens ausfüllt, ist grösstenteils sehr frisch und besitzt isometrische oder tafelige Form. Im Gegensatz zum Granatamphibolit sind Plagioklas und Hornblende sehr gleichmässig verteilt. Der Plagioklas zeigt häufig Verzwilligungen (Albit, Manebach); seine Zusammensetzung zeigen folgende Messungen: An 45 %; An 45 %; An 50 %; An 46 % (innen) — 44 % (ausen); An 45 %; An 40 % — 45 %. Danach gehört der Plagioklas zum basischen Andesin.

Neben Hornblende und Plagioklas ist Quarz ein wichtiges Gesteinsmineral, obwohl er schon sehr stark zurücktritt; er macht ca. 8 % der Gesteinsmasse aus. Die grossen Quarzkörner zeigen teilweise undulöse Auslöschung.

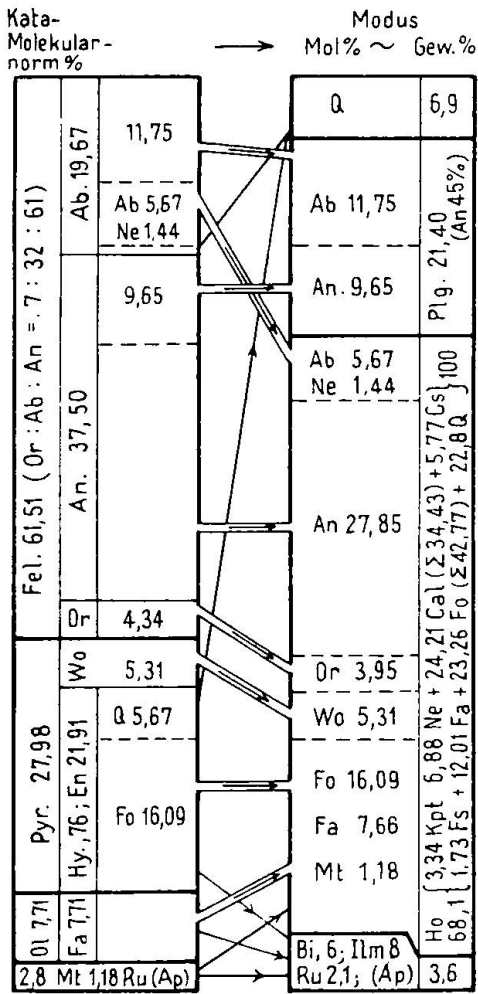
Als Übergemengteile treten Rutil, Erz, Biotit und Apatit auf. Auffallenderweise sind Rutil und Biotit intakt geblieben.

### B. Chemismus.

Das Gestein wurde einer chemischen Analyse unterzogen. Die daraus berechneten Hauptergebnisse sind in nachstehender Zusammenstellung angegeben; 3 Gesteine von ähnlichem Chemismus wurden zum Vergleich zugesellt.

# Amphibolit (N 152) Grosa

Analytiker: H. S. WANG



Diagr. 6

Gew. %	Molekular-Zahlen	C. I. P. W.-Klassifikation	
SiO <sub>2</sub> 48,45	8067	or	4,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 17,70	1736	ab	18,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1,10	69	an	37,50
FeO 7,25	1009	F:	59,81
MnO 0,19	27		59,81 (Sal)
MgO 7,74	1920	wo	4,92
CaO 9,98	1780	en	16,75
Na <sub>2</sub> O 2,14	345	hy	8,11
K <sub>2</sub> O 0,72	76	P:	29,78
TiO <sub>2</sub> 2,28	285	fo	1,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,33	23	fa	0,67
+ H <sub>2</sub> O 0,59	328	O:	1,92
- H <sub>2</sub> O 0,08	44		38,42 (Fem)
	98,55	ilm	4,34
Differenz* 1,45		mt	1,61
	100,00	M:	5,95
* vermutlich wesentlich H <sub>2</sub> O+			
si	114,0	ap	0,77
al	24,5		
fm	44,0	H <sub>2</sub> O	0,67
c	25,5		98,90
alk	6,0		
k	0,18	(II) III.	5,4
mg	0,62		
c/fm; Schn. 0,57 : IV.			
ti	4,05		
p	0,33		
h	4,66		
qz	10,00		

Magmatypus: c-gabbroid.

**Basis**

Kp 2,60	}	L 36,90
Ne 11,80		
Cal 22,50		
Cs 3,98	}	M 30,46
Fo 16,43		
Fa 8,87		
Fs 1,18		
Ru 1,62	}	Q' 32,64
Q 31,02		

**Katamolekularnorm**

Or 4,34	}	Fel 61,51	(Or : Ab : An = 7 : 32 : 61)
Ab 19,67			
An 37,50			
Wo 5,31	}	Pyx 27,98	
En 21,97			
Hy 0,76			
Fa 7,71	Ol	7,71	
Mt 1,12			
Ru 1,62			

Modus:	Vol.-%	spez. Gew.	Gew.-%, zugl. ähnlich Molekularmodus
Hornblende	65,0	3,20	68,1 (Ho)
Plagioklas (An 45%)	24,3	2,69	21,4 (Plag)
Quarz	8,0	2,65	6,9 (Q)
Rutil	1,5	4,50	2,1 (Ru)
Ilmenit	0,5	4,90	0,8 (Ilm)
Biotit	0,6	2,90	0,6 (Bi)
Apatit			0,1 (Ap)

<i>Olivinbasalt</i> (Katazone) Drynoch, Insel Skye, Tröger: N. 379, S. 166.		<i>Hornblendegabbro</i> (Katazone) Alpe di Rodi. Niggli: Chemismus schw. Gesteine, N. 286, S. 210.		<i>Chloritprasinit</i> (Epizone) Fionnay, Val de Bagnes. Niggli: Chemismus schw. Gesteine, N. 12, S. 174.	
Plag. (Ab <sub>40</sub> An <sub>54</sub> Or <sub>6</sub> )	51,0	Hornblende		Albit	
Augit	31,0	Biotit		Epidot	
Olivin	12,0	Plagioklas		Glaukophan	
Erz, Apatit	6,0	(Zoisit, Rutil)		Chlorit	
				(Erz, Titanit, Serizit)	
si	104,0		123,0		102,0
al	20,0		21,5		27,0
fm	49,5		46,0		40,0
c	24,0		26,0		26,5
alk	6,5		6,5		6,5
k	0,15		0,23		0,30
mg	0,59		0,64		0,66
c/fm	0,48		0,56		0,65
ti	3,00		1,60		4,10
p	0,10		—		—
qz	- 22,0		- 3,0		- 24,0

Magmatypus :

normalgabbroid

c-gabbroid

achnahaitisch

Daraus ist folgendes zu ersehen:

1. Den molekularen Werten nach ist das Gestein c-gabbroid, also dem auf S. 35 beschriebenen grobkörnigen Band des Granatamphibolits sehr ähnlich. Aber modal fehlt hier der Granat.

2. Die katamolekularen Normmineralien zeigen im grossen und ganzen wiederum Übereinstimmung mit den Gesteinsmineralien des Olivinbasalts; beim Vergleich nach der C. I. P. W-Klassifikation fällt wieder eine Diskrepanz an Olivinegehalt zwischen den beiden auf. Die katamolekulare Norm weist aber eine nähere Beziehung zum Modus auf als die Norm der C. I. P. W-Klassifikation.

3. Die chemische Zusammensetzung der in diesem Gesteine auftretenden Hornblende wurde ebenfalls aus der chemischen Gesteinsanalyse nach der oben beschriebenen Methode berechnet. Die Hauptergebnisse sind folgende:

	Gew.- Verhält- nisse	Gew.-% ohne H <sub>2</sub> O	Gew.-% mit 2,88 % H <sub>2</sub> O				
SiO <sub>2</sub>	16,78	44,10	42,82	Si	12,49	} 3,51	16,00 IV
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,89	18,10	17,60	Al	6,03		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	1,63	1,58	Fe <sup>'''</sup>	0,35	} 11,01 VI	} 31,76
MgO	4,32	11,36	11,00	Mg	4,79		
FeO	3,97	10,41	10,11	Fe <sup>''</sup>	2,45	} 4,75 VIII	
Na <sub>2</sub> O	0,49	1,29	1,25	Na	0,70		
CaO	4,61	12,11	11,79	Ca	3,67		
K <sub>2</sub> O	0,38	1,00	0,97	K	0,38		
H <sub>2</sub> O			2,88				
	38,06	100,00	100,00				



Sowohl in ihren optischen Eigenschaften wie auch in ihrem Chemismus ähnelt diese Hornblende derjenigen des grobkörnigen Bandes des Granatamphibolits (vergl. mit den auf S. 36 angegebenen Daten). Der Hauptunterschied liegt darin, dass sie mehr Tonerde enthält.

## 2. DER PORPHYROBLASTISCHE GRANATFREIE AMPHIBOLIT

### A. Vorkommen und Mineralbestand

Im Gegensatz zu den eben beschriebenen Amphiboliten ist dies ein ziemlich dunkles Gestein, das auf die Seite gegen das Hangende (das ursprüngliche Liegende) zu beschränkt ist. Makroskopisch zeigt das Gestein eine auffallend narbige Oberfläche. Die Narben sind durch die rundlichen Feldspatkristalle gekennzeichnet. Mikroskopisch gleicht die Struktur derjenigen des grobkörnigen Granatamphibolits, dessen Granat vollständig umgewandelt ist. Die rundlichen Feldspatmassen sind aber meist von einem einheitlichen Kristall mit vielen einzelnen Hornblendeinschlüssen gebildet. Der Mineralbestand lautet:

H. G. Hornblende, Plagioklas (An 76 %) und Quarz.

U. G. Erz, Ilmenit und Titanit.

Nach ihrer Grösse sind hier zweierlei Hornblendensorten zu unterscheiden, nämlich die porphyroblastisch entwickelte, und die kurzprismatischen Kriställchen. Während erstere durchwegs in Zwischenräumen der Plagioklasporphyroblasten sich findet, treten die kurzprismatischen Individuen hauptsächlich als Einschlüsse in Plagioklas auf. Abgesehen davon, dass der Plagioklas hier (statt verschiedene kleine Körnchen) einen grossen Kristall bildet, ist diese poikiloblastische Verwachsung der Granatpseudomorphose sehr ähnlich. Sehr wahrscheinlich ist sie gleicher Entstehung mit dem Unterschied, dass eine vollständige Sammelkristallisation der kleinen Plagioklas-kriställchen stattfand. Dafür spricht auch die sehr oft in grossen Plagioklasindividuen auftretende fleckige Auslöschung, welche vermutlich durch die ursprünglich verschiedenen, kleinen Kriställchen bedingt ist. Die Hornblende nimmt mehr als  $\frac{3}{5}$  der Gesteinsmasse ein. Ihr Pleochroismus zeigt dieselben Farbtöne wie bei der eben beschriebenen, ist jedoch augenscheinlich kräftiger. Die bestimmbareren Daten der Lichtbrechung, der Doppelbrechung sowie der Auslöschungsschiefe sind:

	$n_{\gamma}'$	$n_{\gamma} - n_{\alpha}$	$n_{\gamma} - n_{\beta}$	$n_{\beta} - n_{\alpha}$	$n_{\gamma}/c$	$2V_{\alpha}$
H <sub>1</sub>	1,6744					
H <sub>2</sub>					17 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> °	71° (—)
H <sub>3</sub>					15°	72° (—)
H <sub>4</sub>					18°	70° (—)
H <sub>5</sub>					15 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> °	72° (—)
H <sub>6</sub>				0,0113	16°	
H <sub>7</sub>					16°	
H <sub>8</sub>		0,0209				
H <sub>9</sub>		0,0213	0,0098	0,0115	17°	(85 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> °) (—)
H <sub>10</sub>			0,0078		16°	84° (—)
H <sub>11</sub>		0,0207		0,0120		(82°) (—)

Der Plagioklas tritt fast immer porphyroblastisch auf, mit ausgezeichneter poikiloblastischer Struktur; als Einschlüsse kommen reichlich Hornblendekriställchen vor mit vereinzelt Quarz-, Rutil- und Titanitkörnchen. Die eingeschlossenen Hornblenden sind meist parallel der Schieferung des Gesteins angeordnet. Der Plagioklas zeigt teilweise sehr schöne Verzwilligungen. Längs seiner Spaltbarkeit findet stellenweise Sericitisierung statt, wodurch ein bestäubtes Aussehen des Plagioklases bedingt wird. Sehr beachtenswert ist, dass der Anorthitgehalt ziemlich hoch wird:

An 98 % (mit vielen Hornblende-einschlüssen und vereinzelt Quarzkörnchen); An 70 %; I An 71 % (innen) — 65 % (aussen), II An 67 % (verzwilligt nach Ala B- und Manebachgesetz). Der Plagioklas macht ungefähr  $\frac{1}{3}$  der Gesteinsmasse aus.

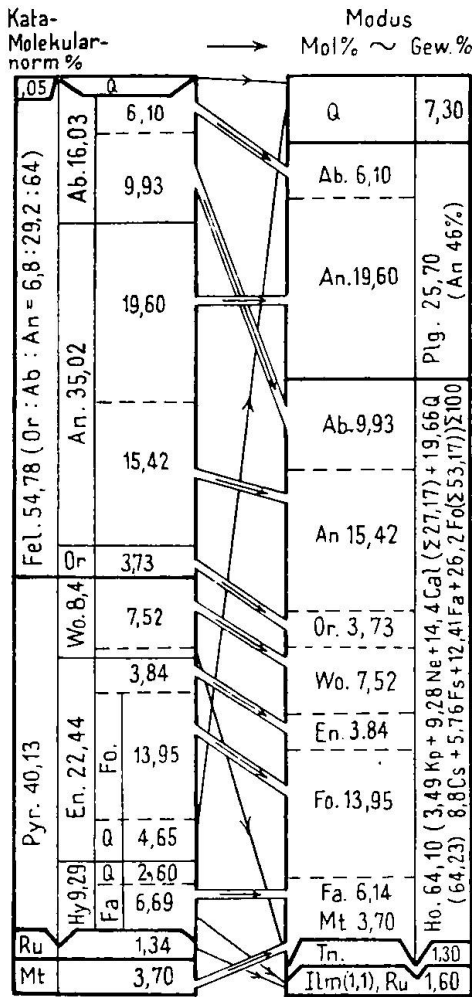
Der Quarz beschränkt sich grösstenteils auf Lagen, welche quer der Schieferung des Gesteins verlaufen. Es handelt sich sehr wahrscheinlich um nachträglich eingedrungene Quarzäderchen. Schwache undulöse Auslöschung ist jedoch vorhanden.

Als Übergemengteile sind Titanit, Ilmenit und Rutil zu erwähnen. Rutil und Ilmenit sind im Gegensatz zu denjenigen, die sich im obigen Amphibolit vorfinden, entweder von Titanitkränzen umhüllt oder vollständig verdrängt. Der Titanit stellt also ein sekundäres Produkt dar. Noch ist das Vorhandensein eines einheitlichen Zeolithäderchens zu erwähnen, das fast senkrecht zur Schieferung des Gesteins verläuft. Der Zeolith ist optisch zweiachsig negativ mit kleinem  $2V$ ; seine Lichtbrechung ist kleiner als diejenige des Kanadabalsams.

## B. Chemismus

Das Gestein wurde analysiert und lieferte nachfolgende Ergebnisse, welche mit 3 Gesteinen von ähnlichem Chemismus verglichen werden:

*Amphibolit (N 258) Grosa*



Diagr. 7

Analytiker: H. S. WANG

Gew. %	Molekular-Zahlen	C. I. P. W.- Klassifikation
SiO <sub>2</sub> 48,09	8007	Q 1,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 15,91	1561	or 3,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,43	215	ab 14,20
FeO 7,21	1004	an 34,25
MnO 0,14	20	F : 51,79
MgO 7,91	1962	
CaO 10,92	1947	
Na <sub>2</sub> O 1,73	279	wo 8,00
K <sub>2</sub> O 0,61	65	en 19,80
TiO <sub>2</sub> 1,86	233	hy 7,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,22	16	P : 35,20
+ H <sub>2</sub> O 0,70	389	ilm 3,65
- H <sub>2</sub> O 0,10	56	mt 4,87
98,83		44,06 (Fem)
Differenz * 1,17		M : 8,52
100,00		
* vermutlich wesentlich H <sub>2</sub> O+		
si 111,0		Ap 0,34
al 21,5		H <sub>2</sub> O 0,80
fm 47,0		98,15
c 26,5		
alk 5,0		III. 5. 4(5).2
k 0,19		
mg 0,58		
c/fm; Schn. 0,57; IV.		
ti 3,21		
p 0,22		
h 5,37		
qz - 9,0		

Magmatypus: miharaitisch.

*Basis*

Kp 2,24	} L 32,88
Ne 9,62	
Cal 21,02	
Cs 6,30	} M 35,65
Fo 16,83	
Fa 8,82	
Fs 3,70	
Ru 1,34	} Q' 31,47
Q 30,13	

*Katamolekularnorm*

Or 3,73	} Fel 54,78
Ab 16,03	
An 35,02	
Wo 8,40	} Pyx 40,13
En 22,44	
Hy 9,29	
Mt 3,70	
Ru 1,34	

(Or : Ab : An = 6,8 : 29,2 : 64,0)

Modus:	Vol.-%	spez. Gew.	Gew.-%, zugl. ähnlich Molekularmodus
Hornblende	61,10	3,20	64,1 (Ho)
Plagioklas (An 76 %)	28,40	2,76	25,7 (Plag)
Quarz	8,40	2,65	7,3 (Q)
Titanit	1,10	3,50	1,3 (Tn)
Ilmenit	0,70	4,90	1,1 (Ilm)
Rutil	0,30	4,50	0,5 (Ru)

*Beerbachit* (Katazone)  
Monhegan-Insel, Maine.  
Tröger: N. 367, S. 162.

Plag. (Ab <sub>31</sub> An <sub>67</sub> Or <sub>2</sub> )	45,0
Augit	25,0
± braune Hornblende	
Hypersthen	23,0
Erz, Apatit	7,0

si	98,0
al	21,5
fm	46,5
c	27,5
alk	4,5
k	0,50
mg	0,53
c/fm	0,59
ti	1,90
p	n. b.
qz	- 20,0

Magmatypus:

pyroxenitgabbroid bis  
normalgabbroid

*Hyperit* (Katazone)  
Duvenäs, Schweden.  
Tröger: N. 354, S. 156.

Plag. (Ab <sub>37</sub> An <sub>59</sub> Or <sub>4</sub> )	57,0
± Orthoklas, Quarz	
Augit	13,0
Hypersthen	13,0
Olivin	8,0
Biotit	5,0
Erz, Apatit	4,0

	108,0
	23,5
	49,0
	21,0
	6,5
	0,17
	0,57
	0,43
	1,60
	0,20
	- 18,0

normalgabbroid

*Prasinit* (Epizone)  
Südlich von Platten.  
Niggli: Chemismus schw.  
Gesteine, N. 259, S. 206.

Epidot	
Zoisit	
Chlorit	
Hornblende	
Labrador	
(Calcit, Zirkon, Titanit)	

	118,0
	22,0
	44,5
	28,0
	5,5
	0,25
	0,53
	0,63
	2,10
	—
	- 4,0

miharaitisch

Daraus ersieht man folgendes:

1. Die Katamolekularnorm des beschriebenen Gesteins zeigt einerseits einen höheren Feldspatgehalt im Vergleich mit dem Beerbachit und andererseits weniger Pyroxen als der Hyperit. Während die erstere Abweichung sehr wahrscheinlich auf dem Auftreten der Hornblende im Beerbachit beruht, ist im Hyperit der Olivin auf Kosten des Pyroxens gebildet. Vergleicht man die Katamolekularnormen mit den Werten der C. I. P. W.-Klassifikation, so fällt wiederum die Diskrepanz im Erzgehalt zwischen den beiden auf.

2. Die aus der Gesteinsanalyse berechnete chemische Zusammensetzung der Hornblende ist:

	Gew.- Verhält- nisse	Gew.-% ohne H <sub>2</sub> O	Gew.-% mit 2,68% H <sub>2</sub> O				
SiO <sub>2</sub>	16,06	44,99	43,72	Si	12,91	} 31,02	} 16,00 IV 10,39 VI 4,63 VIII
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,54	12,70	12,39	Al	4,30		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,97	5,51	5,38	Fe <sup>'''</sup>	1,19		
MgO	4,51	12,61	12,30	Mg	5,41		
FeO	3,83	10,70	10,41	Fe <sup>''</sup>	2,58		
Na <sub>2</sub> O	0,62	1,73	1,68	Na	0,96		
CaO	3,84	10,78	10,48	Ca	3,31		
K <sub>2</sub> O	0,35	0,98	0,96	K	0,36		
H <sub>2</sub> O			2,68				
	35,72	100,00	100,00				

Im Vergleich mit derjenigen, die im eben beschriebenen Amphibolit auftritt, enthält die hier vorliegende Hornblende vor allem weniger Al, aber höheres Fe, Mg und Na. Optisch unterscheidet sie sich von den anderen durch höhere Lichtbrechung, grössere Auslöschungsschiefe und kleineren Achsenwinkel.

### 3. DER GRANAT-EPIDOT-DIOPSIDFELS

#### A. Vorkommen und Mineralbestand

Diese Varietät tritt ungefähr 600 m SE von Monti di Ditto in der Nähe des Hangenden zutage. Infolge des vorherrschenden Diopsids sowie des Epidots besitzt das Gestein eine grünliche Farbe. Die Granatkörner sind in Lagen oder Schlieren angeordnet. Unter dem Mikroskop erweist sich die Struktur als ausgesprochen nematoblastisch. Der Mineralbestand des Gesteins ist:

- H. G. Plagioklas (An 83 %), Hornblende, Diopsid, Epidot und Granat.
- N. G. Titanit.
- U. G. Apatit.

Mit Ausnahme des Granats sind die Hauptgemengteile in ungefähr gleichen Mengen vorhanden. Der Plagioklas, der ca.  $\frac{1}{4}$  des Gesteinsvolumens füllt, ist grösstenteils aus Granat entstanden. Man sieht sehr oft die ovale Form der hornblendeführenden Feldspatmasse beim Fehlen des Granats. Zudem weisen einige Granatkörner noch Kelyphitränder auf. In den Epidot- und Diopsidlinsen kommt der Plagioklas spärlich vor. Er ist meist körnig, tafelig, xenomorph und nur selten verzwillingt bei einem Anorthitgehalt von 83 %.

Die Hornblende macht mehr als  $\frac{1}{5}$  der Gesteinsmasse aus; sie besitzt eine lang- oder kurzprismatische Gestalt und ist hauptsächlich längs den Seiten der Diopsidlinsen oder um den Rand der Granatpseudomorphosen verteilt; vereinzelt findet sie sich auch in der Diopsidmasse. Sehr bemerkenswert ist ihr sehr starker Pleochroismus ( $n_{\alpha}'$  gelb,  $n_{\beta}'$  bräunlich-dunkelgrün,  $n_{\gamma}'$  dunkelgrün oder giftgrün). Fast alle Hornblenden, die mit Diopsid und Epidot zusammen auftreten, weisen derartige optische Eigenschaften auf, wie bereits von MITTELHOLZER (52, S. 141) erwähnt wurde.

Neben dem Plagioklas und der Hornblende kommen Diopsid und Epidot als wichtigste Gesteinsminerale vor. Die beiden sind in gleicher Menge vorhanden und bilden zusammen etwas über 40 %

der Gesteinsmasse. Während der Diopsid meist körnig und kurzprismatisch ist, besitzt der Epidot vorwiegend Leistengestalt. Die nematoblastische Struktur des Gesteins ist hauptsächlich durch die Parallelanordnung der Epidotleisten bedingt. Im allgemeinen sind Diopsid- und Epidotlinsen voneinander getrennt. Indessen zeigen die letzteren eine enge Verknüpfung mit den Granatstreifen. Stellenweise tritt der Epidot in die Diopsidlinsen ein. Der Diopsid ist hellgrün, während der Epidot eine Rosafarbe aufweist. Der letztere zeigt eine auffallende Zonarstruktur mit einem höher doppelbrechenden Rand. Optische Daten:

Diopsid:  $n_{\gamma}/c = 31^{\circ} - 44^{\circ}$ ,  $2V(n_{\gamma}) = 56^{\circ} - 62^{\circ}$ .

Epidot:  $2V(n_{\alpha}) = 75^{\circ}, 76^{\circ}, 78^{\circ}, 79^{\circ}$ ;  $n_{\alpha} = 1,741$ .

Der Granat weist den gleichen Habitus (lange Erstreckung senkrecht der Schieferungsebene und den parallel dazu verlaufenden Rissen usw.) auf wie im Granatamphibolit. Er ist teilweise in Feldspat und Hornblende umgewandelt und nimmt nun weniger als  $1/10$  der Gesteinsmasse ein.  $N_D = 1,822$ , sp. Gew. = 4,020. Danach liegt hier ein ähnlicher Granat vor wie im Granatamphibolit.

Als Übergemengteil tritt hauptsächlich Titanit auf, der linsens- bis larvenförmig ausgebildet ist.

## B. Chemismus

Das Gestein ist einer chemischen Analyse unterworfen worden. Nachstehende Zusammenstellung enthält die daraus berechneten Ergebnisse. Zum Vergleich sind zwei Gesteine von ähnlichem Chemismus angegeben:





*Rougemontit* (Katazone)  
Rougemont, Quebec.  
Tröger: N. 360, S. 159.

*Amphibol-Klinozoisitschiefer* (Epizone)  
Innere Nanzlücke.  
Niggli: Chemismus schw. Gesteine,  
N. 264, S. 208.

Plag. (Ab <sub>2</sub> An <sub>98</sub> )	46,0
Titanit } Augit }	35,0
Olivin	9,0
+ Hornblende	
Erz, Apatit	10,0
si	78,0
al	22,5
fm	39,0
c	36,0
alk	2,5
k	0,14
mg	0,56
c/fm	0,92
ti	3,00
qz	- 32,0

<i>Pyroxen,</i> Hornblende Klinozoisit Epidot Chlorit (Calcit, Titanit)	
	98,0
	22,0
	33,5
	42,5
	2,0
	0,13
	0,52
	1,30
	1,10
	- 10,0

Daraus ist zu ersehen, dass das Gestein pyroxen-gabbroiden Chemismus besitzt. Im Vergleich mit den schon beschriebenen Amphiboliten ist es durch hohes c, aber niedriges fm und alk ausgezeichnet. Dies kommt im Mineralbestande dadurch zum Ausdruck, dass sowohl Epidot wie auch Diopsid mit basischen Plagioklasen überwiegen. Die Entstehung der beiden ersten Mineralien ist wahrscheinlich während Injektionen erfolgt. Der Amphibol-Klinozoisitschiefer der Inneren Nanzlücke hat fast den gleichen Chemismus, führt aber statt Granat und basischem Plagioklas Chlorit und Klinozoisit.

Im obigen Gestein bildete die Hornblende den überwiegenden Hauptgemengteil, und darum lieferten die aus den Gesteinsanalysen berechneten chemischen Zusammensetzungen der in Frage kommenden Hornblende augenscheinlich vernünftige Werte. Hier macht die Hornblende nur wenig mehr als  $\frac{1}{5}$  der Gesteinsmasse aus. Trotz ihrer stark reduzierten Menge ist nach der gleichen Methode <sup>5)</sup>

<sup>5)</sup> Die auf Grund der optischen Bestimmungen erhaltene chemische Zusammensetzung der begleitenden Mineralien sind in folgender Weise in die Basis umgerechnet worden: Auf Grund der gefundenen Werte 2V und der Auslöschungsschiefe besitzt der Diopsid nach dem von T. TOMITA (Journ. Shanghai Sci. Inst. No. 5, 1934) angegebenen Diagramm folgende chemische Zusammensetzung:

53 Gew.-% Wollastonit, 44 Gew.-% Enstatit und 3 Gew.-% Hypersthen; umgerechnet auf katamolekulare Norm:

49,8 Mol.-% Wo, 47,7 Mol.-% En, 2,5 Mol.-% Hy;  
in der Basis ausgedrückt:

35,8 Fo + 1,88 Fa + 37,4 Cs + 24,92 Q,  $\Sigma$  100.

versucht worden, ihren Chemismus aus der Gesteinsanalyse zu berechnen. Folgendes sind die erhaltenen Werte:

	Gewichts- verhältn.	Gew.-% mit 4,3% H <sub>2</sub> O				
SiO <sub>2</sub>	5,92	42,00	Si	12,3	} 3,7	16,00 IV
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65	18,80	Al	6,7		
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,80	Ti	0,2	} 8,9 VI	
MgO	0,31	2,20	Mg	1,0		
FeO	2,63	18,80	Fe''	4,7		
Na <sub>2</sub> O	0,24	1,70	Na	1,0	} 4,8 VIII	
CaO	1,39	9,90	Ca	3,2		
K <sub>2</sub> O	0,21	1,50	K	0,6	} 29,70	
H <sub>2</sub> O		4,30				
	13,46	100,00				

Man ersieht aus der letzten Kolonne, dass die Summe der gesamten Kationen bereits ausserhalb der untern Grenze (30) liegt, obschon die chemische Zusammensetzung der begleitenden Mineralien für die Berechnungen möglichst genau benützt wurde. Dies ist leicht verständlich, wenn man die ungleichmässige Verteilung der Mineralien im Gestein, sowie die kleine Menge der Hornblende in Betracht zieht. Je kleiner die Menge der Hornblende, umso deutlicher machen sich die Fehler bemerkbar.

#### 4. DER PERIDOTIT

##### A. Mineralbestand

Das Gestein ist grünlich- oder olivgrau, von mittlerem Korn; die Verwitterungsoberfläche weist aber eine braune Farbe auf. Makroskopisch ist der isometrische Olivin von dem blätterigen, dunkelgrauen Chlorit leicht unterscheidbar. In einigen Blöcken treten die Chloritblätter in kugeligen Massen auf, woraus sich vermuten lässt, dass der Chlorit ursprünglich Granat war. Unter dem Mikroskop lässt das Gestein folgenden Mineralbestand erkennen:

Mit Hilfe des bestimmten Wertes von 2V enthält der Epidot nach dem Diagramm WINCHELLS 22 Mol.-% Fe – Epidot, woraus sich folgende Basis ergibt:

$$43,9 \text{ Cal} + 12,4 \text{ Cf}^{(6)} + 9,4 \text{ Cs} + 34,3 \text{ Q}, \Sigma 100.$$

Die Basis des Plagioklases (An 83 %) beträgt:

$$10 \text{ Ne}, 50 \text{ Cal}, 40 \text{ Q}.$$

<sup>6)</sup> Mit Cf bezeichnen wir das analog dem Cal (Ca Al<sub>2</sub>O<sub>4</sub>) gebildete Molekül CaFe<sup>III</sup><sub>2</sub>O<sub>4</sub>, das bei der Epidotberechnung auftritt.

H. G. Olivin (Forsterit), Orthaugit (Enstatit), Tremolit und Chlorit (Klinochlor).

U. G. Erz, Rutil.

Der farblose Olivin, der keine eigene Gestalt besitzt, ist meist linsenförmig gestreckt mit einer mehr oder weniger parallelen Anordnung. In einzelnen Fällen ist festzustellen, dass seine Längserstreckung parallel der c-Achse verläuft. Er ist optisch negativ mit  $2V = 88^\circ$ , woraus sich nach dem von A. N. WINCHELL (79, S. 191) angegebenen Diagramm 82 Mol.-% Forsterit ergeben. Im allgemeinen besitzt er ein ziemlich frisches Aussehen. Hie und da zeigt er am Rand Erzausscheidung.

Neben dem Olivin tritt der Orthaugit als wichtigstes Gesteinsmineral auf. Er weist einen schwach bräunlichen Farbton auf,  $2V_\gamma = 86^\circ$ ; daraus ergibt sich ein Gehalt von 16 Mol.-% Hypersthen. Er ist längs der c-Achse oder der b-Achse gestreckt.

In den Zwischenräumen des Olivins oder zwischen ihm und dem Orthaugit finden sich stellenweise farblose Hornblendestengel. Diese Hornblendestengel sind grösstenteils auf gewisse Lagen beschränkt; hie und da dringen sie in die Kristalle des Olivins, wie auch des Pyroxens ein und sind in der Nähe der Chloritlinsen angereichert. Obwohl HEZNER (27) eine primäre Entstehung des Tremolits im Olivinfels vermutete, stellt die hier vorliegende Hornblende teilweise ein sekundäres Produkt dar. Sie ist fast optisch neutral mit  $n_\gamma/c$  von  $11^\circ$  bis  $22^\circ$ . Einige Kristalle zeigen jedoch im Innern eine Zerfaserung mit etwas Erzausscheidung.

Der Chlorit kommt meist in Nestern vor, an deren Rand er in grösseren Blättern auftritt, während nach innen hin die Grösse der Blätter abnimmt, bis schliesslich eine feinlepidoblastische Struktur zustande kommt. Innerhalb dieser Nester finden sich nicht selten kleinere Tremolitblättchen; sowohl Erz-, Olivin- wie auch Augitkörner sind vorhanden. Zusammen mit den Erzkörnern tritt gelegentlich ein dunkelbraunes isotropes Mineral auf; vermutlich handelt es sich um Hisingerit. Der Chlorit weist folgende optische Daten auf:  $n_\gamma' = 1,5905$ ,  $n_\alpha' \sim n_\beta' = 1,5827$ ,  $2V = 23\frac{1}{2}^\circ$  ( $\frac{+}{-}$ )<sup>7)</sup>; danach liegt ein tonerdereicher Klinochlor vor. Da aber der Peridotit normalerweise geringeren Tonerdegehalt besitzt, ist es nicht ausgeschlossen, dass es sich um eine Granatumwandlung handelt. Es gibt in dieser

<sup>7)</sup> Herr Prof. Dr. C. BURRI hatte die Freundlichkeit,  $2V$  konoskopisch zu bestimmen.

Gegend Granatolivinfelse, deren Granat in Chlorit umgewandelt ist (21). Ist unsere Vermutung richtig, so ersieht man daraus einerseits die Beziehungen zwischen den Granatolivinfelsen und den Granatamphiboliten, und andererseits die Abhängigkeit der Umwandlungsprodukte vom Chemismus des ursprünglichen Minerals. Der Granat des Granatamphibolits ist ein Almandin, welcher durch Na-Aufnahme statt in Chlorit in Plagioklas und Hornblende umgewandelt wurde.

B. Chemismus

Die chemische Analyse, die daraus berechneten Hauptergebnisse, sowie 3 Vergleichsgesteine von ähnlichem Chemismus sind in untenstehender Zusammenstellung angegeben:

*Peridotit (N 288) 250 m W. S. W. von Monti di Ditto*

*Basis*

Kp	0,91	}	L	1,51
Ne	0,60			
Cs	1,76	}	M	91,17
Fo	77,72			
Fa	7,20			
Fs	4,10			
Ap	0,39			
Ru	0,13	}	Q'	7,32
Q	7,19			

*Katamolekularnorm*

Or	1,51	}	Fel	2,51
Ab	1,00			
Wo	2,34	}	Pyx	32,98
En	30,64			
Fo	54,74	}	Ol	59,89
Fa	5,15			
Mt	4,23			
Ru	0,13			

*Modus*

	Vol. %
Forsterit	ca. 50
Orthaugit (En <sub>84</sub> Hy <sub>16</sub> )	" 25
Tremolit	" 10
Klinochlor	" 12
Erz, Apatit, Hisingerit	} " 3

Analytiker: H. S. WANG

	Gew.-%	Molekular-Zahlen
SiO <sub>2</sub>	43,48	7239
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	48
Fe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	4,17	261
FeO	6,52	908
MnO	0,07	10
MgO	39,83	9879
CaO	1,52	271
Na <sub>2</sub> O	0,03	19
K <sub>2</sub> O	0,27	29
TiO <sub>2</sub>	0,16	25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	14
+ H <sub>2</sub> O	1,52	844
- H <sub>2</sub> O	0,03	
	98,29	
Differenz *	1,71	
	100,00	

\* vermutlich vorwiegend H<sub>2</sub>O+

si	62,0
al	0,5
fm	96,5
c	2,5
alk	0,5
k	0,61
mg	0,75
c/fm; Schn.	0,02; I.
ti	0,21
p	0,12
h	7,22
qz	- 40,0

Magmatypus: peridotitisch.

<i>Hortonolith-Dunit</i> (Katazone) Onverwacht, Ost-Transvaal. Tröger: N. 725, S. 293.		<i>Amphibolperidotit</i> (Katazone) Westküste Sumatra. Tröger: N. 738, S. 295.		<i>Serpentin</i> (Epizone) nördlich Schwarzsee bei Fontana-Taraspo. Niggli: Chemismus schw. Gesteine, N. 348, S. 218.	
Hortonolith ( $Fe_{50}Fa_{50}$ )	93,0	Olivin (z. T. serpentiniert)	78,0	Serpentin (Diallag, Enstatit, Chrysotil, Talk, Karbonat, Magnetit, Pyrit)	
Diopsid	5,0	Hornblende (Edenit)	20,0		
Hornblende, Chromit, Erz, Apatit	2,0	Erz	2,0		
si	50,0		60,0		62,0
al	1,5		2,0		2,5
fm	94,5		95,0		95,5
c	3,5		3,0		2,0
alk	0,5		n. b.		—
k	—		—		—
mg	0,51		0,90		0,90
c/fm	0,04		0,03		0,02
ti	0,10		n. b.		—
p	0,10		n. b.		—
qz	- 52,0		- 40,0		- 38,0
Magmatypus: peridotitisch		peridotitisch		peridotitisch	

Den Molekularwerten nach ist das Gestein typisch peridotitisch.

#### IV. Der eklogitische Amphibolit

##### A. Vorkommen und Mineralbestand

Die Strasse, die von Monti di Ditto nach Monti di Motti führt, verläuft hauptsächlich in den Injektionsgneisen von Mergoscia-Arbedo. Obwohl die basischen Gesteine in dieser Zone schon ziemlich stark zurücktreten, sind sie hie und da noch als Lagergänge zu finden. So steht längs der Strasse ca. 1 km SES vom Schnittpunkt Strasse-Val Carcale ein eklogitischer Amphibolitlagergang an. Makroskopisch ist das Gestein dem Granatamphibolit sehr ähnlich, während u. d. M. sich folgende Gesteinsgemengteile zeigen:

H. G. Hornblende, Symplektit, Granat und Plagioklas (An 35 %).

U. G. Erz, Rutil, Klinozoisit, Biotit und Apatit.

Die Hornblende, die ca.  $\frac{3}{5}$  des Gesteinsvolumens ausfüllt, ist im Gegensatz zu derjenigen im Granatamphibolit nie idiomorph; sie weist grösstenteils eine ausgesprochen diablastische Struktur auf, wobei Hornblende-, Feldspat- und Symplektitmassen miteinander verwachsen sind oder sich durchdringen; die Verwachsung ist durch

die strauchartig verzweigte, serpentinartige und radiale Anordnung der beteiligten Mineralien sehr kompliziert entwickelt, was sich am Rand besonders schön ausprägt. Bemerkenswert ist, dass die Hornblende um die Granatkörner herum einheitlicher ausgebildet ist als in den Zwischenräumen des Granats; ausserdem besitzt sie einen kräftigeren Pleochroismus, welcher stellenweise in der Nähe des Rutils bräunlich wird. Die optischen Eigenschaften der Hornblende sind folgende:

Pleochroismus:  $n_{\alpha'}$  hellgelb  
 $n_{\beta'}$  bräunlich-grün  
 $n_{\gamma'}$  bläulich-grün  
 Auslöschungsschiefe:  $n_{\gamma}/c$  ca.  $18^{\circ}$  bis  $20^{\circ}$ .  
 $n_{\gamma'}$  1,6733.

Noch schöner entwickelt ist die diablastische Struktur des Symplektits. In einzelnen Fällen sind die hellgrüne Hornblende und der saure Plagioklas (An 13 %,  $n_{\alpha'}$  1,535) miteinander so verwachsen, dass das Gefüge an eine eutektische Struktur erinnert. Hier und da bemerkt man noch vereinzelt Reliktkörnchen von Omphacit. Aus dieser typischen Struktur allein lässt sich schon auf eine Hornblendisierung des Omphacits schliessen. Man hat diese Erscheinung in der petrographischen Literatur vielfach beschrieben (8, 16, 17, 26, 44 u. a.). Wie wir später sehen werden, bestätigen sich diese Vermutungen auch durch eine chemische Analyse. Solcher Symplektit bildet ungefähr  $\frac{1}{6}$  der Gesteinsmasse.

Neben Hornblende und Symplektit gehören Granat und Plagioklas zu den Hauptgemengteilen; der letztere ist grösstenteils aus Granat entstanden und deshalb auf den Kelyphitrand beschränkt. Zu beachten ist, dass dieser Plagioklas höheren Anorthitgehalt zeigt als der, welcher sich im Symplektit vorfindet, wie folgende Messungen zeigen: An 37 % (innen) — 55 % (aussen); An 37 %; An 26 % — 33 %; An 43 %; alle diese Individuen treten mit Hornblende zusammen auf. Ferner im unmittelbaren Kontakt mit Granat: An 50 %; An 41 %; An 38 %. Der Plagioklas nimmt weniger als  $\frac{1}{10}$  des Gesteinsvolumens ein.

Der Granat, der mehr als  $\frac{1}{10}$  der Gesteinsmasse ausmacht, weist den gleichen Habitus auf wie derjenige im Granatamphibolit. Nur weisen hier die Kelyphitränder eine typisch radiale Anordnung von grüner Hornblende und Plagioklasleisten auf. Zugleich hat die Hornblende mengenmässig zugenommen. Während die radiale Anordnung sehr wahrscheinlich auf die randlich starke chemische

Wechselwirkung zwischen Omphacit und Granat zurückgeführt wird, ist der Reichtum an Hornblende vermutlich durch die chemische Zusammensetzung des hier vorliegenden pyropreichen Granats bedingt; denn die Bestimmungen des Brechungsindexes wie auch des spezifischen Gewichtes ergaben folgende Werte:  $N_D = 1,791$ , sp. Gew. = 3,885, wonach der Granat nach dem Diagramm von PHILIPSBORN folgender mittleren chemischen Zusammensetzung nahe kommen könnte: 50 Alm, 30 Pyp, 2 Andr., 18 Gros. Wie wir später sehen werden, gehört dieser Granat zu den typischen Mineralien des Eklogits.

Als Übergemengteile treten Erz, Rutil, Klinozoisit, Biotit, Apatit und Sericit auf. Während die Erz- und Rutilkörnchen sehr oft in Hornblende sich vorfinden, kommt der Biotit meistens in den Zwischenräumen vor. Der Plagioklas schliesst sich nicht selten den Erz- und Rutilkörnchen an. Die Erz-, wie auch die Rutilkörnchen besitzen keinen Titanitkranz. Dies ist darum bemerkenswert, weil dadurch von vornherein eine Diopsidisierung der Hornblende ausgeschlossen ist; denn eine solche ist wesentlich durch Kalkzufuhr bedingt, wobei sowohl der Rutil wie auch der Ilmenit in Titanit übergeführt werden.

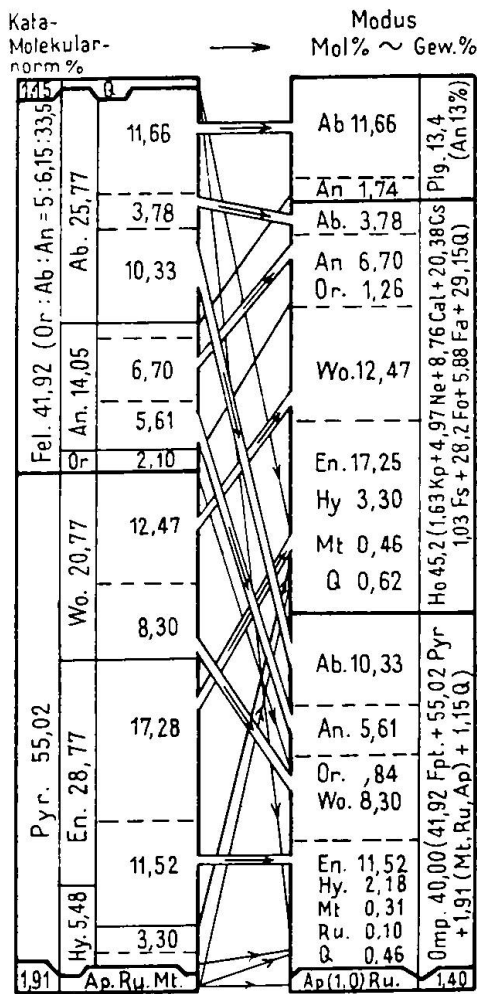
#### B. Chemismus des Symplektits

Sowohl die auffallende diablastische Struktur der Hornblende und des Symplektits, wie auch die chemische Zusammensetzung des Granats lassen vermuten, dass es sich um einen umgewandelten Eklogit handelt. Der gegenwärtige Symplektit war ursprünglich Omphacit. Um diese Vermutung bestätigt zu erhalten, ist eine chemische Analyse der ausgelesenen Symplektitmasse ausgeführt worden. Folgendes sind die Ergebnisse, die mit drei Gesteinen von ähnlichem Chemismus zum Vergleich zusammengestellt wurden:



Symplektit

aus amphibolitisiertem Eklogit (N 291B) oberhalb Monti di Ditto



Analytiker: H. S. WANG

	Gew.-%	Molekular Zahlen
SiO <sub>2</sub>	55,29	9206
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,32	1012
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,75	47
FeO	3,85	536
MnO	0,05	7
MgO	10,43	2587
CaO	13,92	2482
Na <sub>2</sub> O	2,89	466
K <sub>2</sub> O	0,36	38
TiO <sub>2</sub>	0,38	48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	30
+ H <sub>2</sub> O	0,36	200
- H <sub>2</sub> O	0,04	22
	99,06	
Differenz *	0,94	
	100,00	

\* vermutlich überwiegend H<sub>2</sub>O +

si	128,0
al	14,0
fm	44,5
c	34,5
alk	7,0
k	0,08
mg	0,80
c/fm; Schn.	0,77; V.
ti	0,66
p	0,42
h	5,37
qz	0,0

Magmatypus: si-pyroxenitisch bis polzenitisch.

Diagr. 9

Basis	Katamolekularnorm
Kp 1,26	Or 2,10
Ne 15,46	Ab 25,77
Cal 8,43	An 14,05
Cs 15,58	Wo 22,77
Fo 21,58	En 28,77
Fa 4,50	Hy 5,48
Fs 0,77	Mt 0,77
Ap 0,88	Ru 0,26
Ru 0,26	Q 1,15
Q 31,28	

L 25,15  
M 43,31  
Q' 31,54

Fel 41,92 (Or: Ab: An = 5,0:61,5:33,5)  
Pyx 55,02

Modus:	Vol.-%	spez. Gew.	Gew.-%, zugleich Molekularmodus
Hornblende	43,7	3,10	45,2 (Ho)
Pyroxen	39,0	3,10	40,0 (Omp)
Plagioklas (An 13%)	15,5	2,64	13,4 (Plag)
Apatit	1,0	3,20	1,0
Rutil	0,3	4,50	0,4 (Ru)

<i>Basalt (Katazone)</i> Strom von Hawaii. Träger: N. 378, S. 165.	<i>Amphibol-Gabbrodiorit</i> (Katazone) Pecerady, Porici Orlov. A., N. 32. Tsch. M. P. Mt., Bd. 46, S. 420.	<i>Albit-Epidot-Chloritschiefer</i> (Epizone) Unterhalb „Horn“ Vals. Niggli: Chemismus schw. Gesteine, N. 307, S. 214.
Augit 49,0 Plag. (Ab <sub>44</sub> An <sub>52</sub> Or <sub>4</sub> ) 44,0 Erz, Apatit 7,0 ± Olivin ± Glasbasis	Amph. + Pyx. (diops.) 51,0 Labrador 49,0 Orthoklas nur spärlich	Albit Epidot Chlorit Strahlstein
si 118,0	133,0	98,0
al 17,5	16,9	18,5
fm 48,5	46,3	39,5
c 28,0	30,4	34,0
alk 6,0	6,4	8,0
k 0,10	0,10	0,12
mg 0,53	0,48	0,54
c/fm 0,58	0,65	0,87
ti 5,40	—	2,60
p 0,30	—	—
h —	—	20,0
qz -6,0	+7,0	-34,0
Magmatypus: si-pyroxenitisch	si-pyroxenitisch	polzenitisch

Aus den Resultaten dieser Zusammenstellung ist Folgendes als besonders wichtig hervorzuheben:

1. Im grossen und ganzen gleicht der Chemismus des Symplektits demjenigen des in Schutthalden am Burgstein (Tirol) auftretenden Omphacits (26, S. 446). Der Hauptunterschied liegt nur darin, dass der letztere höheren Gehalt an Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, aber geringeres SiO<sub>2</sub> besitzt. Der Chemismus des Omphacits variiert jedoch sehr stark. Ob dieser Unterschied primär oder durch Umwandlung verursacht wurde, lässt sich deshalb nicht bestimmen.

2. Betrachtet man die Analyse als charakteristisch für die chemische Zusammensetzung des ursprünglichen Omphacits, so erkennt man, wie kompliziert der Omphacit chemisch aufgebaut sein kann. Auf katamolekulare Norm umgerechnet, macht der normative Feldspat über 40 % des gesamten Mineralbestands aus. Der Basalt von Hawaii hat diesen normativen Mineralbestand verwirklicht.

3. Der Verfasser hat auf dem Integrationstisch versucht, die Menge der Gesteinsminerale zu bestimmen, was infolge der Feinheit der Struktur sehr mühsam war. Die Hauptergebnisse sind anhangsweise mit der Analyse angegeben worden. Mit Hilfe dieses

Modus wurde die chemische Zusammensetzung der im Symplektit vorkommenden hellgrünen Hornblende berechnet.

	Gew.- Verhält- nisse	Gew.-% ohne H <sub>2</sub> O	Gew.-% mit 2,75% H <sub>2</sub> O					
SiO <sub>2</sub>	13,73	54,40	52,98	Si	14,97	} 16,00 IV	}	30,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,89	7,50	7,28	Al	2,42			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,99	0,96	Fe <sup>'''</sup>	0,21	} 8,43 VI	}	
MgO	3,48	13,81	13,41	Mg	5,65			
FeO	1,29	5,11	4,97	Fe <sup>''</sup>	1,18	} 5,63 VIII	}	
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,91	0,88	Na	0,50			
CaO	4,24	16,80	16,34	Ca	4,95			
K <sub>2</sub> O	0,12	0,48	0,46	K	0,18			
H <sub>2</sub> O			2,75					
	25,23	100,00	100,03					

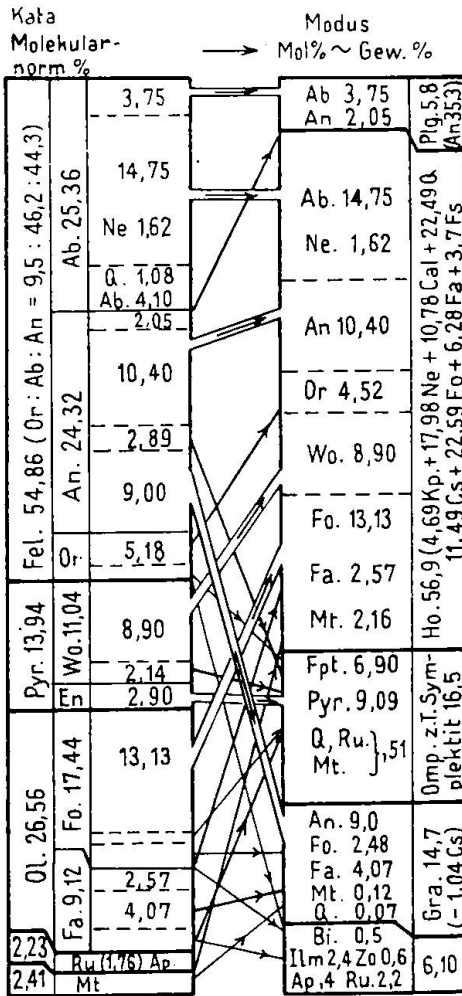
Daraus ist zu ersehen, dass die hellgrüne Hornblende durch Armut an Tonerde und Alkalien, dagegen durch einen höheren Gehalt an Ca und Mg ausgezeichnet ist. Sie zeigt schon eine Neigung nach der Aktinolithreihe hin, stellt also ein Epimineral dar. Dafür spricht auch der mit ihr zusammen auftretende saure Plagioklas. Bemerkenswert ist, dass KUNITZ (42, S. 205—207) eine solche Hornblende in Eklogit gefunden hat. Vermutlich hat die noch später stattgefundene Hornblendisierung der Omphacitrelikte diese grüne Hornblende erzeugt.

### C. Chemismus des Gesteins

Eine chemische Analyse des ganzen Gesteins ergab die folgenden Daten, denen der quantitative Mineralbestand beigefügt ist.

Zum Vergleich sind drei Gesteine, die ungefähr denselben Chemismus besitzen, anhangsweise zusammengestellt:

*Amphibolitierter Eklogit (N 291 A) oberhalb Monti di Ditto*



Diagr. 10

Analytiker: H. S. WANG

	Gew.-%	Molekular-Zahlen
SiO <sub>2</sub>	48,88	7806
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,33	1406
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,28	143
FeO	8,61	1199
MnO	0,17	24
MgO	9,40	2331
CaO	10,63	1896
Na <sub>2</sub> O	2,80	452
K <sub>2</sub> O	0,87	92
TiO <sub>2</sub>	2,49	312
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	16
+ H <sub>2</sub> O	0,78	433
- H <sub>2</sub> O	0,01	6
	99,47	
Differenz *	0,53	
	100,00	

\* vermutlich vorwiegend H<sub>2</sub>O+

si	102,0
al	18,5
fm	50,0
c	24,5
alk	7,0
k	0,17
mg	0,61
c/fm; Schn.	0,49; IV.
ti	4,06
p	0,21
h	5,63
qz	-26,0

Magmatypus: normalgabbroid.

Basis		Katamolekularnorm	
Kp 3,11	} L 32,92	Or 5,18	} Fel 54,86 (Or : Ab : An = 9,5 : 46,2 : 44,3)
Ne 15,22		Ab 25,36	
Cal 14,59		An 24,32	
Cs 8,28	} M 41,09	Wo 11,04	} Pyx 13,94
Fo 19,61		En 2,90	
Fa 10,32		Fo 17,44	
Fs 2,41	} Q' 25,99	Fa 9,12	} Ol 26,56
Ap 0,47		Mt 2,41	
Ru 1,76		Ru 1,76	
Q 24,23		Ap 0,47	

Modus:	Vol.-%	spez. Gew.	Gew.-%, zugleich Molekularmodus
Hornblende	58,5	3,20	56,9 (Ho)
Symplektit	17,9	3,00	16,5
Granat	12,2	3,89	14,7 (Gr)
Plagioklas (An 35,3%)	7,1	2,67	5,8 (Plag)
Ilmenit	1,7	4,90	2,4 (Ilm)
Rutil	1,6	4,50	2,2 (Ru)
Klinozoisit	0,6	3,40	0,6 (Zo)
Biotit	0,5	2,90	0,5 (Bi)

<i>Camptospessartit</i> (Katazone) Golenz, Lausitz. Tröger: N. 322, S. 142.		<i>Bojit</i> (Katazone) Pfaffenreuth, Nieder- Bayern. Tröger; N. 309, S. 136.		<i>Chloritprasinit</i> (Epizone) Val d'Hérens Niggli: Chemismus schw. Gesteine, N. 242, S. 204.	
Plag. (An <sub>12</sub> )	40,0	Plag. (An <sub>10</sub> )	40,0	Mineralbestand sehr wahrscheinlich :	
Titanaugit	24,0	braune Ho.	37,0	Saurer Plagioklas, Chlorit,	
Syntagmatit	19,0	Diallag	16,0	Serizit, Quarz, Epidot	
Olivin	9,0	Biotit	3,0	u. s. w.	
Erz, Apatit	8,0	Erz, Apatit	4,0		
		± Quarz			
si	91,0		104,0		123,0
al	18,5		17,0		19,0
fm	50,5		51,0		52,0
c	23,0		26,0		21,5
alk	8,0		6,0		7,0
k	0,11		0,21		0,08
mg	0,40		0,45		0,55
c/fm	0,46		0,51		0,41
ti	5,6		5,1		4,0
p	0,2		0,4		0,2
h	—		—		26,5
qz	- 41,0		- 20,0		- 5,0
Magmatypus: normalgabbroid		hornblenditisch		al-hornblenditisch	

Wie aus den Molekularwerten hervorgeht, weist das Gestein normalgabbroiden Chemismus auf. Vergleicht man aber die modalen Mineralbestände der zusammengestellten Gesteine, so ergibt sich aus dem ungefähr gleichen Chemismus als Eruptivgestein z. B. ein Camptospessartit (Bojit), als metamorphes Gestein in der Katazone ein Eklogit; in der Mesozone tritt entweder gewöhnlicher Amphibolit, Granatamphibolit oder Eklogitamphibolit auf und in der Epizone Chlorit-Prasinit. Je grösser die Mannigfaltigkeit der Gesteinsheteromorphie wird, umsomehr ist daraus bei genauer Untersuchung eine Auskunft über die Entstehungsgeschichte des betreffenden Gesteins erhältlich.

Die chemische Zusammensetzung der gewöhnlichen grünen Hornblende, die auf analoge Weise wie früher<sup>8)</sup> aus der Gesteinsanalyse berechnet ist, liefert folgende Werte:

(Siehe Tabelle S. 108.)

Sowohl chemisch wie auch optisch gleicht diese Hornblende derjenigen, die sich im porphyroblastischen gewöhnlichen Amphibolit findet.

<sup>8)</sup> Auf Basis umgerechnet, hat die chemische Zusammensetzung des betreffenden Granats folgende Werte: 36,76 Cal + 28,10 Fa + 16,88 Fo + 0,75 Fs + 24,63 Q - 7,12 Cs;  $\Sigma$  100.

	Gew.- Verhält- nisse	Gew.-% ohne H <sub>2</sub> O	Gew.-% mit 2,23% H <sub>2</sub> O					
SiO <sub>2</sub>	15,60	49,51	48,50	Si	13,75	} 2,25	} 16,00	IV
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,35	13,81	13,55	Al	4,54			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,15	3,65	3,57	Fe <sup>'''</sup>	0,76	} 8,99	VI	
MgO	3,53	11,14	10,81	Mg	4,65			
FeO	1,75	5,55	5,42	Fe <sup>''</sup>	1,29	} 5,78	VIII	
Na <sub>2</sub> O	1,08	3,41	3,34	Na	1,84			
CaO	3,66	11,60	11,39	Ca	3,46	} 30,77		
K <sub>2</sub> O	0,42	1,33	1,30	K	0,48			
H <sub>2</sub> O			2,22					
	31,54	100,00	100,00					

## V. Diskussion

### 1. DIE GENETISCHEN BEZIEHUNGEN ZWISCHEN GEWÖHNLICHEN AMPHIBOLITEN, GRANATAMPHIBOLITEN UND EKLOGITEN

Der Eklogit, der normalerweise einen gabbroiden Chemismus hat, weist Omphacit und Granat als Hauptminerale auf. Charakteristisch ist das durch den Mineralbestand bedingte hohe spezifische Gewicht. Unterhalb oder im untern Teil der Salsima-Schicht der Erdkruste, wo hoher Druck vorherrscht, ist eine Eklogitmasse oder eine Lage, die ähnliche Dichte wie Eklogit besitzt, vermutet worden.

Das Vorhandensein einer Eklogitschicht in der Erdtiefe ist denkbar, wenn man die Wirkung des mit der Erdtiefe zunehmenden Druckes auf das Magma berücksichtigt. Was aber häufig diskutiert wird und bisher noch umstritten bleibt, ist die Entstehungsgeschichte der oberflächlich zugänglichen Eklogite und die genetische Beziehung zwischen Eklogit und den mit ihm sehr oft zusammen auftretenden basischen und ultrabasischen Gesteinen. Einige Autoren (4, 8, 35 u. a.) fassen den Eklogit als durch Metamorphose aus ursprünglichen Eruptivgesteinen oder aus Gesteinen von ähnlichem Chemismus entstanden auf, während andere (16, S. 70 u. a.) die Ansicht vertreten, dass es sich um primäre Kristallisation unter besonders hohem Druck handelt. Die zugänglichen Eklogitlinsen und -gänge sind zumeist mit granatführenden basischen und ultrabasischen metamorphen Gesteinen verknüpft. Zudem zeigt der Eklogit nicht selten Amphibolitierungen. Als Umwandlungsprodukte findet man schwach veränderte oder stark umgewandelte Eklogite bis typische Granatamphibolite, wie auch alle ihre Übergangsglieder. Daher entstand die Meinung, dass manche Granatamphibolite nichts anderes als hornblendisierte Eklogite darstellen. So hat z. B. HEZNER

(26, S. 505—506) die Amphibolitisierung des Eklogits in folgender Weise beschrieben:

„Typus I. Die Amphibolitisierung der Omphacite bleibt an feine Verfaserung geknüpft. Die Hornblendezone um den Granat wird kompakt, geschlossen, im allgemeinen nicht radial. Endglied: ein porphyrtiger Granatamphibolit mit dichter, nephritisch erscheinender Grundmasse. Theoretisches Endglied (nur fleckweise erreicht): porphyrtiger Amphibolit mit nephritischer Grundmasse und Einsprenglingen aus rundlichen Hornblendeaggregaten.

Typus II. Die Ausfaserung der Omphacite vergrößert sich mit der Entfernung vom Pyroxenkern und geht in körnige oder leistung grüne Hornblende über. Der Hornblendekranz um den Granat zeigt strahlige Tendenz. Endglieder: körniger Granatamphibolit. Theoretisches Endglied: körniger Amphibolit.

Zwischen beiden Typen existieren Übergangsformen.“

Typus I stimmt mit den Eklogiten, die von P. ESKOLA untersucht wurden, wie auch mit dem hier beschriebenen eklogitischen Amphibolit überein. Über Typus II hat der zuletzt erwähnte Forscher schon Folgendes geäußert (16, S. 76—77):

„As to type II, I have not observed, in the Norwegian eclogites, that common granular amphibolites have indeed developed in that way, although it is not impossible. Granular amphibolite is of common occurrence in association with the eclogites, but it seems to me more probable that it then crystallized primarily in the amphibolite facies, as we assume that partly was the case with the Romsdalshorn rock.“

Der Verfasser hat den Granatamphibolit von Gordola als möglicherweise primär bzw. autometamorph angesehen. Den Beobachtungen nach unterscheidet sich dieser Granatamphibolit strukturell grundsätzlich vom eklogitischen Amphibolit. Während der erstere meistens durch Kristallisationsschieferung ausgezeichnet ist, weist der letztere eine ausgesprochene diablatische Struktur auf. Das ist leicht verständlich, wenn man die genetische Bedeutung der in Frage kommenden Gesteinsstrukturen in Betracht zieht. Beim Granatamphibolit von Gordola sind vielleicht die Hornblenden direkt unter hohem Druck aus der Schmelze ausgeschieden; der hohe Druck hat die Kristallisationsschieferung dieses Amphibolits erzeugt. Im Gegensatz dazu ging die Amphibolitisierung des Eklogits aus dem Festzustand (Reaktion zwischen Granat und Omphacit und aus Omphacit selbst) vor sich. Daraus resultieren vermutlich zweierlei Strukturen, nämlich die poikiloblastische und die diablatische. Es ist kein Zufall, dass der eklogitische Amphibolit tatsächlich diese Strukturen zeigt.

Der Verfasser hat zwei Diagramme konstruiert (c/fm gegen mg), um diese Fragen chemisch zu prüfen. Im Diagramm 5 (S. 62) sind



die c/fm- und mg-Werte der Eklogite, Granatamphibolite und gewöhnlichen Amphibolite eingetragen in der Absicht, zu untersuchen, ob ein chemischer Unterschied bemerkbar sei. Dass das Diagramm eine vollständige Mischung der Projektionspunkte der in Frage kom-

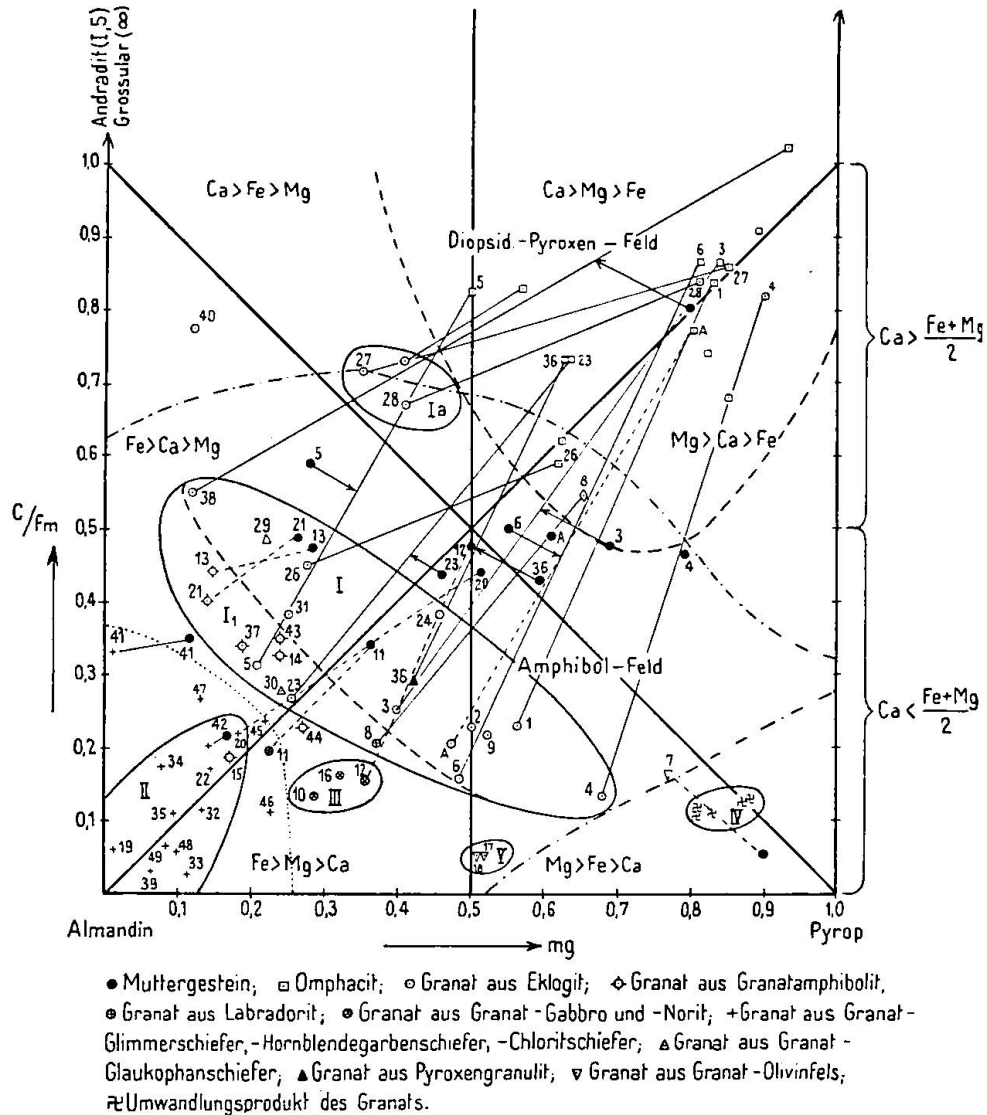


Diagramm 11

menden Gesteine zeigt, bedeutet eine absolute Verneinung dieser Frage. Darauf wurde schon bei der Besprechung der gewöhnlichen Amphibolite aufmerksam gemacht.

Im Diagramm 11 sind die c/fm- gegen die mg-Werte des Granats und des mit ihm zusammen auftretenden Pyroxens (hauptsächlich Omphacit) aus Eklogiten, Granatamphiboliten, Granatgabbros, Granatglimmerschiefern, Granatolivinfelsen, sowie aus einigen anderen

Gesteinen eingezeichnet. Ist die dazu gehörige Gesteinsanalyse vorhanden, so wurde ihr c/fm- und mg-Wert auch eingetragen.

Aus den Zusammenstellungen ersieht man Folgendes:

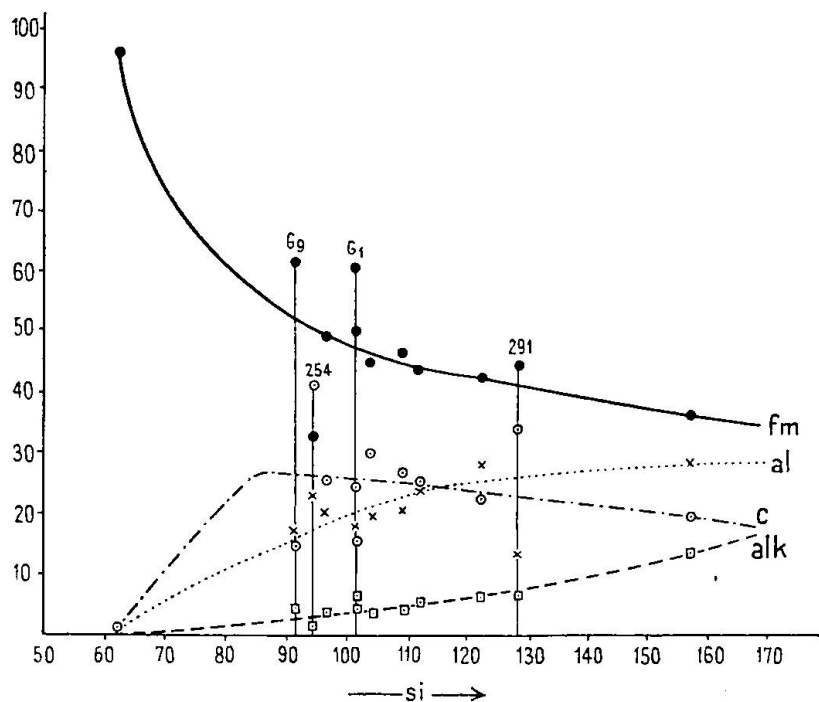
1. Der Granat des Granatolivinfelses ist fast reiner Pyrop oder sehr pyropreich. Die chemische Zusammensetzung des in Eklogiten vorkommenden Granats weist im Gegensatz dazu eine grosse Variationsbreite (I, Ia) auf; während in einigen Fällen der Granat pyropreich sein kann, spielt das Pyropmolekül bei anderen nur eine untergeordnete Rolle. Der Omphacit, der mit dem Granat zusammen auftritt, zeigt die gleiche Veränderung in bezug auf die c/fm- und mg-Werte wie der Granat. Daraus lässt sich schliessen, dass diese Variation wesentlich durch den ursprünglichen Chemismus des Gesteins bedingt ist.

2. Der Granat der Granatamphibolite weist eine enge Beziehung zu demjenigen des Eklogits auf. Er beschränkt sich jedoch im grossen und ganzen auf ein eigenes Feld (I<sub>1</sub>), welches durch den relativen Reichtum an Almandin im Vergleich mit demjenigen des in Eklogit auftretenden Granats ausgezeichnet ist. In ähnlicher Beziehung verhält sich der Granat des Granatgabbros. Daraus ersieht man die enge Verwandtschaft zwischen Granatamphibolit und Granatgabbro. Berücksichtigt man aber den chemischen Unterschied zwischen den Granaten, die im Eklogit, und denen, die im gewöhnlichen Granatamphibolit auftreten, so lässt sich kaum denken, dass dieser aus jenem entstanden ist. Liegt ein vollständig amphibolitisierte Eklogit vor, so wird eine genaue Bestimmung des Reliktgranates Auskunft über seinen Ursprung geben.

3. Der Granat, der sich in Glimmerschiefern vorfindet, ist fast reiner Almandin oder durch sehr hohen Gehalt an Fe-Al-Granat ausgezeichnet. Sein Feld ist von den Feldern der übrigen Granate ziemlich scharf getrennt.

4. Nehmen wir an, dass Eklogit, Granatamphibolit und gewöhnlicher Amphibolit zueinander mehr oder weniger isochemisch sein können, so kommt nur die physikalische Bedingung in Frage, die die verschiedenen Formen erzeugt. Da der Granat ein hohes spezifisches Gewicht besitzt, ist Druck für seine Bildung notwendig. Dass unter hohem Druck einmal Omphacit auftritt und ein andermal Hornblende sich bildet, ist wahrscheinlich auf den primären Unterschied in leichtflüchtigen Bestandteilen des Magmas zurückzuführen. Der Reichtum an leichtflüchtigen Bestandteilen beim Granatamphibolit hat nicht nur zur Hornblendebildung geführt, sondern auch eine An-

reicherung an Almandinmolekül im Granat verursacht. Hier muss bemerkt werden, dass die Regel, dass unter Wirkung von leichtflüchtigen Bestandteilen Al statt KZ IV, KZ VI einnimmt, für den Eklogit nicht gilt. Der Ersatz von Si durch Al im Omphacit ist ganz untergeordnet. Zudem tritt Al im Granat nur in KZ VI auf. Der Eklogit ist jedoch ärmer an leichtflüchtigen Bestandteilen im Vergleich mit dem Granatamphibolit.



Diagr. 12

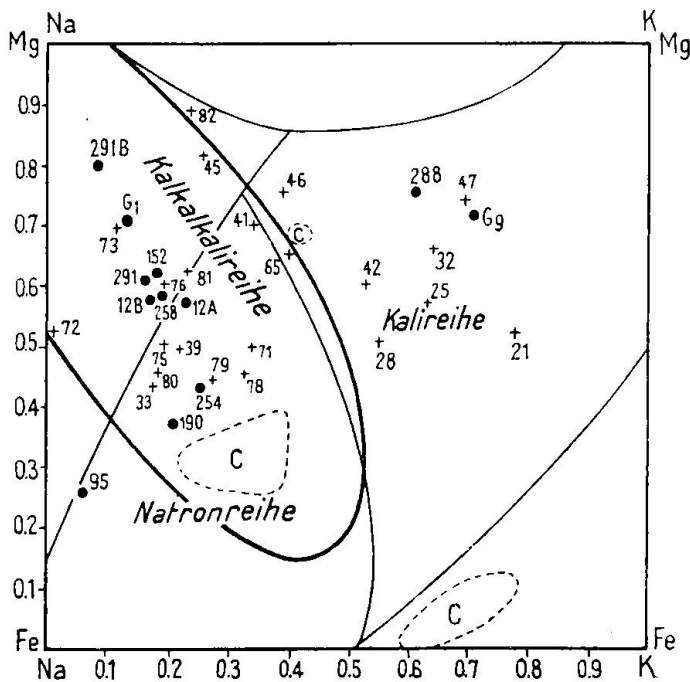
## 2. DIE GENETISCHE BEZIEHUNG ZWISCHEN BASISCHEN UND ULTRABASISCHEN GESTEINEN

Wie aus den vorausgegangenen Untersuchungen hervorgeht, sind die hier beschriebenen basischen Gesteine grösstenteils von eruptivem Ursprung. Deshalb ergibt ihre Zusammenstellung im grossen und ganzen auch ein normales Differentiationsdiagramm (s. Diagr. 12).

Wohl darf man nicht auf Grund des Chemismus allein einen Amphibolit als Orthogestein bezeichnen. Aber wenn die Projektionspunkte sämtlicher Analysen der ganzen Reihe ins Eruptivfeld des Konzentrations-Tetraeders fallen und wenn sie ausserdem ein einfaches Differentiationsdiagramm ergeben, können wir mit ziemlicher Sicherheit sagen, dass eine Reihe von Orthogesteinen vorliegt.

Nach dem Verlauf der Kurven hat man es im grossen und ganzen mit einer pazifischen Differentiation zu tun. Dies ist noch deutlicher aus dem k-mg-Diagramm zu erkennen (s. Diagr. 13).

Mit Ausnahme von 288, G9 und 95 fallen alle Projektionspunkte in das normale Feld der Kalkalkalireihe. Dass 288, G9 und 95 Abweichungen aufweisen, beruht auf folgendem: 288 ist ein Peridotit mit nur 0,5 alk; für so geringes alk hat der k-Wert keinerlei Bedeutung mehr. G9 stellt einen anthophyllitführenden Amphibolit dar und 95 einen Natronpegmatit. Während der Chemismus des ersteren durch K- und Mg-Zufuhr verändert wurde, ist aus dem letzteren

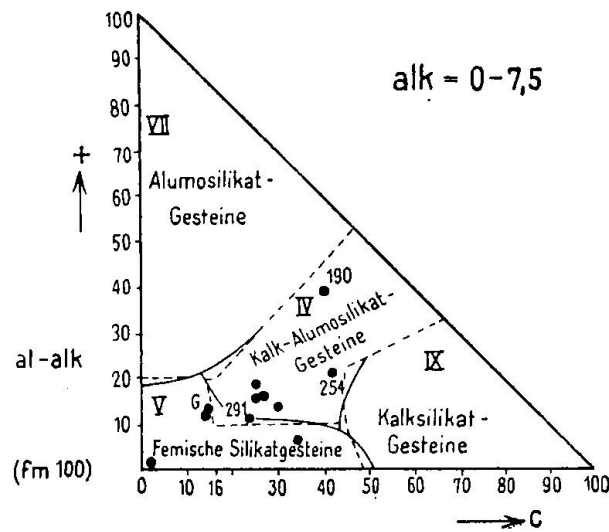


Diagr. 13

das Kalium infolge der Biotitbildung am Kontakte weggeführt worden. Diese Erklärung gilt auch für die Abweichung von G1 und G9 im Differentiationsdiagramm. Dieses zeigt ausserdem, dass 254 und 291 sich nicht den gemeinsamen Kurven einreihen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass in 254 Kalkaufnahme stattfand, während 291 eine chemische Analyse des Symplektits darstellt. Im Diagramm 13 wurde zum Vergleich das Feld der Projektionspunkte des Coccodiorites eingezeichnet (c). Dabei sind auch andere Gesteine (+) vergleichsweise herangezogen worden.

Nach der chemischen Klassifikation der metamorphen Gesteine von Prof. NIGGLI (58) gehören die hier untersuchten basischen Gesteine grösstenteils zu den Kalkalumosilikatgesteinen und teilweise

zu den femischen Silikatgesteinen. Darüber gibt folgendes Diagramm Auskunft:



Diagr. 14

## VI. Der Chemismus der Hornblendegruppe

Über 50 Hornblende-Analysen sind nach dem Basis-Schema umgerechnet und in einem Dreieck graphisch dargestellt worden (s. Diagr. 17, Tafel). Was unter Q, M und L zusammengefasst wird, ist auf dem Diagramm angegeben. Die Muttergesteine einiger Hornblenden wurden in analoger Weise aufgetragen und mit der dazu gehörigen Hornblende durch volle oder gestrichelte Linien verbunden. Voll ausgezogene Linien bedeuten, dass die Hornblende direkt aus dem analysierten Gestein entnommen wurde, während die unterbrochenen Linien anzeigen, dass Hornblende- und Gesteinsanalyse nicht vom gleichen Handstück stammen. Die von mir berechneten chemischen Zusammensetzungen einiger Hornblenden sind mit ihren Gesteinen gleichfalls durch unterbrochene Linien verbunden worden.

Aus dieser Darstellung ist Folgendes als ganz besonders wichtig hervorzuheben:

1. Die Variation des Chemismus der Hornblende ist ausserordentlich gross. Während der Strahlstein (St) sehr wenig L enthält (d. h. tonerdearm ist), kann L beim Glaukophan (Gl) und bei der Meso-Hornblende bis zur Hälfte der chemischen Bestandteile einnehmen. Die chemische Zusammensetzung der Meso-Hornblende gleicht fast derjenigen des Basalt-Magmas der atlantischen Provinz (63, S. 346). Mit einigen Ausnahmen zeigen die Verbindungsgeraden zwischen den Hornblenden und ihren Muttergesteinen im grossen

und ganzen parallelen Verlauf. Daraus erkennt man ohne weiteres, dass der Chemismus der Hornblende von dem des Muttergesteins abhängig ist.

2. Noch wichtiger ist es, die Gruppierungen der Hornblenden nach diesem Schema zu verfolgen, obschon die einzelnen Felder sich teilweise überlagern. Es sind insgesamt 5 Gruppen ausgeschieden, nämlich: 1. die Strahlsteingruppe (St), 2. die Epi-Hornblendegruppe (II), 3. die Glaukophangruppe (Gl), 4. die Meso-Hornblendegruppe (I), 5. die Kata-Hornblendegruppe (III). Betrachten wir das Strahlsteinfeld mit demjenigen der Epi-Hornblende zusammen, so fällt eine für sämtliche Hornblenden gültige Erscheinung auf, nämlich dass die Epi-Hornblenden einschliesslich des Glaukophans höheren Q-Gehalt aufweisen als diejenigen der Katazone, während die Meso-Hornblenden in dieser Beziehung eine Zwischenstellung einnehmen. Abgesehen vom Glaukophan nimmt der L-Gehalt der Meso- und Kata-Hornblende gleichzeitig zu. Dadurch scheint es, als ob sich Si mit Al antipathisch verhalte. Während man diese Erscheinung leicht mit dem Ersatz von Si durch Al deutet, kann nur eine Berücksichtigung der hauptsächlich durch die leichtflüchtigen Bestandteile verursachten Umwandlung von  $Al^{IV}$  in  $Al^{VI}$  diese Erscheinung grundsätzlich verständlich machen. Die Epizone ist infolge der vorherrschenden tiefern Temperaturen reicher an leichtflüchtigen Bestandteilen (hauptsächlich  $H_2O$ ) als die andern zwei Zonen. Für die hier gebildeten Hornblenden ist der Ersatz von Si durch Al naturgemäss niedriger; es entsteht so ein Reichtum an Si in Epi-Hornblenden. Im Gegensatz dazu besitzt die Katazone weniger leichtflüchtige Bestandteile, aber höhere Temperatur. Diese beiden Faktoren begünstigen also  $Al^{IV}$ , und darum erreicht der Ersatz von Si durch Al in dieser Zone seinen höchsten Grad. Dass die in der Mesozone auftretende Hornblende eine Zwischenstellung einnimmt, ist demgemäss folgerichtig. Der grosse Al-Gehalt des Glaukophans beruht vielleicht darauf, da hier die Eratzmöglichkeit  $Mg + Ca$  durch  $Al + Na$  (K) eine Rolle spielt.

3. Alle vom Verfasser berechneten Hornblenden mit Ausnahme von 291A fallen ins Feld der Meso-Hornblende. Dieses Ergebnis ist ein weiterer Hinweis auf die Zweckmässigkeit dieser Berechnungen. Die Hornblende von 291A stammt aus dem Symplektit und fällt mit der Epi-Hornblende zusammen. Wie schon früher angedeutet wurde, ist sie vielleicht durch Epimetamorphose entstanden.

Für die Ermittlung des Mineralbestandes hornblendereicher Gesteine, besonders gewöhnlicher Amphibolite, wurde innerhalb des

grossen Dreiecks Q - L - M ein kleineres Dreieck Q-Fel-Ho gezeichnet; die Ecke Ho ist der Punkt, welcher ungefähr die mittlere chemische Zusammensetzung der Meso-Hornblende darstellt. Die Höhen gegen die Eckpunkte Ho-Fel sind in 100 eingeteilt. Da im gewöhnlichen Amphibolit Hornblende, Plagioklas und Quarz meistens als Hauptgemengteile auftreten, kann man mit Hilfe dieses Dreiecks aus der zugehörigen Gesteinsanalyse die Menge dieser Hauptgemengteile graphisch ermitteln. Man braucht nur die Gesteinsanalyse in die Basis umzurechnen und die daraus berechneten Werte im grossen Dreieck aufzutragen. Wir wollen den gewöhnlichen Amphibolit (N 152) als Beispiel erläutern:

Die mit diesem Hilfsdreieck abgelesenen Werte der Mineralien sind:

Hornblende	62
Plagioklas	30
Quarz	8.

Der wirkliche Modus ergab:	Vol. %
Hornblende	65
Plagioklas	24,3
Quarz	8
Rutil	1,5
Ilmenit	0,5
Biotit	0,6
Apatit	0,1

Man ersieht aus dieser Gegenüberstellung die Übereinstimmung zwischen den beiden Berechnungsarten. Zeigt sich eine grössere Diskrepanz, so kann man die Ho-Ecke nach links oder nach rechts verschieben, bis die Diskrepanz verschwindet, und man kann dadurch weitere Auskunft über die chemische Zusammensetzung der in Frage kommenden Hornblende erhalten. Im angegebenen Beispiel ist der abgelesene Plagioklasgehalt höher als der modal tatsächlich vorhandene, weil der Projektionspunkt der hier auftretenden Hornblende rechts von der Ho-Ecke liegt. Zu diesem Zweck hat der Verfasser die Daten der Berechnungen, die als Grundlage für diese Darstellung dienen, anhangsweise angegeben (Tab. 1). In Tabelle 2 sind die Molekularwerte dieser und anderer Hornblendensammungen zusammengestellt.

## Die Pegmatite und die sauren Injektionen

Ein Phänomen von nicht geringer Schönheit bieten auch die Pegmatite und die Injektionen in der Wurzelzone zwischen Locarno im Westen und Bellinzona im Osten. Gänge von einem Meter bis zu mehreren Metern Mächtigkeit erstrecken sich vorwiegend konkordant, stellenweise auch quer zum Nebengestein. Apophysen von mehreren cm Dicke bis zu haarfeinen Äderchen dringen örtlich schwärmend in das Nebengestein ein, sodass ein bänderiger oder lagenartiger (Bändergneis, Lagengneis) und oft auch gestreifter Gesteinstypus zustande kommt. Hier und da wurde das Nebengestein so intensiv von Injektionen durchdrungen, dass seine ursprünglichen Eigenschaften vollständig verwischt wurden, oder dass es nur noch in schlierigen Partien erhalten blieb (Mischgesteine). Nicht selten findet man auch augenartige Varietäten, die sich ohne weiteres als injizierte Augengneise bezeichnen lassen.

Im allgemeinen verlaufen die Äderchen parallel der Schieferung des Nebengesteins. Wenn diese Fältelungen aufweist, sind auch die Äderchen scheinbar mit gefaltet. Sichere, nur ptygmatische Äderchen und Einschmelzungserscheinungen sind jedoch gefunden worden. Die letztere Erscheinung tritt recht gern bei injizierten Amphiboliten auf, wenn sie auch durchaus nicht auf sie beschränkt ist. Gegen die injizierenden Adern und Äderchen hin wird das Korn der Hornblenden gröber und gröber, bis sich schliesslich ein ziemlich dunkles grobkörniges Band bildet, das die intrudierenden Adern beidseitig begrenzt. Solche Umkristallisationsphänomene sind in dieser Gegend weit verbreitet und sehr charakteristisch. In der injizierenden Ader können sich dann und wann einige grosse Hornblendekristalle befinden, die oft zusammengeballt oder schlierig schwimmend auftreten. Da, wo das grobkörnige Hornblendeband fehlt, wird der Kontakt gewöhnlich durch eine Biotithaut gebildet.

Die Pegmatite und Injektionserscheinungen im Tessin sind schon seit langem gut bekannt und sind neuerdings an verschiedenen Stellen von H. PREISWERK (67), E. KUENDIG (41), H. P. CORNELIUS (12), F. DE QUERVAIN (68) und A. E. MITTELHOLZER (52) geologisch, mineralogisch und petrographisch recht eingehend, chemisch (29) jedoch seltener, untersucht worden. Geologisch unterscheiden CORNELIUS und KUENDIG alte und junge Pegmatite. Die alten sind präalpin, wahrscheinlich herzynisch oder noch älter. Sie wurden durch die alpinen Bewegungen beansprucht und sind durch gequetschte Strukturen sowie geschieferte Texturen ausgezeichnet. Hingegen sind die



jungen Gänge meist von der alpinen Faltung unberührt und daher sicher von post- oder wenigstens spätalpinem Alter. DE QUERVAIN (68, S. 11—12) weist noch auf einige mineralogische Merkmale für beide Typen hin; so führen zum Beispiel die jungen Pegmatite an vielen Stellen Beryll, Dumortierit, Chrysoberyll, Orthit, Titanit, Uranpechblende, Molybdänglanz und verschiedene weitere Sulfide sowie grösseren Apatitgehalt, Mineralien, die den alten Gängen meistens fehlen.

In seiner schönen Arbeit über die Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone fasst MITTELHOLZER die Pegmatite und Injektionen dieser Gegend vorwiegend als jung auf, eine Auffassung, die schon 1916 von R. STAUB (70) postuliert wurde. Nachdem der zuletzt erwähnte Autor feststellen konnte, dass die Pegmatite sowie die Injektionen in den Tonaliten der oberen Val Morobbia, die nichts anderes als Ausläufer des Disgraziamassivs darstellen können, mit denjenigen von Bellinzona oder vom südlichen Tessin im Zusammenhang stehen, schreibt er (70, S. 16):

„Der granitische Herd, mit dem die gewaltige Injektion im südlichen Tessin zusammenhängt, steht also in unmittelbarer Verbindung mit Gesteinen, die den Tonalit durchschwärmen und jünger sind als dieser. Die Injektion im südlichen Tessin ist daher etwas jünger als der Tonalit.“

Sehr wahrscheinlich sind die Pegmatite und die Injektionen in dieser Gegend grösstenteils jung. Dafür spricht auch die allgemeine, nach Westen hin abnehmende Kontaktmetamorphose durch die Pegmatite. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass ein Teil der Injektionsgesteine, z. B. die Mischgesteine und die augenartigen Gneise im Westen, doch zu altinjizierten Gesteinen gehören. Hier wird dies deswegen besonders betont, weil dies auch einer der wichtigen Punkte ist, die über das Alter der in dieser Gegend vorkommenden Amphibolite Aufschluss geben könnten; denn ist das voralpine Alter einer im Amphibolit auftretenden Injektion beweisbar, so muss auch der in Frage kommende Amphibolit zum alten Gesteinsverband gehören. Allerdings ist dies eine ausserordentlich schwer zu lösende Aufgabe. Chemismus und Mineralbestand allein werden hier keine Aufklärung bringen. Kataklastische Strukturen wurden sowohl an jungen wie auch an alten Injektionen gefunden, da ein so grobkörniges Gestein selbstverständlich sehr leicht deformierbar ist. Auf jeden Fall kann nur ein gründliches Detailstudium dieses Gebietes, verbunden mit Vergleichsaufnahmen in anderen tektonischen Einheiten, deren Alter nicht mehr zweifelhaft ist, diese sehr interessante und für die Tessiner Wurzelzone wichtige Frage abklären helfen. Da die Problem-

stellung der vorliegenden Arbeit von vornherein enger gefasst worden ist, muss der Verfasser darauf verzichten, näher darauf einzugehen. Doch bleiben noch viele petrographische Fragen offen, die einer näheren Untersuchung bedürfen. Betrachtet man zum Beispiel die ziemlich starke Veränderung im Mineralbestand der Pegmatite, so erscheint eine der wichtigsten und interessantesten Fragen die Feststellung des Chemismus der verschiedenen Typen. Eine solche Untersuchung wird nicht nur die primäre chemische Variation der Pegmatite feststellen, sondern auch die endomorphen Veränderungen, die die verschiedenen Pegmatite und Injektionen während oder nach ihrer Intrusion erfahren haben.

Weil MITTELHOLZER (52) sowohl die Mineralbestände wie auch die Kontakterscheinungen der in dieser Gegend vorkommenden Pegmatite und Injektionen ausführlich beschrieben hat, wird hier, um Wiederholungen zu vermeiden, nicht jedes Vorkommen angegeben; es sei in diesem Zusammenhang auf seine Arbeit hingewiesen. Um jedoch die kontinuierlichen chemischen Veränderungen der Pegmatite und Injektionen möglichst genau zu verfolgen, muss eine ganze Serie ins Auge gefasst werden. Zu diesem Zwecke seien folgende vier Typen näher beschrieben:

1. Einheitlicher, mächtiger Pegmatitgang im Biotitgneis.
2. Dünne Aplitbänder im Amphibolit.
3. Relativ saure Aplitbänder im Amphibolit.
4. Quarz-Bytownitlinse im Amphibolit.

### **I. Einheitlicher, mächtiger Pegmatitgang**

Ungefähr 20 m WSW von Gordemo tritt am Rebberg ein 1 bis 1½ m mächtiger Pegmatitgang auf, der in Biotitgneis und stellenweise auch in Marmor eindringt. Er ist schon von KUENDIG (41) auf seiner Skizze eingezeichnet und erwähnt worden. Nördlich und besonders südlich davon befinden sich im Biotitgneis noch zahlreiche solche dünne Bänder. Sie sind gewöhnlich schneeweiss, grobkörnig; makroskopisch unterscheidet man leicht die drei Hauptkomponenten Feldspat, Quarz und Muskowit. Schwach geschieferte Textur lässt sich bei näherer Beobachtung gut erkennen. Unter dem Mikroskop weist das Gestein folgenden Mineralbestand auf:

- H. G. Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas,
- N. G. Muskowit,
- U. G. Magnetit.

Über das Auftreten der einzelnen Mineralien sei Folgendes bemerkt:

Quarz, der in einzelnen Linsen auf Lagen angeordnet ist, weist ausgesprochene Kataklyse, undulöse Auslöschung und gegeneinander verzahnte Grenzen auf. Die durch die undulöse Auslöschung erzeugten Streifen verlaufen fast durchwegs parallel der Längsrichtung der Quarzlinsen. Senkrecht dazu häufen sich längs gewisser Zonen submikroskopische Einschlüsse, die unter dem Mikroskop nicht mehr auflösbar sind. Die eigenartigen Formen einiger Linsen sowie der sich darin befindlichen Körner deuten darauf hin, dass es sich um zertrümmerte, ursprünglich einheitliche, grosse Quarzkörner handelt.

Nach Korngrösse und Gestalt sind zweierlei Kalifeldspäte zu unterscheiden, nämlich Einsprenglinge und kleinere Körner des Grundgewebes. Jene unterscheiden sich von diesen durch das Fehlen der Gitterstruktur und durch ihre eigengestaltige Form; nur am Rande vereinzelter Körner ist solche Gitterstruktur noch wahrzunehmen, die dann sehr verschwommen erscheint. Sehr oft zeigen die grossen Kristalle perthitische Entmischung und gelegentlich auch Einschlüsse von Quarz. Hie und da werden sie von kleinen Körnchen umgeben, die anscheinend durch einen Zertrümmerungsvorgang zustande kamen. Dem Aussehen nach sind sie dem Orthoklas sehr ähnlich. Da sie aber ziemlich grossen optischen Achsenwinkel ( $2V > 70^\circ$ ) sowie schiefe Auslöschung auf (001) (eine Messung auf einem nach (001) aufgespalteten Blättchen ergab gerade  $16^\circ$ ) aufweisen, so ist es ganz sicher, dass es sich um Mikroklin handelt.

Die kleineren Körnchen, die durch ihre verschwommene Gitterstruktur ausgezeichnet und daher sehr leicht als Mikroklin zu erkennen sind, beschränken sich auf die Grundmasse. Sehr charakteristisch ist ihre rundliche Gestalt; sie umgeben oft einen relativ grossen Kristall und bilden dort einen schönen Mörtelkranz.

Durch die starke Beanspruchung des Gesteins zeigen die grossen wie die kleineren Körner undulöse Auslöschung, sodass das Grundgewebe sich als eine Struktur von kataklastischem Aussehen erweist.

Plagioklas tritt gegenüber den Kalifeldspäten an Menge zurück und ist meist nur schwach oder undeutlich verzwillingt. Führt er gelegentlich Mikroklin als Einschluss, so ist dieser mehr oder weniger nach der Spaltbarkeit des Plagioklases eingeordnet. Gegen Quarz weist er deutlichere Eigengestalt auf als gegen Kalifeldspat. Wie bei Kalifeldspat sind undulöse Auslöschung sowie zertrümmerte Ränder vielfach beobachtet worden. Nach den Messungen auf dem Drehtisch schwankt der Anorthitgehalt um 21 % herum (22 % ;

20 %; 21 %; 21 %); der Plagioklas gehört daher zum typischen Oligoklas.

Als Nebengemengteil tritt nur Muskowit auf. Er ist durch seine Farblosigkeit, seine ausgesprochene Spaltbarkeit nach (001) sowie durch die ziemlich hohe Doppelbrechung sofort erkennbar. Gewöhnlich zeigt er blätterige Gestalt, doch können die Blättchen zuweilen auch gebogen erscheinen. In letzterem Fall pressen sich die Blätter zuerst meist zusammen und umschwingen dann die Quarz- und Feldspatlinsen. Sekundärer Sericit als Umwandlungsprodukt aus Kalifeldspat ist vorhanden, indessen sehr selten.

Bemerkenswert ist, dass die sonst in Pegmatiten sehr verbreiteten mikropegmatitischen Strukturen hier ziemlich selten sind. Nur einige wenige kleine Körnchen zeigen die typische Quarz- und Feldspatverwachsung. Der durch Eindringen von Plagioklas in Kalifeldspat erzeugte Myrmekit ist gelegentlich beobachtet worden. Unter dem Mikroskop zeigt der Pegmatit im grossen ganzen eine deutlich schiefrige Textur.

## II. Dünne Aplitbänder im Amphibolit

### A. Vorkommen

Nördlich der Brücke über den Verzasca-Fluss bei Tenero ziehen einige Amphibolitgänge durch die injizierten Biotitgneise der Zone von Locarno. Sie sind an der linken Seite des Flusses besonders gut aufgeschlossen und darum schon von der Brücke aus gut sichtbar. Dass das injizierende Material nicht nur in die relativ hellen Gneise, sondern auch in die Amphibolite eindringt, ist vielleicht ein Anzeichen dafür, dass die Injektion jung ist. Folgendes Profil zeigt diesen Zusammenhang (S. 122).

Der Biotitgneis weist vorwiegend augenartige Injektion auf, während im Amphibolit die Injektion hauptsächlich in Form von Äderchen auftritt. Die Dicke der meisten Bänder schwankt zwischen 0 und 5 cm. Den Kontakt bildet gewöhnlich eine dünne Haut aus Biotit, zuweilen auch aus dunklen, grobkörnigen Hornblenden. Es handelt sich somit um eine durch Injektion erzeugte Erscheinung, die schon oben erwähnt wurde.

### B. Mineralbestand

Die Aplite sind rein weiss, massig und von mittlerer Korngrösse. Makroskopisch lassen sich Quarz, Feldspäte und der seltener vorkommende dunkle Biotit gut erkennen.

Unter dem Mikroskop zeigen sie granoblastische Struktur. Nur durch den gestreckten Quarz ist eine sehr schwach geschieferte Textur wahrnehmbar. Der mit dem Integrationstisch ermittelte quantitative Mineralbestand ist auf der Tabelle (S. 124) angegeben.

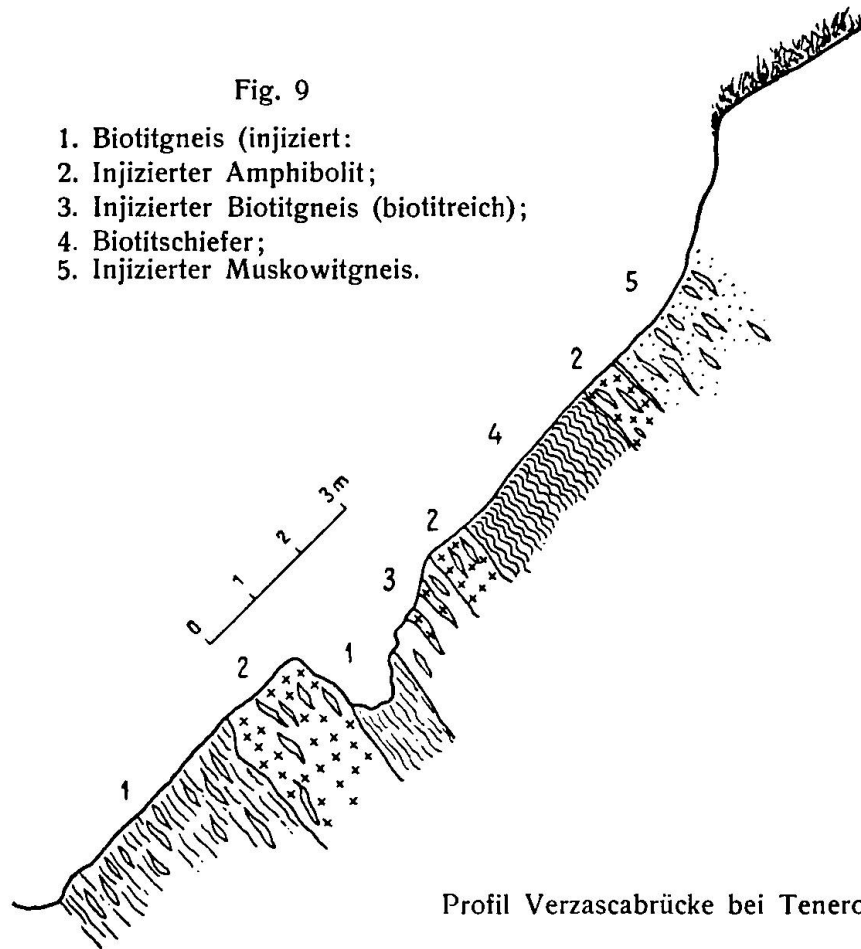
H. G. Plagioklas (An 23 %), Quarz,

N. G. Biotit,

U. G. Pyrit, Hämatit, Eisenmanganphosphate, Zirkon  $\pm$  sekundärer Sericit und Epidot.

Fig. 9

1. Biotitgneis (injiziert:
2. Injizierter Amphibolit;
3. Injizierter Biotitgneis (biotitreich);
4. Biotitschiefer;
5. Injizierter Muskowitgneis.



Profil Verzascabrücke bei Tenero

Der Plagioklas, der etwa  $\frac{3}{4}$  oder etwas mehr des Mineralbestandes ausmacht, zeigt am ehesten Tendenz zur Eigengestalt und weist deutliche Zwillingsbildung, vorwiegend nach dem Albitgesetz, auf. Die Lamellen sind gelegentlich gebogen oder zerbrochen; zugleich löscht der Plagioklas undulös aus. Als Einschlüsse treten Quarz, Biotit und selten Pyrit auf. Nach einigen Messungen auf dem Drehtisch schwankt der Anorthitgehalt von 21 bis 25 % (21 %; 23 %; 22 %; 23 %; 25 %).

Ungefähr 20 % Quarz ist vorhanden. Kataklastische Erscheinungen sowie undulöse Auslöschungen sind bei ihm häufig. Hier und da zeigt er längs der Risse ziemlich schöne, einem Fischgrat ähnliche Struktur; ob es sich um eine Pressungs- oder Reibungserscheinung handelt, ist nicht ganz klar. Als Einschlüsse treten einige submikroskopische Tröpfchen auf, die niedrigeren Brechungsindex als Quarz aufweisen.

Biotit, Pyrit und Eisen-Manganphosphat machen zusammen kaum 3 % des Gesteins aus. Von diesen dreien überwiegt der Biotit weitaus. Frisch zeigt er noch starken Pleochroismus ( $n_x$  oder  $\parallel [001]$  = hellgelb;  $n_y, n_z$  oder  $\perp [001]$  = tiefbraun). Doch ist er in der Regel in Chlorit umgewandelt, der auch deutlichen Pleochroismus (grünlich und hell) und anormale blaue Interferenzfarbe aufweist; demnach scheint es sich um einen Pennin zu handeln. Gelegentlich kommen mit Chlorit einige Körner von Epidot vor.

Bemerkenswert ist das Auftreten des Eisen-Manganphosphates. Es ist im Dünnschliff farblos, hoch lichtbrechend und durch mittelhohe Doppelbrechung sowie durch fast einachsigen Charakter (+) ausgezeichnet. Er tritt sehr gern mit Pyrit oder Hämatit zusammen auf, hier und da die beiden letzten umschliessend. Jedoch sind auch vereinzelt Körner beobachtet worden. Abgesehen von dem zu kleinen optischen Achsenwinkel stimmen die Eigenschaften und das Auftreten mit dem von DE QUERVAIN (68, S. 6—7) beschriebenen Phosphat ziemlich gut überein; es handelt sich somit wohl um dasselbe, sonst seltene Mineral, das in jungen Pegmatiten des Tessins sehr wahrscheinlich ziemlich weit verbreitet ist.

Pyrit tritt sehr oft idiomorph auf. Unter schief reflektiertem Licht zeigt er die gewohnte gelbliche Farbe, gelegentlich mit tief rotem Rand, der sicher ein Umwandlungsprodukt darstellt. Es kommen noch andere, vereinzelt, intensiv violettrote, aber fast opake Körner vor. DE QUERVAIN hat dieses sekundäre Mineral des Pegmatits bei Brissago als ein Glied der Heterosit-Purpuritreihe bezeichnet. Ob es sich hier auch um das gleiche Mineral oder um einen gewöhnlichen sekundären Hämatit handelt, ist nicht eindeutig bestimmt worden. Als sekundäres Mineral tritt noch Sericit auf. Kleinkörniger Zirkon kommt mit sehr schöner Eigengestalt vor, ist aber sehr selten.

### C. Chemismus

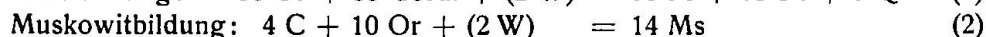
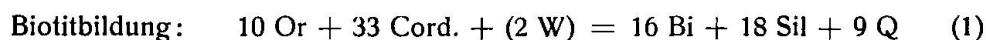
Folgendes sind die chemischen und mineralogischen Daten des Gesteins:



Nach den von Prof. NIGGLI unter Mitwirkung von A. STUTZ zusammengestellten Magmatypen (54, S. 343) sind die obigen Molekularwerte mit denjenigen des si-oligoklasitischen Magmatypus vergleichbar. Charakteristisch an und für sich ist der tiefe fm-Wert sowie die Vormacht von Natron. Der hohe p-Wert ist sicher durch das ziemlich häufige Vorhandensein des Eisen-Manganphosphats verursacht.

Die chemische Zusammensetzung des auftretenden Feldspates stimmt ziemlich gut mit der durch die Normberechnung gefundenen überein. Abweichend ist nur die Menge (76,00 Modus, 69,34 Norm). Dies ist ganz selbstverständlich, wenn man das grobe Korn des Gesteins sowie die ungleichmässige Verteilung des Quarzes berücksichtigt. Das Auftreten von ursprünglichem Biotit, der jetzt meist in Chlorit umgewandelt ist, wird durch das Vorhandensein von Cordierit sowie Sillimanit in der Katanorm ausgedrückt.

An Hand der Katanorm ist es sehr leicht, den Modus annäherungsweise zu berechnen. Als Grundlage werden folgende chemischen Gleichungen benützt:



Wird aller Cordierit zur Biotitbildung verbraucht, so ergibt sich aus Gleichung (1) folgendes Ergebnis:

$$0,70 \text{ Bi} = 0,44 \text{ Or} + 1,45 \text{ Cord.} + (0,88 \text{ W}) - 0,79 \text{ Sil} - 0,40 \text{ Q.}$$

Zählt man die in obiger Gleichung auftretenden  $-0,79 \text{ Sil}$  mit den schon in Katanorm vorhandenen  $0,60 \%$  zusammen, was  $1,39 \%$  Sil ergibt, so kann mittels der Gleichung (2) unter Berücksichtigung der chemischen Beziehung zwischen Korund, Quarz und Sillimanit ( $2 \text{ C} + 1 \text{ Q} = 3 \text{ Sil}$ ) ohne weiteres die Menge von Muskowit berechnet werden:

$$3,25 \text{ Ms} = 0,93 \text{ C} + 2,32 \text{ Or.}$$

Durch diese Berechnungen sind insgesamt  $2,76 \text{ Or}$  ( $0,44 + 2,32$ ) verbraucht und  $0,86 \text{ Q}$  ( $0,40 + 0,46$ ) frei geworden. Zieht man nun  $2,76 \text{ Or}$  von der Katamolekularnorm ab und zählt die freigewordenen  $0,86 \text{ Q}$  ihr zu, so ergibt sich folgendes Resultat:

$$0,56 \text{ Ap} + 0,56 \text{ Or} + 52,69 \text{ Ab} + 13,33 \text{ An} + 0,70 \text{ Bi} + 3,24 \text{ Ms} \\ + 0,17 \text{ Hm} + 28,74 \text{ Q.}$$

Die Bildung von Chlorit aus Biotit ist wohl bekannt und wird daher hier nicht weiter beschrieben. Wie der Modus zeigt, ist nur wenig sekundärer Sericit vorhanden. Wahrscheinlich ist der grössere



Teil des oben berechneten Orthoklasmoleküls im Plagioklas verborgen.

Zum Vergleich habe ich einen Oligoklasgranitpegmatit von Romsass, Austvold, Norwegen, in der Analysentabelle mit angeführt. Die beiden ähnlichen chemischen Zusammensetzungen haben zu fast gleichartigen Mineralbeständen geführt. Nur der k-Wert des Oligoklasgranitpegmatits ist höher, und darum entsteht in diesem Gestein Mikroklin. Daraus ist deutlich zu erkennen, dass das Kalifeldspatmolekül nur innerhalb gewisser Grenzen als mischkristallartig in den Plagioklas eingehen kann. Es wäre sehr wünschenswert, auf Grund weiterer Vergleichsuntersuchungen die Grenze des k-Wertes für die selbständige Mikroklinbildung statistisch zu ziehen.

### III. Relativ saure Aplitbänder im Amphibolit

Nicht selten findet man im Amphibolit dünnbänderige Apliten von wenigen cm Dicke bis zu feinsten Äderchen. Sie verlaufen vorherrschend parallel zu den Hauptbänderungen des Amphibolits, ihn bisweilen auch durchschneidend oder ptygmatisch injizierend. Hie und da treten sie auch in kleinen Linsen auf. Sehr charakteristisch sind die durch Injektion verursachten, rekristallisierten grobkörnigen Hornblenden, die sich längs der Kontaktgrenze befinden. Selbst wenn der Aplit als sehr dünnes Band vorkommt, sind diese grobkörnigen Hornblenden stets vorhanden. Hingegen fehlt die sonst am Kontakt des Pegmatits sehr oft vorkommende Biotitbildung. Da die aus grobkörnigen Hornblenden bestehende schmale Zone dunklere Farbe aufweist als der nach aussen folgende Amphibolit, und dadurch in sehr auffallendem Kontrast zum unmittelbar benachbarten hellen Aplitband steht, ist eine solche Injektion im Terrain sehr leicht zu erkennen. Gelegentlich sind sowohl in den dünnbänderigen als auch in den linsenförmigen Apliten vereinzelt Kristalle der rekristallisierten grobkörnigen Hornblenden beobachtet worden. Als Beispiele werden 4 Typen in nachstehender Folge beschrieben.

#### 1. DIE LINSENFÖRMIGE APLITISCHE INJEKTION (SKAPOLITH- UND ZEOLITHFÜHREND)

Der Amphibolit, der an der rechten Seite der Valle Carcale, oberhalb von 300 m Höhe auftritt, ist sehr intensiv von aplitischen Äderchen injiziert worden. WNW vom Dörflein Gaggiolo finden sich am Bachbett der Valle Carcale viele dunkle, schwach gerundete, bisweilen oberflächlich verwitterte Blöcke, die sehr wahrscheinlich von

der hohen felsigen Wand herkommen. Sie schwanken meistens von Kopfgrösse bis  $\frac{1}{2}$  m Durchmesser. Schon von weitem sichtbar sind die hellen, schlierigen oder linsenförmigen Partien, die vielfach in die dunkle Hauptmasse eindringen. Eine nähere Beobachtung zeigt, dass die hellen Partien hauptsächlich aus Feldspäten bestehen. Besonders schön ist die Entwicklung der rekristallisierten grobkörnigen Hornblende, die sich längs des Kontaktes, bisweilen auch in der aplitischen Linse selbst vorfindet.

Von blossen Auge ist der Feldspat neben seiner schneeweissen Farbe durch die vollkommene Spaltbarkeit leicht zu erkennen. Man kann auch ohne weiteres die dunkle grüne Hornblende mit einem mehr oder weniger prismatischen Habitus von dem leicht grünen Diopsid, der keine eigene Form besitzt oder nur körnig erscheint, unterscheiden. Im grossen und ganzen ist das Gestein ziemlich grobkörnig. Sehr auffällig sind die hie und da erkennbaren grauen Partien, die mit dem weissen Feldspat sehr oft innig verwachsen sind; erst bei mikroskopischer Untersuchung können sie hauptsächlich als Skapolith identifiziert werden.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein folgenden Mineralbestand:

- H. G. Plagioklas (An 26—40 %), Skapolith (Mizzonit) und Hornblende,
- N. G. Diopsid, Klinozoisit,
- U. G. Erze (Pyrit und Magnetit), Titanit, Sericit, Zeolith und Rutil-Nädelchen.

Der **Plagioklas**, der ursprünglich ca.  $\frac{3}{4}$  der Hauptmasse des Gesteins gebildet hat, nimmt jetzt noch über die Hälfte des gesamten Mineralbestandes ein. Er ist grossenteils trübe, schmutzig und fleckig, die fleckigen Partien gehen meist allmählich in Skapolith über. Nur teilweise bleibt er frisch und wasserklar. Sehr verschieden ist die Grösse des Plagioklases. Einige Individuen bilden ziemlich grosse Körner mit Wechsel von schmalen und breiten Zwillinglamellen, während die andern als kleinere Körnchen auftreten; nur gelegentlich ist der Plagioklas tafelig ausgebildet. Dass der Anorthitgehalt auch ziemlich stark wechselt, zeigen die folgenden Messungen: An 37 %, An 30 %, An 36 %, An 35 %, An 37 %, An 26 %; verzwillingt nach Albit- und Periklingesetz. Der Anorthitgehalt schwankt also von 26 % bis 37 %.

Zu bemerken ist noch, dass das Korn, das den kleinsten Anorthitgehalt (26 %) aufweist, in einer etwas sonderbaren Art vor-

kommt, nämlich zwischen Skapolithkörnchen eingeklemmt, wodurch seine Hauptwachstumsrichtung wesentlich bedingt ist; wahrscheinlich stellt er ein sekundäres Produkt dar, das während der Skapolithisierung durch Rekristallisation zustande gekommen ist; dafür spricht auch sein frisches Aussehen. Der Anorthitgehalt des Feldspats wird von den begleitenden Hornblenden nicht oder nur sehr schwach beeinflusst; dies zeigt sehr deutlich der ausserordentlich geringe Unterschied im Anorthitgehalt zwischen den letzten drei der erwähnten Messungen, obwohl das letzte dieser drei Körner von einer Hornblende vollständig umgeben ist. Gelegentlich schliessen die Körner des Plagioklases Erze und Hornblende ein. Als sekundäre Veränderungsprodukte treten Skapolith, Klinozoisit, Sericit und Zeolith auf, wobei ersterer weitaus vorwiegt.

Der Skapolith, der keine Eigengestalt besitzt, ist farblos, optisch einachsigt mit negativem Charakter. Gekennzeichnet ist er sowohl durch seinen ziemlich hohen Brechungsindex als auch durch die längs der Hauptschnitte auftretende starke Doppelbrechung. Bei normaler Schliffdicke (0,03—0,04 mm) weisen die Körner, die ungefähr parallel zum Hauptschnitt verlaufen, eine prächtige bläulich-grüne bis grüne Interferenzfarbe (II. Ordnung) auf, wodurch der Skapolith leicht vom Feldspat unterschieden werden kann. Im polarisierten Licht erscheint der Skapolith meist in Körnern, die von vielen Rissen durchzogen werden. Bei gekreuzten Nicols erkennt man, dass die in den Rissen befindliche Masse aus Skapolith besteht, dessen Körnchen jedoch andere Orientierung aufweisen als die durchbrochenen Kristalle. Naturgemäss konnten hier keine optischen Bestimmungen ausgeführt werden; doch handelt es sich nach der obigen Beschreibung unter Berücksichtigung der in andern Fällen genauer durchgeführten Bestimmung sehr wahrscheinlich um einen Mizzonit.

Von nicht geringem Interesse ist es, die Beziehung zwischen Feldspat und Skapolith unter dem Mikroskop zu studieren, woraus sich ein sehr schönes Bild vom Vorgang der Skapolithisierung ergibt. Manche Feldspatkörner sind von Skapolithäderchen durchzogen. Da, wo Feldspat- und Skapolithkörner zusammentreffen, begrenzen sie sich meist unregelmässig, zum Teil durchdringen sie einander auch in der Weise, dass der Skapolith sich wurzelartig verzweigend im Feldspat entwickelt, wobei er besonders dessen Spaltbarkeit benutzt. Je stärker der Skapolith eindringt, umso kleiner und trüber oder schmutziger werden die durchbrochenen Feldspatkörner, die schliesslich verschwinden. An Stelle des Feldspats befindet sich

nun der Skapolith. Man erhält also aus der mikroskopischen Beobachtung den Eindruck, dass der Skapolith durch einen Zersetzungsprozess aus dem ursprünglich vorhandenen Plagioklas entstanden ist.

Als Einschlüsse treten gelegentlich ausserordentlich kleine, undurchsichtige Nadelchen auf, die sich meistens parallel der (100) Spaltbarkeit anordnen. Wegen der Kleinheit sind sie am Mikroskop unbestimmbar; doch ist es nicht unwahrscheinlich, dass es sich um Rutil handelt. Schätzungsweise macht der Skapolith jetzt ca.  $\frac{1}{3}$  der Gesteinsmasse aus und ist mehr oder weniger auf gewisse Bereiche beschränkt.

Die Hornblende gehört zur gewöhnlichen Art. Im Gegensatz zum Feldspat und zum Skapolith besitzt sie sehr gute Gestalt, erscheint meist stengelig, zum Teil blätterig und im Querschnitt auch sechsseitig oder rhombisch. Sehr bezeichnend ist ihr starker Pleochroismus nach folgendem Schema:  $n_a'$  gelblichgrün,  $n_b'$  dunkelgrün,  $n_\gamma'$  grün. Dabei ist zu bemerken, dass die hier im Aplit vorkommende Hornblende anscheinend noch stärkeren Pleochroismus aufweist als diejenige, die sich im Nebengestein befindet. Sie ist optisch negativ,  $n_\gamma \mid c = \text{ca. } 20^\circ$ . Infolge ihres unregelmässigen Auftretens erhält das Gestein unter dem Mikroskop sehr ungleichmässiges Aussehen. Als Einschlüsse kommen Titanit, seltener Erze und Feldspat vor.

Diopsid und Klinozoisit sind neben dem Hauptgemengteil die am häufigsten auftretenden Mineralien. Während der erstere sich öfters in der Nähe der Hornblende befindet, ist der letztere durchaus auf Feldspatpartien beschränkt. Der Diopsid, der keine eigene Form besitzt, zeigt hellgrüne Farbe, gute Spaltbarkeit mit ziemlich hoher Lichtbrechung und kaum wahrnehmbarem Pleochroismus. In einem Schnitt, der ungefähr parallel der Basis (001) verläuft und im konvergenten Licht eine gekrümmte Isogyre zeigt, ist sein optisch positiver Charakter leicht bestimmbar. Er führt mancherorts Erz (Pyrit und Magnetit)- und Hornblendekörnchen als Einschlüsse, während nach aussen hin gelegentlich ein aus Hornblende bestehender Kranz zu beobachten ist. Sehr bemerkenswert ist, dass die beiden Hornblenden, die eingeschlossene und die im Kranz befindliche, in ihren optischen Eigenschaften ziemlich stark verschieden sind. So besitzt zum Beispiel jene einen Pleochroismus, der gleich stark ist wie bei der als Hauptgemengteil auftretenden Hornblende, während diese nur schwach pleochroitisch erscheint. Die eingeschlossenen Körnchen zeigen indessen gemeinsame Auslöschung und schliessen sich recht gern den Erzen an. In welcher Beziehung diese beiden Hornblenden einerseits miteinander und andererseits dem

Diopsid gegenüber stehen, ist schwer zu erkennen. Da aber der Diopsid sehr oft in Äderchen mit Skapolith und Epidot zusammen auftritt, und die letzteren zwei Mineralien sicher durch spätere, wohl bereits pneumatolytische Lösungen zustande gekommen sind, so ist das jüngere Alter des Diopsids fraglos. Wahrscheinlich sind daher die eingeschlossenen Hornblendekörnchen als Relikte älterer Hornblendes, deren Hauptmasse während der Diopsidisierung verschwunden ist, zu betrachten, während die schwach pleochroitische Varietät, die sich im randlichen Kranz befindet, von einer späteren Hornblendisierung oder Uralitisierung des Diopsids stammt. Wie wir später sehen werden, findet man in der Tat im Dünnschliff noch Sericit und Zeolith, die das jüngste Umwandlungsprodukt darstellen. Für die erwähnte Folge der Vorgänge spricht auch die gemeinsame optische Orientierung der eingeschlossenen Hornblendekörnchen sowie ihr starker Pleochroismus.

Der Klinozoisit tritt grösstenteils innerhalb des Feldspats auf, und zwar in unregelmässigen Körnchen, teilweise auch in Schüppchen mit spitzen Enden. Da, wo die Klinozoisitkörnchen sehr reichlich vorhanden sind, ist der Feldspat immer stark zersetzt, und zugleich sind die Zeolithschüppchen angereichert. Nicht ausgeschlossen ist, dass auch die schmutzigen Partien des Plagioklases, die unter dem Mikroskop unauflösbar erscheinen, aus den submikroskopischen Körnchen dieses Klinozoisits bestehen. Er ist vorwiegend farblos, bisweilen sehr schwach gelblich oder rosarot und in letzterem Falle auch schwach pleochroitisch (rosarot und farblos). Charakteristisch ist die ziemlich hohe Lichtbrechung bei relativ geringer Doppelbrechung, die im allgemeinen eine graue, gelegentlich auch ultrablau Interferenzfarbe bewirkt. Der Klinozoisit ist optisch positiv mit ziemlich grossem Achsenwinkel.

Als Übergemengteile kommen Erze, Titanit, Sericit und Zeolith vor. Die Erze (Pyrit und Magnetit) besitzen meist idiomorphe Form, während der Titanit, zum grossen Teil allotriomorph, hauptsächlich rundlich körnig erscheint. Der Sericit tritt nur in Schüppchen im Feldspat auf. Der Zeolith findet sich entweder in Äderchen oder in vereinzelt Drüsen. Mancherorts wird der Skapolith von ihm verdrängt, was ein Zeichen dafür ist, dass der Zeolith noch später als der Skapolith entstanden ist. Unter dem Mikroskop zeigt der Zeolith folgende optische Daten:  $n_{\gamma} <$  Brechungsindex des Kanadabalsams; zweiachsig (—) mit kleinem Achsenwinkel ( $2V$  ca.  $20^{\circ}$ ). Er ist farblos oder rosa gefärbt, mit guter Spaltbarkeit und gerader Auslöschung. Bisweilen zeigt er im basalen Schnitt

verzwillingte Vier- oder Sechsverteilungen, die sich nach dem Zentrum hin verspitzen. Vermutlich handelt es sich um eine Varietät von Gmelinit.

## 2. DIE ÄDERCHENFÖRMIGE APLITISCHE INJEKTION (ZEOLITHFÜHREND)

In einem Tälchen unmittelbar östlich von Rongia ist oberhalb des Wasserfalls eine ziemlich mächtige Serie von Biotitgneisen aufgeschlossen, die sehr wahrscheinlich der Zone von Contra angehört. In diesen Gneisen treten oft dunkle, dünne Bänder von Amphibolit in Wechsellagerung auf. Nicht selten findet man in diesen dunklen amphibolitischen Bändern selbst noch helle aplitische Injektionen, die allerdings sehr feine Äderchen darstellen. Da aber die aus grobkörniger Hornblende bestehende dunkle Haut, die durch die Injektion zustande gekommen ist, längs der Kontaktgrenze stets vorhanden ist, so ist die injektionsartige Entstehung dieser Lagen kaum zu verkennen.

Makroskopisch sieht das Gestein infolge der wechselnden weissen und dunklen Streifen sehr mannigfaltig aus. Während die weissen Streifen hauptsächlich aus Feldspat bestehen, kommt die Hornblende als Hauptgemengteil in den dunklen Streifen vor. Beide Mineralien sind von blossem Auge leicht erkennbar. Unter dem Mikroskop ergibt sich als Mineralbestand (Schliff 19):

- H. G. Plagioklas (An 40—46 %), Hornblende und Quarz,
- N. G. Chlorit, Erze, Titanit,
- U. G. Sericit, Apatit, Epidot und Klinozoisit.

Der idiomorphe Plagioklas ist meistens tafelig mit geradlinigen oder unregelmässigen Grenzlinien; auch unregelmässig umgrenzte Körner kommen vor. Der Feldspat ist teilweise frisch, teilweise schmutzig infolge Umwandlung. Bei günstigen Schnitten ist festzustellen, dass die Umwandlung hauptsächlich längs der Spaltbarkeit vor sich geht. Je weiter die Umwandlung vorgeschritten ist, umso schmutziger werden die Zonen längs den Spaltflächen, bis sie schliesslich mit vielen kleinen und kleinsten Sericitschüppchen angefüllt sind. Die auf dem Drehtisch ausgeführten Messungen einiger polysynthetisch verzwillingten Körner ergaben: An % 40, 45, 45, 45, 46, 45, 45, 45, 40, 45.

Der Anorthitgehalt (40 bis 46 %) weist also nur geringe Schwankungen auf. Die Zwillinglamellen sind grösstenteils schön entwickelt. Das weitaus häufigste Gesetz ist das Albitgesetz, aber auch Aklin- und Manebachzwillinge wurden gefunden. Bemerkenswert ist,



dass oft ein Zusammenhang der Korngestalt mit der Art der Zwillinglamellierung wahrzunehmen ist. So besitzen die Körner mit vorwiegender Albitlamellierung meist grosse und ausgezeichnet tafelige Form, während diejenigen, die Aklingsesetz aufweisen, nur in kleinen Täfelchen auftreten. Ferner verlaufen die nach Albitgesetz verzwilligten Lamellen oft senkrecht zur Längserstreckung des Kornes, während die Zwillinglamellen, die nach dem Aklingsesetz verwachsen sind, dieser Richtung parallel sind. Folgende zwei Bilder mögen dies illustrieren:

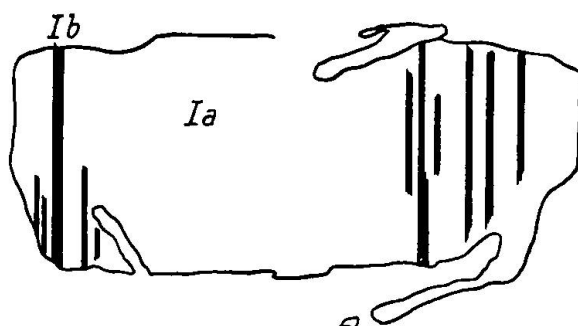


Fig. 10  
Ia/Ib Verzwilligung nach Albitgesetz.

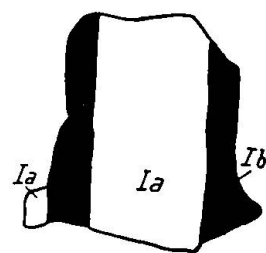


Fig. 11  
Ia/Ib Verzwilligung nach Aklingsesetz.

Daraus ist abzuleiten, dass die hier vorliegenden Plagioklas-kristalle vorwiegend Periklintracht besitzen, d. h. (001) ist die vorherrschende Form mit Längserstreckung nach der b-Achse, im Gegensatz zum üblichen Habitus mit Längserstreckung nach der a-Achse. Gelegentlich sind Verbiegungen der Zwillinglamellen längs der Kontaktzone der Hornblende führenden Streifen beobachtet worden. Als Einschlüsse kommen häufig Quarzkörnchen vor. Schätzungsweise mag der Plagioklas ca.  $\frac{3}{4}$  des Gesteins einnehmen.

Die Hornblende ist neben dem Feldspat das häufigste Mineral, obwohl sie schon ziemlich stark zurücktritt. Sie macht nur über  $\frac{1}{8}$  der Hauptmasse des Gesteins aus und besitzt ungleichmässige Verteilung. Ihr Pleochroismus ist kräftig nach folgendem Schema:  $n_a'$  grünlich gelb,  $n_b'$  dunkelgrün,  $n_\gamma'$  bläulich grün. Die Spur der prismatischen Spaltbarkeit auf einigen Längsschnitten, die die höchsten Interferenzfarben aufweisen, zeigt mit  $n_\gamma'$  eine Auslöschungsschiefe von  $22^\circ$ — $26^\circ$ . Die Hornblende ist meist idiomorph, im Längsschnitt stengelig, im Querschnitt sechseitig. Als Einschlüsse treten auf: Feldspat (weitaus am häufigsten), Rutil, Apatit, Titanit und Epidot. Öfters wird der Rutil nach aussen hin von einem Titanitkranz umgeben.

Der Quarz besitzt keine eigene Gestalt; er tritt gern als Einschluss in Feldspat mit den üblichen Charakteristika auf.

Als Nebengemengteile kommen Chlorit, Erz und Titanit vor. Der Chlorit ist ebenfalls stark pleochroitisch; die Richtung, die parallel der Spaltbarkeit verläuft ( $n_{\alpha}'$ ) zeigt eine dunkelgrüne Farbe, während senkrecht dazu ( $n_{\gamma}'$ ) ein Gelb und parallel ( $n_{\beta}'$ ) ein Hellgrün vorliegt. Er ist optisch positiv mit sehr kleinem Achsenwinkel. Manchenorts zeigt er innerlich schmutzige Epidot- und Titanitausscheidung und geht allmählich in Hornblende über, sodass man ohne weiteres schliessen kann, dass es sich hier um eine Chloritisierung der Hornblende handelt. Gelegentlich dringt der Chlorit wie auch der Titanit hauptsächlich längs der Spaltbarkeit in den Feldspat ein.

Auffällig ist das Auftreten von 1 bis 3 mm grossen Erzkörnern, die zugleich Feldspat wie auch Hornblende als Einschlüsse enthalten. Im eingeschlossenen Feldspat kommen noch einige Epidotkörnchen vor. Die eingeschlossene Hornblende zeigt im Vergleich mit dem als Hauptgemengteil auftretenden Amphibol schwächeren Pleochroismus mit  $n_{\alpha}'$  hellgelb,  $n_{\beta}'$  gelblich grün. Wahrscheinlich entstammen diese Erzkörner einer noch später injizierenden hydrothermalen Phase, die auch die Hornblende einigermassen gebleicht hat. Dafür spricht auch die Tatsache, dass die chloritisierte Hornblende sehr oft schwächeren Pleochroismus aufweist. Gelegentlich tritt das Erz auch in kleinen Körnchen auf, die häufig von einem Titanitkranz umgeben werden.

Der Titanit bildet teilweise ziemlich grosse Körner mit deutlicher Spaltbarkeit.

Übergemengteile: Sericit, Apatit, Epidot, Klinozoisit und Zeolith. Während der Sericit nur in kleinen Schüppchen im Feldspat vorkommt, bildet der Apatit vereinzelte, bisweilen ziemlich grosse Körner. Der Epidot, der sich gern mit Chlorit zusammen findet und manchmal, wie der Titanit, längs der Spaltbarkeit in den Feldspat eindringt, besitzt keine eigene Gestalt; er ist optisch positiv mit ziemlich grossem Achsenwinkel und schwachem Pleochroismus:  $n_{\alpha}'$ ,  $n_{\beta}'$  weiss bis ganz schwach gelblich,  $n_{\gamma}'$  hellgelb; gelegentlich wird er von Chlorit durchdrungen.

Der Zeolith kommt entweder in kleinen Drusen oder in Äderchen vor. Im letztern Fall durchdringen sich Feldspat und Hornblende örtlich so intensiv, dass die ganze Masse einem Netzwerk ähnelt. In den kleinen Drusen, die sich im Feldspat befinden, tritt der Zeolith mitunter in ziemlich grossen Blättchen auf. Er ist farb-



los, optisch negativ mit sehr kleinem Achsenwinkel. Charakteristisch ist seine niedrige Lichtbrechung (tiefer als diejenige von Kanadabalsam), und dadurch ist er leicht von den anderen farblosen Mineralien zu unterscheiden.

### 3. DIE FEINSTEN ÄDERCHEN DER APLITINJEKTION IM AMPHIBOLIT (ZEOLITHFÜHREND)

Obschon das oben beschriebene Aplitäderchen schon sehr fein wird, ist das injizierende Material doch mehr oder weniger einheitlich geblieben, sodass man den injizierten Amphibolit von dem injizierenden Aplit leicht unterscheiden kann. Die aplitischen Injektionen können aber auch in feinen und feinsten Äderchen in die Hornblendelagen eindringen. Infolge der innigen Vermischung und Verwebung des injizierenden mit dem injizierten Material ist es nun nicht mehr möglich, die beiden Teile völlig voneinander zu trennen. Makroskopisch sieht das Gestein mit unzähligen wechselnd dunklen und hellen Fetzen etwas streifig aus. Die dunklen Partien bestehen hauptsächlich aus Hornblende, während der Feldspat die Hauptmasse der hellen Fetzen einnimmt. Als schönes Beispiel dieser Art ist ein injiziertes Amphibolitband im Biotitgneis der oben (S. 22) erwähnten Stelle zu nennen. Unter dem Mikroskop setzt es sich zusammen aus:

- H. G. Plagioklas (An 40—75 %), Hornblende und Quarz,
- N. G. Titanit und Epidot,
- U. G. Erz, Zeolith, Sericit und Apatit.

Feldspat und Hornblende sind die wichtigsten Gemengteile, die zusammen schon über  $\frac{4}{5}$  der Hauptmasse des Gesteins bilden. Der Feldspat, der teilweise frisch, teilweise infolge Umwandlung sehr schmutzig erscheint, zeigt keine gute Eigengestalt. Als Einschlüsse treten Hornblendelättchen, Epidotkörnchen, seltener Quarzkörnchen auf. Bei den schmutzigen Individuen findet aber sehr oft eine Anreicherung an Quarzkörnchen statt. Manchenorts ist die Anordnung der Quarzkörnchen innerhalb des Plagioklases derart, dass sie an Myrmekitbildung erinnert. Es könnte sein, dass diese Quarzkörnchen durch Ausscheidung aus dem Feldspat entstanden sind; dafür spricht, dass solche schmutzige Feldspäte in der Tat viel basischer werden als die übrigen; sowohl Sericitschüppchen, die sich hauptsächlich längs der Spaltbarkeit des Plagioklases verteilen, wie auch undulöse Auslöschung sind bei ihnen beobachtet worden. Bemerkenswert ist der stark schwankende Anorthitgehalt mit ziemlich ausgeprägter inverser Zonarstruktur, wie folgende Messungen zeigen:

An 40 % (innen) — An 50 % (aussen); An 50 ‰; An 46 % (innen) — An 55 — An 46 % (aussen); An 55 ‰; An 60 — An 75 ‰; An 65 ‰; An 70 — An 55 ‰; An 75 ‰ (als Einschluss in der Hornblende).

Die ersten vier Körner, die geringeren Anorthitgehalt als die übrigen aufweisen, befinden sich durchweg in den feldspatreichen Lagen mit ziemlich frischem Aussehen. Sie enthalten keine Einschlüsse von Quarzkörnchen und sind meistens längs der b-Achse gestreckt, die mehr oder weniger parallel mit der Injektionsader verläuft. Im Gegensatz dazu besitzen die letzten vier Körner, die auf die hornblendereichen Partien beschränkt sind, ein sehr schmutziges Aussehen; sie haben bedeutend höheren Anorthitgehalt und enthalten ziemlich viele Quarzkörnchen als Einschlüsse. Der Quarz dieser Einschlüsse ist sehr wahrscheinlich bei der erwähnten Myrmekitbildung im weiteren Sinne frei geworden. Es bleibt aber noch die Frage offen, warum die Feldspäte in gewissen Zügen ziemlich frisch bleiben, während sie in anderen eine sehr starke Zersetzung erlitten haben.

Nicht ausgeschlossen ist, dass bei den anorthitreichen Plagioklasen, die sich hauptsächlich in den Hornblendelagen finden, die starke Zersetzung mit ihrer Basizität im Zusammenhang steht. Während der Injektion sind nämlich die Feldspäte wegen der Kalkaufnahme teilweise basischer geworden, wodurch die Myrmekitbildung zustande kam. Aller Erfahrung nach ist aber Albit einer hydrothermalen Lösung gegenüber stabiler als Anorthit. Wie wir später sehen werden, erfolgte nach der Erstarrung des Gesteins in der Tat noch eine hydrothermale Phase, die zur Zeolithisierung und Erzausscheidung führte. Sehr wahrscheinlich sind die basischen Plagioklase von dieser Lösung intensiver angegriffen worden als die sauren, und daher ist die starke Veränderung hauptsächlich auf jene beschränkt. Dies zeigt sich auch darin, dass die stark zersetzten Feldspäte sich meistens da finden, wo auch Erze und Zeolithe angereichert sind.

Es mag hier der Ort sein, zum Vergleich den Anorthitgehalt des Plagioklases im Biotitgneis, dem Nebengestein der Amphibolitbänder, kurz anzugeben. Der Biotitgneis ist ein ziemlich helles Gestein mit Feldspat, Quarz und Biotit als Hauptgemengteilen. Während der Biotit zum Teil chloritisiert wurde, blieb der Plagioklas ziemlich frisch. Ausgezeichnet ist die schieferige Textur, wobei Quarz und Biotit meistens in Linsen und Lagen angeordnet sind. Der Plagioklas weist schöne Zwillingslamellen auf, vorwiegend nach dem Albit- und Periklingesetz. Bisweilen zeigt er Siebstruktur mit eingelagerten Quarzkörnern. Einige Messungen mit dem U.-Tisch ergaben:

An 30 % (innen) — An 40 % (ausser); An 30—40 %; An 30—40 %; An 32 % — An 44 %; An 40 % und An 40 % (kleine Körnchen in Kontakt mit Biotit); An 28 % — An 38 %.

Der Anorthitgehalt schwankt von 28 bis 44 %, der Plagioklas ist hier also saurer als in den Amphibolitbändern. Charakteristisch ist die ausgeprägte inverse Zonarstruktur, welche bei dem typisch durch Injektion entstandenen Plagioklas nur ganz selten auftritt.

Nach dem Pleochroismus ( $n_a'$  gelb,  $n_b'$  dunkelgrün,  $n_c'$  bläulich grün) sowie der Auslöschungsschiefe ( $n_c'/c = 23^\circ$ ) liegt hier eine ähnliche, grüne Hornblende vor wie im vorigen Gestein. Sie tritt teils in grossen Individuen ohne kristallographische Abgrenzung, und teils in Stengeln mit geraden oder unregelmässigen Begrenzungen auf. Gegen den Quarz ist unregelmässige Begrenzung besonders häufig. Da die Stengel meist einander parallel angeordnet sind, so erhält das Gestein dadurch eine ausgeprägte Kristallisationsschieferung. Als Einschlüsse kommen gelegentlich Feldspatkörnchen vor.

Als Nebengemengteile sind Titanit und Epidot vorhanden. Ersterer ist anscheinend örtlich auf gewisse Züge beschränkt und durchschneidet sehr oft die Hornblende. Dies deutet zweifellos auf das jüngere Alter des Titanits im Vergleich mit der Hornblende hin.

Als Übergemengteile befinden sich Erz, Zeolith, Sericit und Apatit im Gestein. Der Apatit kommt nur sporadisch in ziemlich grossen Körnern vor. Sehr auffällig ist das Zusammenauftreten des Zeoliths mit dem Erz. Da, wo eine Anreicherung des Erzes stattfindet, ist der Zeolith stets reichlich vorhanden. Nicht selten findet man auch Äderchen, die hauptsächlich aus Erz und Zeolith bestehen und gelegentlich den Titanit durchziehen. Schon aus dieser Beobachtung allein könnte man die Schlussfolgerung ziehen, dass ein genetischer Zusammenhang zwischen Erzausscheidung und Zeolithbildung besteht. Der Verfasser hat oben bei der Besprechung der Zersetzung des Plagioklases eine hydrothermal injizierende Lösung angenommen. Wahrscheinlich enthielt diese gleichzeitig auch Erze oder erzeugte Erze durch Zersetzung der Fe-Mg-Silikate. Bisweilen ist deutlich zu beobachten, dass das Erz sich aus Pyrit und Magnetit (vielleicht auch Ilmenit und Haematit) zusammensetzt. Die Vermutung, dass auch Ilmenit vorliegt, ist auf das Vorhandensein der Verwachsung des Titanits mit dem Erz zurückzuführen.

Wie im vorigen Gestein ist der Zeolith auch hier farblos, optisch zweiachsig (negativ) mit sehr kleinem Achsenwinkel. Er tritt als Schüppchen oder Sphärolithe in den kleinen Hohlräumen oder Äderchen auf. Die kleinen Hohlräume sind in der Nähe des Erzes besonders häufig zu finden, wobei eine Reihe von Hemisphärolithen

längs der Grenze an das Erz anwächst. Sehr schön zeigt das mikroskopische Bild, wie die Zeolithisierung des Feldspates vor sich geht. Im Anfangsstadium weist der Feldspat nur undulöse Auslöschung auf, die allmählich in eine fleckige Partie übergeht. Beim weiteren Stadium entwickelt sich aus der fleckigen Partie eine faserige Substanz, die als Sphärolith oder Hemisphärolith auftritt. Mancherorts verdicken sich die Fasern, sodass statt des Sphäroliths eine nach innen hin konvergente Sechser- oder Vierfelderteilung ausgebildet ist, die der Verzwilligung sehr ähnelt. Hie und da ist eine Pseudomorphose nach dem Feldspat zu beobachten, der nun vollständig durch Zeolithsphärolithen ersetzt ist.

#### Basifizierung der Feldspäte, Skapolithisierung und Zeolithisierung

Wie aus den vorausgegangenen Beschreibungen hervorgeht, lassen sich Basifizierung der Feldspäte, Skapolithisierung und Zeolithisierung sehr schön einer liquidmagmatischen, pneumatolytischen und hydrothermalen Abfolge zuordnen. Die Basifizierung der Feldspäte ist teilweise so weit entwickelt, dass sie sensu stricto als Bytownitisation angesehen werden darf. Während der Injektion des Pegmatitmaterials fand Kalkaufnahme aus den Nebengesteinen (Amphibolit) statt, wodurch eine Basifizierung des normalen Pegmatitfeldspats veranlasst wurde. Da diese Kalkaufnahme sehr wahrscheinlich im Verlaufe der Injektion der Pegmatitschmelze erfolgte, lässt sich dieses Stadium naturgemäss als liquidmagmatisch bezeichnen. Dagegen zeigen die mikroskopischen Bilder unzweifelhaft, dass Skapolithisierung und Zeolithisierung nach der Erstarrung des Pegmatits vor sich gingen. Letztere war noch jünger als erstere, und man kann somit unter Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung der beiden in Frage kommenden Mineralien sowie ihrer Bildungstemperaturen schliessen, dass die Skapolithisierung ungefähr dem pneumatolytischen, die Zeolithisierung dem hydrothermalen Stadium entspricht. Diese Reihenfolge ist aber sehr charakteristisch und häufig für die Autometamorphose. Liegt hier tatsächlich ein solcher Fall vor, so ist es sehr wahrscheinlich, dass diese Injektionen jung sind, da weder der Skapolith noch der Zeolith Kataklyse aufweist. Hier wird dies deswegen besonders betont, weil es ausserdem fast keinen andern Anhaltspunkt für die Altersbestimmung dieser feinen Injektionen gibt.

Es ist jedoch zu bemerken, dass Sericitisierung, Saussuritisierung, Chloritisation, Serpentinisierung, Talkisierung wie auch Zeo-

lithbildung unter dem Einfluss von wässerigen Lösungen in relativ geringer Erdtiefe als allometamorphe Prozesse entstehen können. Ein typisches Beispiel bietet die wohlbekannt alpine Kluftmineralbildung. Solche Vorgänge ähneln teilweise denjenigen der Autometamorphose so stark, dass es manchmal unmöglich ist, beide voneinander zu unterscheiden. Berücksichtigt man dies, so darf die Frage nach dem Alter der Injektionen noch nicht als endgültig gelöst angesehen werden.

#### 4. DIE FEINSTEN ÄDERCHEN DER APLITINJEKTION IM AMPHIBOLIT (OHNE SKAPOLITH UND ZEOLITH)

Am Westende des Dörfchens Scalate ist ein Lagergang von Amphibolit unmittelbar an der Nordseite im granatführenden Biotitgneis aufgeschlossen. Das Streichen der Schieferung des Gneises ist hier  $N 65^{\circ} - 70^{\circ} W$ . In der Nähe des Liegenden (ursprünglich Hangenden, weil die Schichtung infolge der alpinen Bewegung überkippt ist) des Amphibolitlagergangs sind noch einige dünne Amphibolitbänder oder -linsen vorhanden, die wahrscheinlich seine Apophysen oder Äste darstellen. Den Hauptamphibolit durchziehen Aplit- und Quarzäderchen, hauptsächlich parallel, bisweilen quer zur Schieferung mit ptygmatischer Fältelung. Bemerkenswert ist, dass das Quarzäderchen, das örtlich Erz (zersetzten Magnetit) führt, am injizierten Amphibolit anscheinend keinerlei Kontaktwirkung mehr zeigt, während die durch die Injektion verursachten dunklen Bänder der rekristallisierten grobkörnigen Hornblende oder des Biotits bei den Aplitäderchen hie und da noch zu beobachten sind. Im letzteren Fall geht jedoch örtlich ein Aplitäderchen am Ende oder randlich allmählich in quarzreiche Partien über. Infolge der Injektion ist der Amphibolit sehr fleckig geworden, indem zahlreiche weisse Fetzen zum Vorschein kommen. Mit unbewaffnetem Auge kann man in den hellen Fetzen den schneeweissen Feldspat vom grauen Quarz leicht unterscheiden. Im einheitlichen Aplitäderchen sind Biotitblättchen noch zu erkennen. Die dunkle Hauptmasse des Amphibolits besteht dagegen fast durchwegs aus Hornblende. Um die durch die Injektion veranlasste chemische Veränderung der Feldspäte genauer kennen zu lernen, sei folgende petrographische Beschreibung beigegeben: A. Aplitäderchen, B. Amphibolit, C. Vermischungspartie von Amphibolit mit Aplitäderchen.

##### A. Die Aplitäderchen

Unter dem Mikroskop weist das Gestein Feldspat, Quarz und Biotit als Hauptgemengteile auf. Der Feldspat besitzt keine gute

Gestalt, bleibt aber noch ziemlich frisch. Als Einschlüsse in ihm kommen hie und da Biotitblättchen und runde Quarzkörnchen vor. Er ist teilweise sehr schön verzwilligt, vorwiegend nach dem Albitgesetz. Die Messungen am U-Tisch ergaben folgende Resultate:

An 25 % (innen) — An 30 % (aussen); An 30 % (am Kontakt); An 22 %; An 26 %; An 25 %; An 23 %; An 25 % — 32 % (am Kontakt); Zwillingsgesetze: Albit, Manebach, Periklin.

Danach liegt der Anorthitgehalt meist um 25 % herum. Sehr merkwürdig ist das Auftreten der sonst im Pegmatit wie auch im Aplit selten gefundenen inversen Zonarstruktur.

Der Biotit tritt im Gegensatz zum Feldspat in sehr schönen Blättchen auf, die zumeist in gewissen Zonen angereichert und parallel angeordnet sind. Er ist einachsigt negativ mit kräftigem Pleochroismus:

∥ der (001) Spaltbarkeit: dunkelbraun,  
 ⊥ dazu: hellgelb.

Er schliesst gern Quarzkörnchen, Zirkon und Erz ein, wobei die Erzkörnchen hauptsächlich längs der Spaltbarkeit sich häufen, als ob sie in den Biotit hineingedrungen wären. Dieser ist meist frisch; als Umwandlungsprodukt kommt jedoch Chlorit vor.

Durchaus allotriomorph erscheint der Quarz. Er ist grossenteils in gewissen Zonen angereichert, tritt aber auch als Einschlüsse in Biotit und Feldspat auf. Erkennbar ist das Auftreten der undulösen Auslöschung nur an Schnitten, die relativ hohe Interferenzfarben aufweisen, d. h. parallel der c-Achse, während Querschnitte (⊥ zur c-Achse) keine solche Erscheinung zeigen. Die dunklen Draperien gehen mehr oder weniger parallel der Längserstreckung des Quarzstreifens. Diese Erscheinung ist auch von P. J. HOLMQUIST (28) beobachtet worden (28, S. 416):

„Meistens haben die Schatten eine längliche Form, wie einfache oder parallele Draperien, bisweilen aber treten sie in bunter Abwechslung auf. Ich fand beim Studium der erstgenannten Schattenformen, dass sie immer der Richtung  $\gamma_1$  ( $\epsilon_1$ ) im Quarz parallel verlaufen. Besonders tritt dieses Verhältnis deutlich hervor bei solchen Schnitten im Präparate, die die stärkste Doppelbrechung zeigen, d. h. der Prismazone angenähert parallel orientiert sind. Schnitte quer zur Prismazone zeigen dagegen verwickelte Schattenformen, die wegen der schwachen Doppelbrechung in diesen Richtungen schwieriger studiert werden können.“

Bei genauer Beobachtung konnte HOLMQUIST feststellen, dass die gepressten Gesteinsquarze im allgemeinen in subparallele Spaltprismen zerfallen sind, deren Flächen wahrscheinlich aus dem trigonalen Grundprisma bestehen. Sehr interessant ist es, dieses Er-



gebnis mit den von G. BERNDT (9) für Quarz bestimmten mittleren Festigkeitsverhältnissen zu vergleichen:

	c	⊥ c
Druckfestigkeit in kg/cm <sup>2</sup>	25000	22800
Zerreissfestigkeit kg/cm <sup>2</sup>	1160	850
Biegefestigkeit	1400	920
Ritzhärte	73,3	59,4

Der Quarz besitzt also parallel der c-Achse die grössere Festigkeit als senkrecht dazu. Wahrscheinlich hängt die kleinere Festigkeit in der letzteren Richtung mit der Leichtigkeit des Zerfalls der subparallelen Spaltprismen zusammen.

Gegen den Amphibolit hin ist eine biotitreiche Zone von ca. 2 mm Dicke ausgebildet. Sie weist den gleichen Mineralbestand wie der Aplit auf, mit dem Unterschied, dass eine Anreicherung von Biotit, Erz und Apatit stattfindet. Es treten ferner längs der Kontaktgrenze des Amphibolits einige Granatkörnchen auf, zugleich mit einer Verkleinerung der Korngrösse des Feldspats.

Diese biotitreiche Zone grenzt ziemlich scharf gegen den eigentlichen Amphibolit ab. Der Amphibolit unterscheidet sich von der biotitreichen Zone dadurch, dass hier statt des Biotits die Hornblende als melanokrater Gemengteil vorkommt. Am unmittelbaren Kontakt mit der Biotitzone ist die Hornblende teilweise tafelig mit geradliniger oder unregelmässiger Abgrenzung; teilweise erscheint sie allotriomorph. Als Einschlüsse treten bisweilen Quarzkörnchen auf. Sowohl nach ihrem Pleochroismus ( $n_{\alpha}'$  gelb,  $n_{\beta}'$  dunkelgrün und  $n_{\gamma}'$  bläulichgrün) wie auch nach der Auslöschungsschiefe ( $n_{\gamma}'/c = 19^{\circ} - 22^{\circ}$ ) zeigt die Hornblende normales Verhalten. Infolge ihrer mehr oder weniger parallelen Anordnung ist eine Kristallisationsschieferung des Amphibolits wahrzunehmen.

Neben der Hornblende tritt der Feldspat als wichtigstes Mineral auf. Wie in der biotitreichen Zone besitzt er auch hier geringere Korngrösse als im Aplit, während der Anorthitgehalt etwas zunimmt (An 30 %; An 33 %; An 33 %; Zwillingsgesetze: Albit, Manebach).

Unter den Übergemengteilen sind Erz, Apatit, Quarz und Granat. Die beiden ersten sind wie in der biotitreichen Zone auch hier angereichert.

### B. Der Amphibolit

Der Amphibolit besitzt normalerweise folgenden Mineralbestand:

H. G. Hornblende, Plagioklas (An 28 %—48 %) und Quarz,

N. G. Erz,

U. G. Granat, Apatit, Titanit und Epidot.

Im Handstück sieht der Amphibolit ziemlich massig aus, während er unter dem Mikroskop wegen der mehr oder weniger parallelen Anordnung der Hornblende sowie der lagigen Verteilung des Quarzes eine schwache Kristallisationsschieferung aufweist. Die Mineralien treten in ähnlicher Weise wie in der Grenzzone auf mit dem Unterschied, dass der Plagioklas höheren Anorthitgehalt besitzt. Dies zeigt folgende Zusammenstellung:

An 37 % (innen) — An 40 % (aussen); An 37 % — An 43 %; An 48 %; An 46 %; An 40 %; a An 38 %, b An 43 %<sup>9)</sup>; An 28 % — An 44 %; An 43 %; An 43 %; An 42 % — An 47 %; Verzwilligung nach dem Albitgesetz.

### C. Die mit dem Amphibolit innig gemischte Injektion

Man kann hier das injizierende Material vom injizierten nicht mehr unterscheiden, da eine Rekristallisation des letzteren stattgefunden hat. Der Mineralbestand des Gesteins ist folgender:

H. G. Plagioklas (An 25 %—50 %), Hornblende und Quarz,

N. G. Erz (Magnetit),

U. G. Apatit, Biotit und Klinozoisit.

Der Feldspat bleibt noch ziemlich frisch mit tafeliger Form oder ohne Eigengestalt. Im ersteren Fall zeigt er nicht selten eine Längserstreckung nach der b-Achse, die zugleich mehr oder weniger parallel der Streifung des Gesteins verläuft. Sehr auffällig ist die typische Siebstruktur mit zahlreichen runden Quarzkörnchen. In den hornblendereichen Partien nehmen Korngrösse sowie Menge des Feldspats ziemlich stark ab. Jedoch weist der Plagioklas hier etwas höheren Anorthitgehalt auf, wie folgende Zusammenstellung zeigt:

In quarz- und feldspatreichen Partien:

An 25 % (innen) — 32 % — 47 % (aussen) (F<sub>1</sub>, verzwilligt nach Albit- und Manebachgesetz); a An 35 %, b An 40 % (F<sub>2</sub>, mit vielen Zwillingslamellen vorwiegend vom Manebachgesetz); a An 37 %, b An 32 % (F<sub>3</sub>, intensiv verzwilligt nach Albitgesetz); An 32 %; An 37 %; a An 37 %, b An 38 % (schwach verzwilligt nach Albit- und Manebachgesetz, die beiden Zwillingsarten haben die gleiche Entwicklung); a und b An 37 %; An 35 % (mit Manebach-Lamellen); a An 37 %, b An 45 % (schwach verzwilligt nach Albit- und Manebachgesetz); a und b An 40 % (mit vorwiegenden Albitlamellen); a An 32 % — An 40 %, b An 40 %; a und b An 38 % (nur mit Albitlamellen); a An 40 %, b An 42 % (verzwilligt nach Albit- und Manebachgesetz).

<sup>9)</sup> a, b zwei Individuen des gleichen Zwillingsstocks.



In hornblendereichen Partien:

a An 33 % — An 43 %; An 33 % — An 43 %; a An 38 %, b An 42 %; An 30 % — An 50 %; An 42 % (mit Manebachlamellen); a An 45 %, b An 42 % (intensiv verzwilligt nach Manebachgesetz).

Daraus ist deutlich zu erkennen, dass der Anorthitgehalt des Plagioklases, der sich in quarz- und feldspatreichen Partien findet, im allgemeinen von 25 % bis 40 %, sehr selten auch bis zu 47 % schwankt, während der Feldspat in hornblendereichen Partien zu meist einen Anorthitgehalt von 33 % bis 50 % besitzt. In letzterem Fall kommt ferner die invers zonare Struktur häufig vor. Noch ist

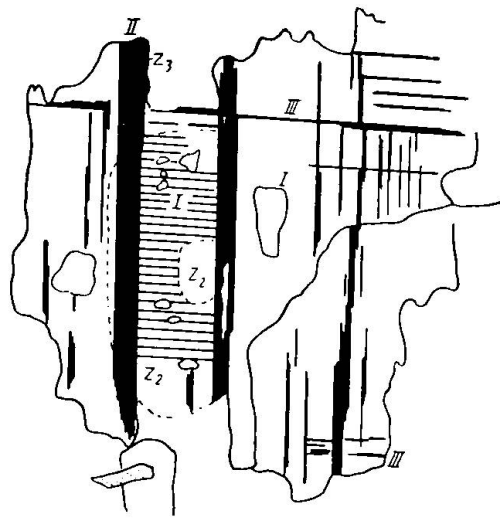


Fig. 12.  $F_1$

I/II verzwilligt nach dem Albitgesetz.  
I/II verzwilligt nach dem Manebachgesetz.

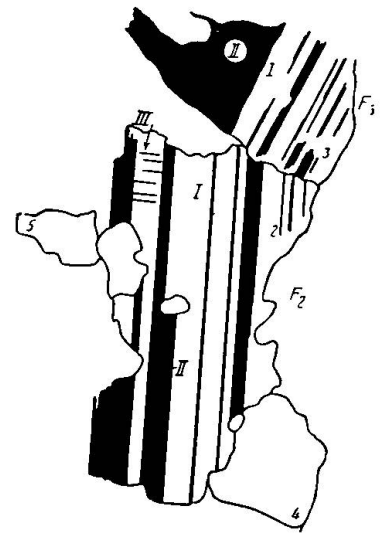


Fig. 13

$F_2$ : I/II verzwilligt nach dem Manebachgesetz.  
 $F_3$ : I/II verzwilligt nach dem Albitgesetz.

die hier sehr schöne Entwicklung der Zwillinglamellierungen nach dem Manebachgesetz zu erwähnen (vgl. Fig. 12 und 13).

Wie aus den obigen Bildern hervorgeht, sind die Zwillinglamellen von  $F_2$  und  $F_3$  den Albitzwillingen ähnlich;  $F_1$  zeigt infolge des Zusammen-Auftretens von Albit- und Manebach-Lamellierung eine schöne gitterartige Struktur. Mittels solcher Struktur kann man nicht nur die verschiedenen kristallographischen Richtungen des in Frage kommenden Feldspats bestimmen, sondern auch seine allgemeine Gestalt im Raum einigermaßen rekonstruieren. Dabei erhält man den Eindruck, dass hier statt des gewöhnlichen Habitus (Längserstreckung nach der a-Achse) eine solche nach der b-Achse auftritt. Darum überwiegt hier die tafelige Form mit polysynthetischer Verzwilligung nach dem Manebachgesetz.

Über die Bildungsbedingungen, die für das Auftreten der verschiedenen Arten der Verzwilligungen verantwortlich sind, lässt sich noch nicht viel aussagen. Immerhin ist denkbar, dass einige Zwillingarten Vorliebe für bestimmte Gesteine besitzen. So zeigt zum Beispiel der Feldspat des hier beschriebenen Gesteins vorwiegend die sonst seltener vorkommende Manebachverzwilligung. Wenn man die gleichzeitig auftretende tafelige Form sowie die Parallel-Orientierung der Zwillinglamellen mit den Feldspatlinsen in Betracht zieht, so lässt sich vermuten, dass die während der Kristallisation wirkende anisotrope Druckverteilung für die Bildung solcher Zwillinglamellen wenigstens zum Teil verantwortlich ist.

Wichtig ist der basischere Charakter dieser Plagioklase, verglichen mit denen des Aplit. Im Aplit besitzt der Plagioklas einen Anorthitgehalt von 22 % bis zu 32 %, im Amphibolit unmittelbar am Kontakt von 30 % bis zu 33 %, während er in der innig gemischten Injektion 25 % bis zu 50 % (in quarz- und feldspatreichen Partien 25 % bis zu 40 %, in hornblendereichen Partien 33 % bis 50 %) beträgt. Wie schon oben erwähnt, hat hier auch eine stärkere Rekristallisation der Hornblende stattgefunden, die grobkörniger geworden ist und auch einen scheinbar kräftigeren Pleochroismus ( $n_{\alpha}$  gelblichgrün,  $n_{\beta}$ ,  $n_{\gamma}$  dunkelgrün) aufweist. Nicht ausgeschlossen ist, dass ein Austausch im Kalk- und Alkaligehalt zwischen den Feldspäten (bezw. dem injizierenden Magma) und den umkristallisierenden Hornblenden des ursprünglichen Gesteins stattgefunden hat. Diese Vermutung hat den Verfasser veranlasst, in zwei günstigen Dünnschliffen von anderen Gesteinen, die später beschrieben werden, festzustellen, ob ein wirklicher Unterschied in den optischen Eigenschaften zwischen den beiden Hornblenden (der rekristallisierten Hornblende und der im Amphibolit intakt gebliebenen Hornblende) erkennbar ist. Folgende Zusammenstellung gibt Auskunft über die Hauptergebnisse:

		$n_{\gamma}/c$	im Durchschnitt	$2V_{\alpha}$	im Durchschnitt
192 (Amphibolit)	H <sub>1</sub>	15°	} 16,1°	70°	} 73,8°
	H <sub>2</sub>	14°		76°	
	H <sub>3</sub>	19°		75°	
	H <sub>4</sub>	16 1/2°		74°	
190 (Quarz-Bytownit führende Linse; Hornblende rekristallisiert)	Ha	21°	} 19°	64°	} 64°
	Hb	(12°)		64°	
	Hc	18°		(74°)	
	Hd	16°		(80°)	
	He	21°			

Darnach scheint tatsächlich ein Unterschied vorhanden zu sein. Leider ist es trotz neuerer Versuche, Diagramme aufzustellen, noch

nicht möglich, in der Amphibolgruppe Chemismus und optisches Verhalten eindeutig einander zuzuordnen. Alle bisher veröffentlichten Diagramme, so ausgezeichnet sie sich annäherungsweise zur Erkenntnis des Chemismus der Hornblende eignen, haben viel zu einfache Annahmen als Voraussetzung.

Über die Ursache, die zur Erhöhung des Anorthitgehaltes des Plagioklases in Gegenwart der grobkörnigen rekristallisierten Hornblende führte, lässt sich höchstens folgendes vermuten: Während des Studiums des sogenannten Analysenmankos des Amphibols konnte der Verfasser feststellen, dass oft ein Zusammenhang zwischen der Korngrösse der Hornblende und ihrem Wassergehalt besteht (s. w. u.). Es gilt nicht selten, dass, je mehr Wasser während der Kristallisation zur Verfügung steht, desto grösser und einheitlicher der Hornblendekristall wird. Da die hier vorliegende Hornblende ein grobes Korn besitzt, ist Wassergehalt der injizierten Lösung wahrscheinlich. Dadurch können sich jedoch die Ausscheidungsverhältnisse stark ändern, so z. B. können die Restlösungen statt natron-, kalkreicher werden. Prof. NIGGLI (22, S. 425) hat zuerst diese Erkenntnis mit der in metamorphen Gesteinen auftretenden inversen Zonarstruktur des Plagioklases in Zusammenhang gebracht.

Die Hornblende dieses Gesteins ist zumeist stengelig ohne geradlinige Abgrenzung oder allotriomorph. Infolge ihrer ungleichmässigen Verteilung mit mehr oder weniger paralleler Anordnung erhält das Gestein eine schwache Kristallisationsschieferung. Als Einschlüsse treten häufiger Feldspatkörnchen, bisweilen auch Erz auf.

Der Quarz, der in kleinerer Menge als die Hornblende auftritt, findet sich grossenteils in kleinen Linsen oder als Einschlüsse in Feldspat. Undulöse Auslöschung, wobei dunkle Streifen parallel der Längserstreckung der Linsen verlaufen, ist stets vorhanden.

Als Nebengemengteile treten Erz, seltener auch Apatit, Biotit und Klinozoisit auf. Sie sind anscheinend in hornblendereichen Partien angereichert.

#### ZUSAMMENFASSUNG

Die Beobachtungen, die über die Veränderung der chemischen Zusammensetzung sowie des Mineralbestandes der Injektion (endomorph) Auskunft geben, lassen sich etwa wie folgt zusammenfassen (s. nebenstehende Tabelle):

	Anorthitgehalt der Plagioklase	Alkalifeld- späte	Sonstige Gemengteile	
I. Einheitlicher, mächtiger Pegmatitgang	20—22 %	vorhanden	Muskowit als Nebengemengteil	
II. Dünne Aplitbänder im Amphibolit mit Biotitkontaktsäumen	21—25 %	fehlt	Biotit als Nebengemengteil	
III. Relativ saure Aplitbänder im Amphibolit mit Kontaktsäumen von rekristallisierten Hornblenden	26—37 %; meistens 30—37 %	fehlt	skapolithreich; Diopsid u. Klinozoisit als Nebengemengteile	
IV. Zeolithführende Äderchen	Äderchenförmige Aplitinjektion im Amphibolit	40—46 %	fehlt	Chlorit als Umwandlungsprodukt der Hornblende; Titanit als N. G.
	Feinste Äderchen der Aplitinjektion im Amphibolit	a) 40—55% in feldspatreichen Lagen; b) 55—75 % in hornblendereichen Partien	fehlt	Titanit und Epidot treten als N. G. auf; Quarzeinschlüsse in Plagioklasen von b)
V. Feinste Äderchen der Aplitinjektionen im Amphibolit ohne Zeolith	in Aplitäderchen	22—32 %; grösstenteils aber um 25 % herum	fehlt	Biotit als Hauptgemengteil
	am unmittelbaren Kontakt der Biotitzone gegen Amphibolit	30—33 %	fehlt	Hornblende als Hauptgemengteil
	mit dem Amphibolit innig gemischte Injektion	25—40 %, selten bis 47 % in quarz- u. feldspatreichen Partien; 33—50 % in hornblendereichen Partien	fehlt	Hornblende als Hauptgemengteil
VI. Injizierter Amphibolit von V	28—48 %; meistens 37—48 %	fehlt		

Die Tabelle zeigt, dass die Plagioklase in mächtigen und vom Nebengestein kaum veränderten Pegmatiten normale chemische Zusammensetzung aufweisen; zudem ist Kalifeldspat sowie Muskowit stets vorhanden (I). Sobald die Mächtigkeit der Injektionsadern stark abnimmt bei gleichzeitiger Bildung von Kontaktsäumen von Biotit oder von rekristallisierten Hornblenden, verschwinden zuerst Kalifeldspat und Muskowit (II), dann auch Biotit (III—IV). Die chemische Zusammensetzung des Plagioklases zeigt zunächst noch wenig Veränderung. Dies deutet sehr wahrscheinlich darauf hin, dass wäh-

rend der Injektion das Kalium unter dem Einfluss der Nebengesteine verhältnismässig leichter weggeführt worden ist als das Natrium. Das starke Ansteigen der Basizität der Plagioklase stellt sich erst mit dem Verschwinden des Biotits ein, und zwar in der Weise, dass, je feiner die Injektionen in den Amphibolit eindringen, die Plagioklase umso basischer werden (III—IV). Die kalkreichen Mineralien wie Diopsid, Epidot und Titanit nehmen gleichzeitig zu. Das ist ein Anzeichen dafür, dass mit dem Verlauf der Injektion ein Austausch in Kalk- und Natrongehalt zwischen den Feldspäten der Injektion (bezw. der injizierten Schmelze) und den umkristallisierten Hornblenden des injizierten Amphibolits stattgefunden hat. Vielleicht ist der Natrongehalt infolge der Kalkaufnahme zum Teil aus den Injektionen ebenfalls ausgetrieben worden. Bemerkenswert ist, dass die durch die Kalkaufnahme bedingten basischen Plagioklase grösstenteils keine Myrmekitbildung zeigen; erst bei einem Anorthitgehalt von ca. 70 % weisen sie dann Quarzausscheidungen auf. Dies ist zweifellos darauf zurückzuführen, dass die Kalkaufnahme durch die Injektion hauptsächlich schon vor der Auskristallisation der Plagioklase stattfand, so dass die chemische Zusammensetzung der Plagioklase von Anfang ihrer Ausscheidung an beeinflusst war. Ob die Quarzausscheidung bei basischen Plagioklasen eine typische Myrmekitbildung ist, die durch Verdrängung eines früher vorhandenen oder auskristallisierten alkalireichen Feldspats entstand, oder die Folge einer durch die Kalkaufnahme hervorgerufenen Umstellung der molekularen Zusammensetzung der Schmelze darstellt, ist sehr schwer zu entscheiden.

Es muss jedoch betont werden, dass diese mit der Feinheit der Adern zunehmende endomorphe Veränderung der Injektionen auch stellenweise fehlen kann. So besitzt z. B. das feinste Aplitäderchen V fast normalen Plagioklas wie II, obwohl unmittelbar am Kontaktsaum gegen den Amphibolit Biotit entwickelt ist und obwohl in der mit dem Amphibolit innig gemischten Injektion der Plagioklas bereits einen höheren Anorthitgehalt besitzt. Hingegen zeigt der von Pegmatit oder Aplit injizierte Marmor noch stärkere endomorphe Veränderungen. Manchmal ist die Kalkaufnahme durch die injizierte Schmelze am Kontakt so beträchtlich geworden, dass ein Kontaktsaum von Skapolith oder Anorthit ausgebildet wurde. MITTELHOLZER (52) hatte diese Erscheinung in seiner Arbeit vielfach beschrieben. Von H. VON ECKERMANN (13) ist ein Pegmatit von Stora, den wir später noch erwähnen werden, in dieser Beziehung eingehend untersucht worden. Als ein Beispiel für derartige starke chemische Än-

derungen soll zunächst eine Quarz-Bytownitlinse im Amphibolit beschrieben werden. Obwohl diese sich durchwegs im Amphibolit findet, kommen Marmorbänder in der Nähe des Amphibolits vor, die sehr wahrscheinlich den Kalkgehalt der pegmatitischen Lösungen erhöhten.

#### IV. Quarz-Bytownitlinse in Amphibolit

##### A. Vorkommen

In den Amphibolitzug, der auf S. 82 beschrieben wurde, dringen dann und wann saure Injektionen ein. Es sind hier hauptsächlich dünne Bänder oder kleine Linsen. Gerade an einem Bächlein, das den kleinen Fussweg oberhalb und NE Rongia quert, zeigen einige solcher Linsen sehr schöne Sondererscheinungen. Schon im Feld ist der in den Linsen auftretende grünliche Epidot, die grobkörnige Hornblende sowie der in vereinzelt ziemlich gut ausgebildeten Kristallen vorkommende Titanit sehr auffallend. Folgende Skizze soll das Verhältnis des Vorkommens zeigen:

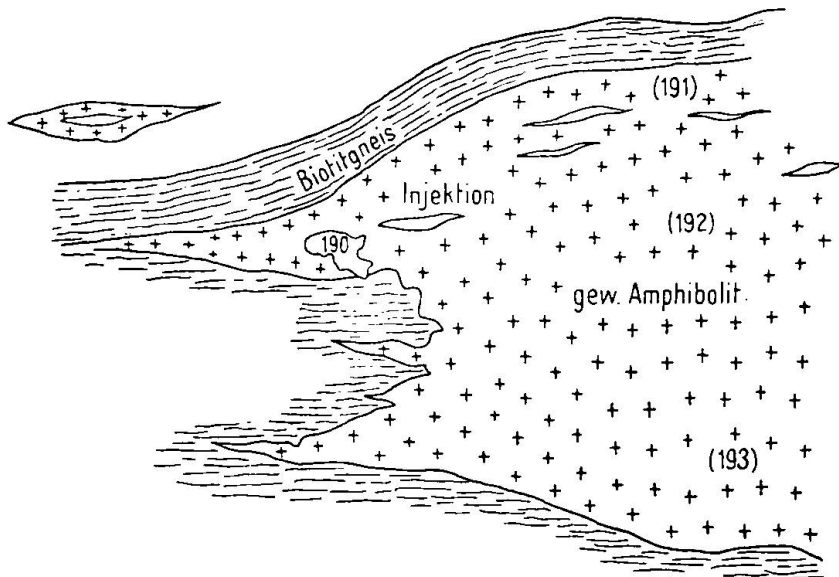


Fig. 14. Quarz-Bytownitlinse im Amphibolit bei Rongia

Gelegentlich reichert sich der Epidot, der sehr oft von Diopsid begleitet ist, derart an, dass die ganze Masse grünlichgelbe Farbe aufweist und einem peridotitischen Gestein ähnelt. So befinden sich z. B. in einem westlichen Bächlein einige solche Linsen, die einst im Terrain vom Verfasser als Peridotit angesehen wurden.

##### B. Mineralbestand

Makroskopisch ist das Gestein mittelkörnig, grünlichweiss. Der grüne Farbton ist durch das Auftreten des Epidots und des Chlorits

bedingt. Hie und da ballen sich einige schwarze, grobe Hornblenden zusammen, und dadurch sieht das Gestein fleckig aus. Grauweisser Quarz unterscheidet sich leicht vom reinweissen Feldspat.

Unter dem Mikroskop ist die poikiloblastische Struktur sehr charakteristisch. Nach Messungen auf dem Integrationstisch ergibt sich:

H. G. Bytownit (An 78 %), Quarz,  
N. G. Epidot, Chlorit, Sericit, Titanit, Hornblende,  
U. G. Ilmenit, Rutil und Apatit.

Der Bytownit, der ungefähr die Hälfte des Gesteins ausmacht, ist fleckig, allotriomorph und weist ziemlich schöne polysyn-

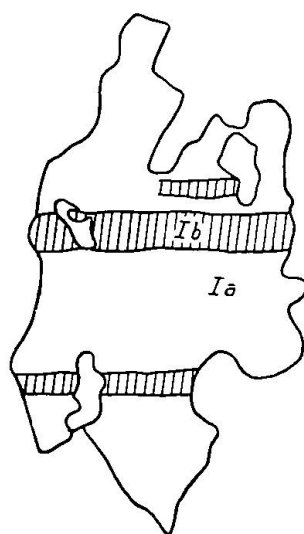


Fig. 15. Ia/Ib verzwilligt nach Manebachgesetz.

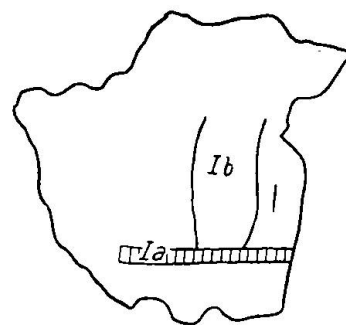


Fig. 16. Ia/Ib verzwilligt nach dem Periklingesetz.

thetische Zwillinge auf. Nach den auf dem Drehtisch ausgeführten Bestimmungen sind Albit-, Periklin- sowie Manebachzwillinge vorhanden, wobei die ersteren weitaus vorherrschend sind. Die zwei Abbildungen (Fig. 15 und 16) sind so ausgewählt, dass sie sowohl die allotriomorphe Gestalt wie auch die Zwillingsbildung zeigen.

Der Anorthitgehalt schwankt von 72 bis 85 %, wie aus folgenden acht Messungen hervorgeht: An 77 %; An 72 %; An 73 %; An 68 %; An 80 %; An 78 %; An 78 %. Schwache inverse Zonarstruktur wird gelegentlich wahrgenommen. Sehr auffallend und eindrucksvoll ist im Dünnschliff das poikiloblastische Aussehen: Kleine Tröpfchen oder relativ grosse Körner von Quarz treten in unregelmässigen Schwärmen als Einschlüsse auf. Da, wo sie spärlich sind, zeigen sie hie und da noch Neigung zu myrmekitischen Verwachsungen. Treten sie aber reichlich auf, so ist oft eine starke Siebstruktur wahrzunehmen. Im extremen Fall, wenn die Quarzeinschlüsse sich sehr stark



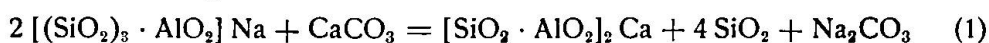
angereichert haben, bleibt der Feldspat meist nicht mehr einheitlich, sondern zerfällt in einige grosse Körner, die voneinander leicht verschiedene optische Orientierung aufweisen. Dass es sich nicht um später eingedrungenen, fremden Quarz handelt, beweist das Fehlen zusammenhängender Quarzzüge im Feldspat. Obschon die Menge von Quarz, wie Modus und Kata-Molekularnorm zeigen, viel grösser ist als diejenige, die mit Albit (Ab:Qz = 71,7:28,3) oder Anorthit (An:Qz = 54,5:45,5) das Eutektikum bildet, ist es doch auf Grund der folgenden Überlegungen sehr unwahrscheinlich, dass der Quarz erstes Ausscheidungsprodukt aus einer Schmelze ist:

1. Ein solches Mengenverhältnis von Bytownit und Quarz als Endkristallisation aus dem Magma ist bisher noch nicht bekannt.

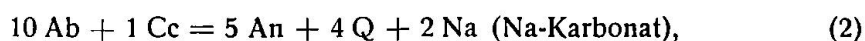
2. Die Struktur des betreffenden Gesteins sowie die schwache inverse Zonarstruktur des Feldspats sprechen dafür, dass der Bytownit durch Verdrängung eines früher vorhandenen oder auskristallisierten alkalischen Feldspates entstanden und zum Teil auch umkristallisiert ist.

Es handelt sich somit hier um eine besondere Myrmekitbildung mit dem einzigen Unterschied, dass der Ersetzungsprozess so weit vor sich gegangen ist, dass teilweise sowohl Sammelkristallisation wie auch Rekristallisation stattfand. Dadurch wurde die gewöhnlich auftretende, schöne und typische Myrmekitstruktur verwischt, und so entstand die jetzige eigenartige Gesteinsstruktur. MITTELHOLZER (52) hat in seiner Arbeit diese Erscheinung vielfach beschrieben, die er auch als Myrmekitbildung (im weiteren Sinne) oder als Austauschprozess bezeichnet hat. Um diese postulierte Umwandlung zu bestätigen, wurden von ihm die Volumenverhältnisse von Anorthit resp. Skapolith und Quarz mit Hilfe der vermuteten Gleichungen und des Molekularvolumens berechnet. Es ergab sich tatsächlich eine gute Übereinstimmung mit den beobachteten Ergebnissen.

An Hand der Molekularnorm ist diese Beziehung noch einfacher zu veranschaulichen. Da nach diesem Schema, wie Prof. NIGGLI (61, S. 313) schon betont hat, die Äquivalentvolumen der gewöhnlichen gesteinsbildenden Mineralien voneinander nicht sehr stark abweichen, kann man die zunehmende Menge des Quarzes, der bei der Myrmekitbildung frei wird, angenähert ohne weiteres aus der Gleichung selbst erkennen. Wird zum Beispiel die gewöhnliche chemische Gleichung:



nach der Molekularnorm dargestellt:



so ist aus Gleichung (2) zu ersehen, dass aus 10 Ab unter dem Einfluss vom assimilierten Calcit 5 An und 4 Q entstehen. Vorausgesetzt, dass  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  weggeführt wird, verhält sich die Menge des bei der Myrmekitbildung frei gewordenen Quarzes zu derjenigen des Anorthits ungefähr wie 4:5. Das heisst: bei der Anorthitisierung wird aus Alkalifeldspäten volumengemäss ungefähr die Hälfte Quarz und die andere Hälfte Anorthit gebildet. Es findet also bei konstantem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt eine starke Vermehrung von Quarz und eine Verminderung von Feldspat während der Anorthitisierung statt. Sehr schön zeigt dies folgende Zusammenstellung:

	Molekular-Werte					Kata-Molekularnorm				
	si	al	fm	c	alk	Or	Ab	An	Fel	Qz
N. 95	<b>382</b>	49,0	2,5	17,0	31,5	3,32	52,69	13,33	69,34	<b>27,88</b>
N. 190	<b>321</b>	45,5	7,0	40,5	7,0	3,05	11,85	39,45	54,35	<b>40,52</b>

N. 95 ist der Pegmatit von Tenero, der schon auf Seite 121 beschrieben wurde, während N. 190 der hier vorliegende Pegmatit ist. Wie aus den Molekular-Werten ersichtlich ist, besitzt N. 95 höheres si als N. 190; in der Kata-Molekularnormberechnung zeigt er indessen geringeren Quarzgehalt. Nehmen wir an, dass N. 190 ursprünglich gleiche chemische Zusammensetzung wie N. 95 hatte, so lässt sich aus der Kata-Molekularnorm von N. 95 mit Hilfe der Gleichung (2) unter Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung des Feldspates (im Modus) von N. 190 die nach der Myrmekitbildung vorhandene Menge von Feldspat und Quarz leicht berechnen. Folgendes ist das Ergebnis. Zum Vergleich ist die Kata-Molekularnorm des Pegmatits N. 190 nochmals angegeben:

	Alkalifeldspat	Anorthit	$\Sigma$ Feldspat	Quarz
N. 95 (für hypothetische Myrmekitbildung berechnet)	10,01 (56,01 — 46,0)	36,33 (23,0 + 13,33)	46,34	46,28 (18,4 + 27,88)
N. 190	14,90 (3,05 + 11,85)	39,45	54,35	40,52

Daraus ersieht man sehr deutlich den stark zunehmenden Quarzgehalt (46,28) von N. 95, verglichen mit seinem ursprünglichen Quarzgehalt (27,88). Obschon N. 95 in Bezug auf den Quarzgehalt noch eine Abweichung zeigt, ist die Übereinstimmung doch eine ziemlich gute.

Der Quarz ist durchaus allotriomorph, reich an mikroskopischen Einschlüssen, die sich sehr oft längs gewisser Richtungen anordnen. Er macht ungefähr die Hälfte des Gesteins aus und weist sehr oft undulöse Auslöschung auf.

Der Biotit ist zum grössten Teil in Chlorit umgewandelt und wurde nur hie und da noch als Relikt gefunden. Der Chlorit, der sehr wahrscheinlich zum Pennin gehört, weist folgende optische Charakteristika auf: Pleochroismus:  $\parallel$  der Spur der (001) Spaltbarkeit ( $n_\alpha$  und  $n_\beta$  Richtung) grasgrün,  $\perp$  dazu bräunlichgelb ( $n_\gamma$ ). Interferenzfigur: fast einachsig, positiv. Ultrablau Interferenzfarbe wurde gelegentlich wahrgenommen.

Die Umwandlungsprodukte des Biotits bestehen nicht nur aus Chlorit, sondern auch aus Epidot. Letzterer zeigt hohe Licht- und starke Doppelbrechung sowie schwachen Pleochroismus:  $n_\beta$  gelb,  $n_\gamma$  hellgelb,  $n_\alpha$  farblos oder sehr schwach gelblich. Er besitzt keine Eigengestalt.

Die spärlich vorhandene Hornblende zeigt dagegen ziemlich schöne idiomorphe Formen. Der Längsschnitt ist stenglig oder blättrig, während der Querschnitt nicht selten prismatische Flächen aufweist. Auffallenderweise besitzt sie noch stärkeren Pleochroismus ( $n_\alpha'$  gelb;  $n_\beta'$ ,  $n_\gamma'$  dunkelgrün) als die im Nebengestein befindliche Hornblende. Nach den auf dem Drehtisch ermittelten Werten schwankt die Auslöschungsschiefe ( $n_\gamma/c$ ) von  $16^\circ$  bis  $21^\circ$ ,  $2V$  von  $64^\circ$  bis  $74^\circ$ . Diese Hornblenden bleiben meistens noch ganz frisch; sie sind also stabiler als die begleiteten Biotite.

Als Übergemengteile kommen Ilmenit, Rutil und Apatit vor. Rutil und Apatit sind durchaus idiomorph. Sehr oft wandeln sich Ilmenit und Rutil in Titanit um. Bei unvollständiger Umwandlung bleiben Ilmenit oder Rutil noch als Relikt in der Mitte der aus Titanitkörnchen bestehenden, traubigen Ansammlung zurück. Stellenweise bilden diese aus Titanitkörnchen bestehenden Ansammlungen eine mehr oder weniger kugelförmige Masse, die im Dünnschliff einen kreisförmigen Kranz aufweist. Ob diese Umwandlungsprodukte mit der Bytownitbildung oder der späteren Metamorphose im Zusammenhang stehen, ist schwer zu entscheiden. Aber da diese Erscheinung, wie andere Dünnschliffe zeigen, sehr oft mit der Epidotbildung, die meistens zur jungen epimetamorphen Umwandlung gehört, zusammen vorkommt, lässt sich doch vermuten, dass dies hier auch der Fall ist. Zu Gunsten dieser Vermutung spricht das Zusammenauftreten von Chlorit und Epidot; auch die Bytownite zeigen stellenweise Sericitbildung.

### C. C h e m i s m u s

Wegen der Eigentümlichkeit seines Mineralbestandes ist das Gestein einer chemischen Analyse unterworfen worden. Die dadurch

ermittelten Daten und die daraus berechneten Werte sowie der auf dem Integrationstisch ausgemessene Mineralbestand sind in folgender Tabelle zusammengestellt.

*Quarz und Bytownit führende Linse im Amphibolit (N 190)*  
*W. von Sasso Fenduto*

Analytiker: H. S. WANG

<i>Basis</i>		Gew. %	Molekular- Zahlen
Kp 1,83	} L 32,61	SiO <sub>2</sub> 70,96	11815
Ne 7,11		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 16,75	1643
Cal 23,67		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,43	27
Cs 1,67	} M 3,98	FeO 0,75	102
Fo 0,78		MnO 0,03	4
Fa 0,88		MgO 0,38	94
Fs 0,44		CaO 8,42	1501
Ap 0,21		Na <sub>2</sub> O 1,29	208
Ru 0,34		K <sub>2</sub> O 0,51	54
Q 63,07	} Q' 63,41	TiO <sub>2</sub> 0,52	65
		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,10	7
		+ H <sub>2</sub> O 0,44	244
		- H <sub>2</sub> O 0,10	56
		100,66	
		si 321,0	
		al 45,5	
		fm 7,0	
		c 40,5	
		alk 7,0	
		k 0,21	
		mg 0,37	
		c/fm; Schn. 5,91; IX.	
		ti 1,76	
		p 0,19	
		h 6,61	
		qz 193,00	
		Magmatypus: —	
<i>Katamolekularnorm</i>			
Or 3,05	} Fel 54,35		
Ab 11,85		(Or: Ab: An = 5,6:21,8:72,6)	
An 39,45			
Q 40,52			
Wo 2,23	} Pyx 4,15		
En 1,04			
Hy 0,88			
Mt 0,44			
Ru 0,34			
Ap 0,20			
<i>Modus</i>	Vol. %		
Plag	44,05 (An 78)		
Q	49,25		
Ho, Bi, Epidot, Ilm., Tn., Ru., Sericit	6,70		

An Hand der Molekular-Werte ist leicht zu erkennen, dass es keine Magmentypen gibt, die mit diesem Gestein vergleichbar sind. Wohl findet man einen solchen, der ähnliche al-, fm-, c- und alk-Werte aufweist; es liegt aber die zugehörige si-Zahl viel tiefer, wie nebenstehende Tabelle zeigt.

Das macht schon sehr wahrscheinlich, dass es sich nicht um ein reines Eruptivgestein handelt.

Hingegen stimmen die Molekular-Werte dieses Gesteins (s. untenstehende Zusammenstellung) mit denjenigen eines von H. VON ECKERMANN (13) untersuchten Gesteins von Stora, Mansjö Mountain, sehr gut überein. Dass das zuletzt erwähnte Vergleichsgestein

<i>Modumit</i>		<i>Hornblende-Anorthosit</i>	
Oslo-Gebiet		Tiefenstein, Albtal	
Träger: N. 298, S. 131.		Niggli: Chemismus schw. Gesteine N. 46, S. 272.	
Plag. (Ab <sub>28</sub> An <sub>70</sub> Or <sub>2</sub> )	88,0	Labrador (An <sub>69</sub> )	
Pyroxen	9,0	Hornblende	
± Barkevikit		(Quarz, Chlorit, Biotit,	
Erz, Apatit	3,0	Leukoxen, Pennin, Pyrit,	
		Apatit, Granat)	
si	123,0		121,0
al	42,5		45,5
fm	12,0		6,5
c	38,0		40,0
alk	7,5		8,0
k	0,06		0,35
mg	0,33		0,19
c/fm; Schn.	3,17; VIII.		6,20; IX.
ti	1,00		1,10
p	0,10		—
qz	-7,0		-19,0
Magmatypus: anorthositisch (Na)		anorthositisch.	

wirklich aus einer Gesteinsreihe eines Pegmatits stammt, zeigt die kontinuierliche chemische Veränderung, wie sie aus nachstehender Tabelle zu ersehen ist.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p
II	345	49	4,5	9	37,5	0,48	0	2,20	0,03	1,2
III	313	49	5	12,5	33,5	0,24	0,17	2,55	0,05	0,49
IV	341	50	5	16,5	28,5	0,14	0,11	3,19	0,06	0,23
V	<b>326</b>	<b>44</b>	<b>5,5</b>	<b>39,5</b>	<b>11,0</b>	<b>0,08</b>	<b>0,18</b>	<b>7,31</b>	<b>0,06</b>	<b>0,69</b>
190	321	45,5	7,0	40,5	7,0	0,21	0,37	5,91	1,76	0,19

II—V Molekular-Werte der Analysen eines Pegmatits bei Stora;  
190 zum Vergleich Pegmatit von Rongia.

So haben wir neben dem mineralogischen (Seite 147—151) auch einen chemischen Hinweis dafür, dass das hier vorliegende Gestein pegmatitischer Herkunft ist, jedoch eine durch Stoffaufnahme bedingte starke chemische Veränderung erlitten hat. Es hat ein starker Austausch von alk gegen c stattgefunden, wobei vom alk mehr Kali weggeführt worden ist als Natron.

Noch ist folgendes zu bemerken:

1. Wie ein Vergleich zwischen Kata-Molekularnorm und Modus zeigt, ist der normative Anorthitgehalt (72,6 % An) niedriger als der modale. Diese scheinbare Abweichung wird darauf zurückzuführen sein, dass alles Kp, das im Modus z. T. als Sericit wirklich auftritt, in der Normberechnung zu den Plagioklasen gezählt wurde.

Wird das Orthoklasmolekül nicht dem Feldspat zugeordnet, so ergibt sich ein Anorthitgehalt von ca. 77 %, der mit dem Modus sehr gut übereinstimmt. Im übrigen ist die Differenz normativ-modal relativ gering.

2. Noch stärker voneinander abweichend sind die Quarzgehalte in Norm und Modus. Da aber der Dünnschliff eine sehr ungleichmässige Verteilung des Quarzes aufweist, so ist diese Abweichung leicht verständlich.

3. An Hand der Basis wäre es auch möglich, den Modus annähernd zu berechnen. Als Grundlage müssten schematisch folgende chemischen Gleichungen dienen:

- (1)  $2 \text{ Ru} + 3 \text{ Fa} = 4 \text{ Ilm} + 1 \text{ Q}$
- (2)  $2,32 \text{ Kp} + 11,52 \text{ Ne} + 17,81 \text{ Cal} + 8,31 \text{ Cs} + 2,41 \text{ Fs} + 12,89 \text{ Fa} + 24,41 \text{ Fo} + 0,22 \text{ Ru} + 20,11 \text{ Q} = 100 \text{ Ho}$
- (3)  $6 \text{ Kp} + 9 \text{ Fo} + 1 \text{ Q} + (2 \text{ W}) = 16 \text{ Bi}$
- (4)  $3 \text{ Cs} + 1 \text{ Q} + 2 \text{ Ru} = 6 \text{ Tn}$
- (5)  $6 \text{ Fs} + 3 \text{ Cs} = 6 \text{ Cf} (\text{CaFe}_2'')^{10)} + 3 \text{ Q}$
- (6)  $9 \text{ Cf} (\text{CaFe}_2) + 3/2 \text{ Cs} + 5 1/2 \text{ Q} = 16 \text{ Fe} - \text{Ep}$
- (7)  $57 \text{ Ms}' = 24 \text{ Kp} + 9 \text{ Sp} + 7 \text{ C} + 17 \text{ Q}$ .

Doch sollte man die genaueren Zusammensetzungen der Einzelminerale kennen, um bei den kleinen Mengen der Nebengemengteile gute Resultate erzielen zu können.

## V. Die Beziehung zwischen Natron- und Kali-Pegmatiten

Aus den vorausgegangenen Untersuchungen geht somit deutlich hervor, dass Natron-, Plagioklas- sowie Kalipegmatite in dieser Gegend recht häufig vorkommen. Es sind jedoch von ihnen nur zwei chemische Analysen vorhanden, die über ihren chemischen Charakter Auskunft geben können. Folgende Tabelle enthält ihre Molekularwerte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
1	450	49,5	7,0	4,0	39,5	0,13	0,42
2	382	49,0	2,5	17,0	31,5	0,06	0,26

No. 1 stammt aus dem Pegmatit von Valle della Madonna bei Brissago, der von F. DE QUERVAIN (68) untersucht und analysiert worden ist. No. 2 ist die Auswertung der Analyse, die auf Seite 124 für den Pegmatit am Flusse unmittelbar W von Tenero aufgeführt und beschrieben wurde. Wie aus den Molekular-Werten hervorgeht, sind beide Gesteine durch niedriges k, das heisst vorwiegenden Na-

<sup>10)</sup> s. S. 97.

trongehalt, ausgezeichnet. No. 2 besitzt noch höheren Kalkgehalt als No. 1. Dies kommt im Mineralbestand dadurch zum Ausdruck, dass beiden der Mikroklin fehlt; No. 2 weist Oligoklas auf, während No. 1 statt dessen nur Albit enthält. Nach DE QUERVAIN (68, S. 10) kann No. 1 „als Ganzes in Übereinstimmung mit den petrographischen Befunden ohne weiteres als Natronpegmatit bezeichnet werden“. No. 2 wäre ein Oligoklaspegmatit.

Obschon bisher noch keine chemische Analyse von den jungen, Mikroklin führenden Pegmatiten vorliegt, spielen sie keineswegs eine untergeordnete Rolle im Vergleich zu den beiden oben erwähnten. Von CORNELIUS (12) und KUENDIG (41) sind sie vielfach erwähnt worden. Auch nach MITTELHOLZER (52) bilden sie die Haupttypen der in dieser Gegend auftretenden Injektionen. Als Beispiel hat der Verfasser den Pegmatit WSW von Gordemo (Seite 119) beschrieben. Wir können somit feststellen, dass in diesem Gebiet neben den Natron- und den Plagioklaspegmatiten auch Kali- oder doch kalireiche Pegmatite auftreten, und müssen uns fragen, welches die Beziehungen zwischen den beiden Typen sind. Nach den heutigen Erfahrungen der Petrographie sind folgende zwei Ursachen in erster Linie in Betracht zu ziehen: einmal eine primäre magmatische Differentiation und zweitens eine endomorphe Veränderung, die durch die selektive Resorption von Nebengesteinen zustande kam.

Eine besonders schöne Kontakterscheinung der Pegmatite bei ihrem Eindringen oder Durchschneiden basischer Gesteine (wie Peridotit und Amphibolit) ist die Bildung von Biotithäuten längs der Kontaktgrenze. Weil die basischen Gesteine durchwegs arm an Alkalien sind, kommt nur der Pegmatit als Lieferant des für die Biotitbildung verlangten Kaliums in Frage. Nicht selten zeigt ein solcher Pegmatit gleichzeitig eine mineralogische Veränderung von Kalifeldspat in Albit. Alle diese Tatsachen sprechen dafür, dass sowohl die chemische wie auch die mineralogische Zusammensetzung eines Pegmatits durch Stoffaustausch mit dem Nebengestein eine Veränderung erleiden kann. In diesem Fall ist die chemische Veränderung so, dass der Kaligehalt von ihm weggeführt wird, während der Natrongehalt dadurch angereichert wird.

Hinsichtlich der primär magmatischen Differentiation ist folgendes zu bemerken: Nach der Darstellung des Systems  $\text{SiO}_2$ - $\text{NaAlSiO}_4$ - $\text{KAlSiO}_4$  (siehe Lit. 63. Fig. 110, S. 179), das von J. F. SCHAIRER und N. L. BOWEN untersucht wurde, schwanken die Temperaturen der eutektischen Kurve zwischen  $[\text{SiO}_2]$ - und Alkalifeldspatfeld (BNH) von  $1115^\circ\text{C}$  bis ca.  $1000^\circ\text{C}$ ; das Minimum liegt



vielleicht in der Nähe von Punkt N, dessen Chemismus einen  $k$ -Wert von ca. 0,45 aufweist. Ein Magma mit einer chemischen Zusammensetzung, dessen Projektionspunkt oberhalb der  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ -O-G-Linie liegt, wird danach eine Kristallisationsbahn besitzen, die nach diesem Punkt hin führt, wobei jedoch unter Umständen das Endziel nicht erreicht wird. Dies zeigt sich auch darin, dass die  $k$ -Werte der stark differenzierten Granite und Aplite meistens in der Nähe von 0,45 (0,40—0,60) liegen.

Bei den Pegmatiten ist jedoch das Verhältnis ein anderes. Vor allem führen die Pegmatite meistens sehr reichlich leichtflüchtige Bestandteile, unter deren Einfluss kalireiche Mineralien, wie Biotit und Muskowit, normalerweise früher gebildet werden. Das wirkt auf die Kristallisationsbahn so, dass erneut eine Anreicherung des Natrongehalts in der Restschmelze möglich wird.

Ob die hier vorliegende chemische Veränderung der Pegmatite mit der selektiven Resorption des Nebengesteins zusammenhängt oder eine primäre Differentiation darstellt oder etwa durch beide Phänomene bedingt wird, ist kaum zu entscheiden. Immerhin kann man die Biotitbildung längs der Kontaktgrenze des Pegmatits von Gordemo wie auch den Bytownitfels als Beweise für das Vorhandensein von Stoffaustauschvorgängen betrachten. Andererseits ist die Zusammensetzung der Plagioklase in vielen Adern einander sehr ähnlich und wenig abhängig von der Grösse der Injektionslager.

Eine richtige Lösung dieses Problems würde sowohl eine genaue Untersuchung der chemischen und mineralogischen Veränderung der einzelnen Pegmatite längs ihres Verlaufs, unter Berücksichtigung des Einflusses der Nebengesteine, als auch ein Studium der Variation der Zusammensetzung aller Pegmatite des ganzen Gebietes erfordern. Es konnten für die weitere Erforschung hier nur einige Beispiele als erste Grundlage näher untersucht werden.

## **VI. Versuche zur Aufklärung der Beziehung zwischen den sogenannten Kalifeldspäten (Mikroclin, Adular, Orthoklas, Sanidin) mit Berücksichtigung ihrer Bildungsbedingungen**

In letzter Zeit sind die Bildungsbedingungen des triklinen Mikroklins sowie die Beziehung zwischen ihm und dem monoklinen Kaliumfeldspat in der Petrographie und Mineralogie häufig zur Diskussion gestellt worden. Einige Autoren fassen den Orthoklas als submikroskopisch oder ultramikroskopisch verzwilligten Mikroclin auf, während andere, die den Unterschied in den Dichten sowie den optischen Eigenschaften ( $2V$ , Brechungsindizes) der beiden Feldspäte berück-

sichtigen, der Ansicht sind, dass es sich um eine Erscheinung der Polymorphie handelt.

Der Unterschied in den optischen Eigenschaften allein genügt nicht, die Theorie des Aufbaus des monoklinen Feldspates aus submikroskopisch oder ultramikroskopisch verzwilligtem Mikroklin zu widerlegen. Schon 1897 hat MICHEL-LÉVY (51) die gerade Auslöschung auf (001) beim Adular als eine natürliche Folge der submikroskopischen Verzwilligung des triklinen Mikroklinis angesprochen. Gleichfalls können die submikroskopischen Zwillinge die drei Hauptbrechungsindizes des ursprünglichen Individuums verändern, weil die Schwingungsrichtungen der drei Hauptbrechungsindizes von zwei unmittelbar benachbarten, submikroskopisch verzwilligten Individuen infolge der ursprünglichen triklinen Symmetrie nicht miteinander parallel laufen. Verändern sie sich dadurch nicht gleichmässig, so kann auch der von ihnen abhängige optische Achsenwinkel variieren. Es ist jedoch zu beachten, dass die Doppelbrechung des Mikroklinis relativ gering ist, und deshalb sollten die so resultierenden drei Hauptbrechungsindizes keine grossen Veränderungen erleiden, falls die drei Schwingungsrichtungen von zwei unmittelbar benachbarten, miteinander verzwilligten Individuen voneinander nicht sehr stark abweichen. So kann einerseits aus Gründen, die im Folgenden erläutert werden, der monokline Feldspat innerhalb gewisser Grenzen der Veränderung der Lichtbrechung noch als submikroskopisch verzwilligter Feldspat trikliner Symmetrie angesehen werden, während andererseits die Erscheinung der Polymorphie angedeutet wird, wenn sowohl die Brechungsindizes als auch die anderen physikalischen Eigenschaften einen relativ grossen Unterschied aufweisen. Von nicht geringem Interesse ist es, nach den Beziehungen bei Adular zu forschen.

Neuerdings hat E. SPENCER (69) durch zahlreiche Messungen festgestellt, dass der Adular, obwohl er monokline Symmetrie aufweist, nach den Brechungsindices mit dem Mikroklin in engerer Beziehung steht als mit dem Orthoklas. Nach H. L. ALLING (2) ist aber zwischen den triklinen und den monoklinen Alkali-Feldspäten ein Unterschied im spezifischen Gewicht vorhanden, was für die Polymorphie der in Frage kommenden Feldspäte sprechen würde. Es liegen also zwei Beobachtungen vor, die anscheinend miteinander in Widerspruch stehen. Hinsichtlich dieser wichtigen und interessanten Frage hat der Verfasser das von SPENCER ermittelte spezifische Gewicht des Adulars vom St. Gotthard auf das von ALLING angegebene Diagramm eingetragen in der Absicht, es mit den spezifischen

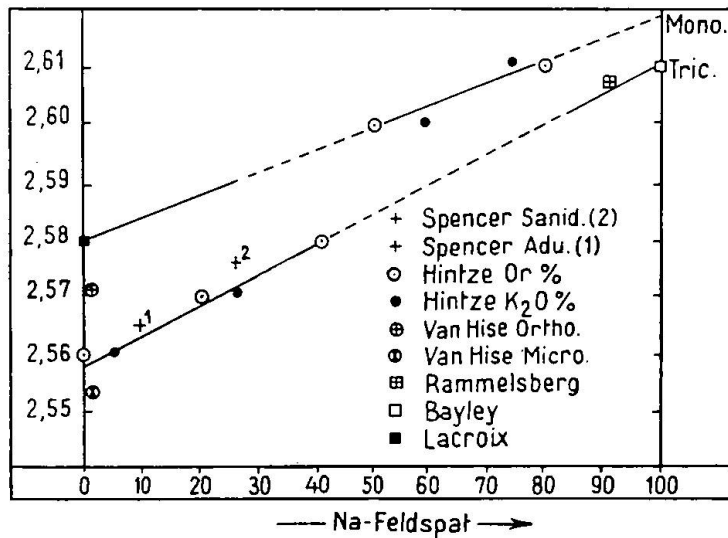
Gewichten der andern Alkalifeldspäte zu vergleichen. Merkwürdigerweise weicht die von SPENCER angegebene Dichte<sup>11)</sup>, wie Diagr. 15 zeigt, von der Kurve der monoklinen Feldspäte ab und lässt sich in die der triklinen einreihen.

Dies deutet sehr wahrscheinlich darauf hin, dass man den monoklinen Adular als durch submikroskopische Verzwilligung aus triklinem Mikroklin (wenn es in der Natur solchen gibt) entstanden betrachten kann, während der Orthoklas oder andere monokline Alkalifeldspäte mit dem Mikroklin polymorph sind. Dafür sprechen noch folgende Erscheinungen: Nicht selten weist der Adular homogene und fleckig auslöschende Partien auf, die in völlig stetigem Übergang ineinander übergehen. Nicht ausgeschlossen ist, dass es sich bei den fleckig auslöschenden Partien um einen Übergang von mikroskopischer zu submikroskopischer Verzwilligung handelt. Ferner kann nach den Untersuchungen von S. KOZU (38) und M. SUZUKI, T. F. W. BARTH (7) und SPENCER (69, S. 464) der Adular seine optische Achsenebene, die senkrecht zu (010) liegt, erst bei sehr hoher Temperatur (900°—1100°C) zur sanidinartigen Anordnung umorientieren, und zwar in einer ziemlich raschen Veränderung. Diese Erscheinung ähnelt einem Umwandlungsvorgang, und es ist

---

<sup>11)</sup> Es muss jedoch bemerkt werden, dass die hier erwähnte Übereinstimmung noch nicht als eine endgültige Tatsache angesehen werden darf. Der Verfasser hat sowohl die neuen, wie auch die von C. DOELTER angegebenen alten Analysen von Alkalifeldspäten, bei welchen das zugehörige spezifische Gewicht angegeben wurde, nach diesem Schema überprüft. Obwohl manche Mikrokline wirklich kleineres spezifisches Gewicht aufweisen als dasjenige des Sanidins, sind viele Ausnahmen vorhanden. Das Bild ist so unregelmässig, dass man daraus kaum eine Schlussfolgerung ziehen kann. Betrachtet man aber andererseits den geringen Unterschied im spezifischen Gewicht zwischen den Alkalifeldspäten, die Ungenauigkeit der früher ausgeführten Bestimmungen, die sehr oft auftretenden Einschlüsse, sowie die nicht immer beachtete Entmischungsstruktur eines nur äusserlich anscheinend einheitlichen Kristalls, so darf auf Grund dieser Unregelmässigkeit die Möglichkeit einer Polymorphie auch nicht verneint werden. Um dieses Problem richtig anzupacken, sollte in Zukunft nur dasjenige spezifische Gewicht benutzt werden, das von einem sowohl äusserlich wie innerlich einheitlichen Kristall stammt. Indessen muss auch eine chemische analytische Bestimmung mit durchgeführt werden, damit der durch die chemische Zusammensetzung bedingte Einfluss auf das spezifische Gewicht überblickt werden kann. Ebenfalls sollte man bei der Bestimmung von optischen Eigenschaften diese Tatsachen berücksichtigen. So ist es z. B. nicht ganz richtig, bei entmischten Feldspäten nur die Brechungsindizes des Gesamtkristalls anzugeben, sondern es sollte die Lichtbrechung der beiden Partien bestimmt werden. Allerdings ist dies manchmal wegen der Feinheit der entmischten Lamellen eine ausserordentlich schwere Aufgabe.

daraus zu vermuten, dass Adular und Sanidin, obwohl die beiden gleiche äussere Symmetrie aufweisen, in Wirklichkeit sich polymorph zueinander verhalten. Noch ausschlaggebender sind die neuerdings vorgenommenen röntgenometrischen Untersuchungen (6), die eindeutig zeigen, dass kein wesentlicher Unterschied in der Struktur zwischen Adular und Mikroklin vorliegt. Aber gerade daraus entstand die Ansicht, dass alle monoklinen Feldspäte aus submikroskopisch verzwilligten triklinen Feldspäten aufgebaut seien. Wohl ist es für die Wissenschaft zweckmässig, die Gesamtheit der Erscheinungen durch eine Grundannahme zu erklären. Es ist jedoch gleichzeitig zu vermeiden, einen Schluss aus einigen wenigen Beobachtun-



Diagr. 15

gen zu verallgemeinern. Dass diese Regel manchmal ausser acht gelassen wird, ist vielleicht die häufigste Ursache der in der Wissenschaft so unnötigen Streitigkeiten. Über die Möglichkeit der Polymorphie der Alkalifeldspäte sowie ihre Beziehungen hinsichtlich der Kristallstruktur ist folgendes zu bemerken:

Nach F. MACHATSCHKI (48) lässt sich der Aufbau der Feldspäte als ein Grundgerüst aus  $\text{SiO}_4$ - und  $\text{AlO}_4$ -Tetraedern erkennen, den wir stöchiometrisch besser so schreiben, wie Prof. NIGGLI (59) vorschlägt  $[(\text{SiO}_2)_n \cdot (\text{AlO}_2)_m]R_x$ . Die Anzahl der durch  $(\text{AlO}_2)$  freigebliebenen negativen Valenzen wird durch die verschiedenartigen Kationen, wie K (Ba), Na, Ca (Sr), die in den Hohlräumen eingelagert sind, abgesättigt. Obwohl es in der Natur triklin und monokline Feldspäte gibt, ist der Bauplan ihres Grundgerüsts im grossen und ganzen nicht sehr verschieden. Der monokline Feldspat unterscheidet

sich von dem triklinen hauptsächlich dadurch, dass sich bei jenem grössere Kationen, wie K und seltener Ba, in den Hohlräumen des Grundgerüsts befinden, während bei diesem kleinere Kationen, wie Ca und Na, darin eingelagert sind. Die Symmetrie der Struktur des Feldspates ist danach durch die Grösse der vorhandenen Kationen bedingt. Es ist wahrscheinlich, dass der gesamte Effekt der grossen Kationen, wie K und Ba, auf das Grundgerüst so wirkt, dass eine monokline Symmetrie zustande kommt, während bei kleinen Kationen, wie Ca und Na, nur trikline Symmetrie hervorgerufen wird. Diese Anschauung wird durch die neuerdings ausgeführten röntgenometrischen Untersuchungen an Feldspäten, besonders diejenigen von W. H. TAYLOR (76), gestützt. Und damit versteht man, wie SPENCER (69, S. 484—486) gesagt hat, auch die Erscheinung, dass beim Erhitzen die perthitische Entmischung leicht verschwindet, sich aber durch langsames Abkühlen wieder einstellt, da nach dieser Anschauung nur Sonderung und Wanderung der Kationen während dieser Umwandlung stattfinden, ohne dass das Grundgerüst wesentlich verändert wird.

Lassen wir diese Anschauung gelten, so sind die folgenden Fragen leicht zu beantworten:

### 1. Die Polymorphie der Kalifeldspäte

Entsteht die monokline Symmetrie der Kalifeldspäte (ausschliesslich des Adulars) nicht aus dem submikroskopisch verzwilligten Mikroklin wie beim Adular, sondern hängt sie wesentlich von dem Einfluss der Grösse der in Hohlräumen eingelagerten Kationen ab, die je nach ihrer Art verschiedene Anordnung des Grundgerüsts hervorrufen können, so muss man definitionsgemäss die verschiedenen Formen, die verschiedene Symmetrien aufweisen, als zueinander polymorph bezeichnen. Prinzipiell analog wie  $\alpha$ - und  $\beta$ -Quarz würden sich dann die verschiedenen Formen der Kalifeldspäte, die wirklich in Polymorphie stehen, verhalten. Das zeigen ja die Versuche über die Sanidinisierung des Mikroklin durch Erhitzung (siehe den Unterschied in den durch Erhitzen hervorgerufenen Veränderungen der Brechungsindizes zwischen Sanidin und Mikroklin Fig. 9 und 15, 16 bei SPENCER (69, S. 466—469)) und der schon erwähnte Unterschied im spezifischen Gewicht wie auch in den Brechungsindizes zwischen den monoklinen und triklinen Alkali-Feldspäten; allerdings ist der zuletzt erwähnte Unterschied nicht so gross wie bei Quarz. Diese geringfügige Veränderung ist vielleicht auf die ähnliche Struktur der beiden Feldspäte zurückzuführen.

## 2. Der monokline Natronfeldspat

Man bezweifelt, ob es einen monoklinen Natronfeldspat (Barbierit) wirklich gibt. Es existiert jedoch in der Natur ein scheinbar oder wirklich monokliner Kali-Natronfeldspat, der bis zu mindestens 70 Gew.-% Albit enthält, aber bei ziemlich hoher Temperatur gebildet wird. Eine Betrachtung der MACHATSCHKISCHEN Theorie wird diese Erscheinung wiederum verständlich machen: Nach MACHATSCHKI ist die Symmetrie der Feldspäte wesentlich durch die Grösse der in Hohlräumen eingelagerten Kationen bedingt. Es ist danach zu vermuten, dass bei hoher Temperatur der Umfang der Wirkungssphäre der Na-Kationen auch grösser wird, und dass sich dann die monokline Symmetrie leichter einstellt als bei tiefer Temperatur. Wenn der gesamte Effekt der Wirkungssphäre der Na-Kationen bei hoher Temperatur noch nicht hinreicht, die monokline Symmetrie zu erzeugen, so wird ein kleiner Zusatz von grösseren Kationen, namentlich K, dies wohl ermöglichen.

## 3. Der trikline Kalifeldspat (Mikroklin)

Umgekehrt ist denkbar, dass bei tiefer Temperatur die Wirkungssphäre von K-Kationen etwas kleiner wird und weniger wegleitungsfähig. Dann wird statt der monoklinen eine trikline Symmetrie hervorgerufen. Ein kleiner Zusatz von kleinen Kationen, nämlich Na, kann naturgemäss die Einstellung der triklinen Symmetrie begünstigen. In dieser Weise entsteht wahrscheinlich der Mikroklin, der meistens durch seinen hohen Natron-Gehalt (im Vergleich zu Orthoklas) gekennzeichnet ist. Seine Bildung bei tieferer Temperatur ist schon lange vermutet worden. Dass alle hier untersuchten Pegmatite, die genügend Kalium enthalten, Mikroklin aufweisen, ist ein weiteres Anzeichen dafür. Auch nach ALLING ist diese Erscheinung weit verbreitet.

Was noch klarer und eindeutiger dafür spricht, ist die Neubildung von Mikroklin in Sedimenten oder Verwitterungsprodukten. Schon 1909 hat F. GRANDJEAN (19) die im pisolithischen Kalk von Meudon (Danien) sowie auch in anderen kalkigen Sedimenten vorkommenden Feldspäte, die früher von einigen Autoren als Orthoklas bezeichnet wurden, durch genauere Untersuchungen als Mikroklin nachgewiesen. Diese Feldspäte zeigten indessen ausser der Kernpartie mit schiefer Auslöschung auf (001) und Gitterstruktur nach aussen hin auch noch verschwommene, gerade auslöschende Partien, die sehr wahrscheinlich aus submikroskopisch verzwilligtem Mikroklin bestanden. Auch O. MÜGGE (53) hat 1917 das Weiterwachsen



von Orthoklas in Ackerboden beim Horner's-Bauer auf dem linken Ufer der Eger, westlich Karlsbad, beobachtet (53, S. 121—122):

„Eine Untersuchung der rauhen Kristallflächen dieser Feldspäte ergab dann bald, dass auch sie an vielen Stellen von Feldspatneubildung überwachsen sind, namentlich (110) und (010) (mit der charakteristischen Streifung  $\parallel c$ , wie bei Adular) . . . Es ist dabei natürlich abzusehen von den bekannten Albit-Überwachsungen der letzten, die wohl schon zur Zeit der Drusenfüllung entstanden, denn der Überzug der Karlsbader Zwillinge besteht aus Orthoklas (vielleicht Mikroklin).“

Dann gibt er noch folgende Einzelheiten über diese neugebildeten Feldspäte (53, S. 122):

„Von (110) abgesprengte Teile des Überzuges ergaben den, für Orthoklas charakteristischen Winkel  $001:110 = 112^\circ 27'$  (ber.  $112^\circ 13'$ , dagegen Albit  $114^\circ 43'$  und  $110^\circ 50'$ ), ferner das für Orthoklas charakteristische Interferenzbild: eine optische Achse nicht weit von der Flächennormale, Achsen-ebene ungefähr parallel der Kante zu (001). Ferner zeigte der Überzug auf (001) niemals Zwillingsbildung nach (010), die auf den Albitüberzügen der Kristalle von Hirschberg und ähnlichen, auch wenn sie nur fein sind, sehr gut zu erkennen ist. Von (010) abgehobene Teile gaben für die Neigung  $010:001$  nicht mehr als  $1^\circ$  Abweichung von  $90^\circ$  und die für Orthoklas (und Mikroklin) charakteristische Auslöschungsschiefe von  $\pm 6^\circ$ .“

Aus seiner Beschreibung geht nur hervor, dass es sich nicht um Albit handelt. Ob hier tatsächlich ein Orthoklas, ein Mikroklin oder doch ein Adular vorliegt, ist noch fraglich. Die Möglichkeit, dass es sich um Mikroklin handelt, hat schon MÜGGE selbst dargelegt. Es ist wohl in der Petrographie sehr häufig vorgekommen, den Mikroklin beim Fehlen der für ihn typischen Gitterstruktur mit Orthoklas zu verwechseln.

Wenn es sich hier wirklich um einen monoklinen Feldspat handelt, was mittels der Auslöschungsschiefe auf (001) leicht bestätigt werden könnte, so ist er nach der Erfahrung von GRANDJEAN eher als ein submikroskopisch verzwillingter Mikroklin denn als ein Orthoklas zu bezeichnen. Obwohl die Begriffe Orthoklas und Adular, wie Prof. NIGGLI (56) betont hat, bis heute noch nicht scharf präzisiert sind, ist der Erfahrung gemäss die Bildungsbedingung für diese beiden verschieden: jener ist bei höherer Temperatur gebildet, während die Bildungstemperatur für diesen ziemlich tief liegt, wie beim Mikroklin. Es ist somit gut möglich, den so gebildeten monoklinen Kalifeldspat (submikroskopisch verzwillingter Mikroklin) als Adular anzusehen, weil beide durchaus bei tiefer Temperatur gebildet sind. Dies widerspricht weder mikroskopischen noch röntgenometrischen Untersuchungen, sondern beide unterstützen sich



gegenseitig. Damit lässt sich nun vielleicht auch die sonst sehr schwer erklärbare Erscheinung verstehen, dass bei gleicher Bildungsbedingung zweierlei Feldspäte, nämlich Mikroklin und Adular, sich bilden können, die verschiedene Symmetrie aufweisen. Die Schwierigkeit liegt hier nur darin, zu erklären, warum der Orthoklas, der nach dieser Ansicht bei hoher Temperatur gebildet wurde und stabil ist, auch noch bei gewöhnlicher Temperatur auftritt, und worin der Grund für das Vorkommen des Mikroklin in metamorphen Gesteinen zu suchen ist.

Hinsichtlich der ersten Frage muss vielleicht die Haltbarkeit, die Mineralogen und Petrographen oft ausser acht lassen, in Betracht gezogen werden. Für jedes Mineral ist die Haltbarkeit ebenso ein Charakteristikum wie irgend eine andere Eigenschaft. Einige Mineralien, die geringe Haltbarkeit besitzen, werden sich bei verändernden äusseren Bedingungen leicht umwandeln. Hingegen können andere Mineralien, die gute Haltbarkeit aufweisen, sofern keine Störung hinzu kommt, unverändert bleiben, trotzdem sie schon bei den in Frage kommenden Aussenbedingungen instabil sind. Der Orthoklas kann wahrscheinlich ohne Störung bis zu gewöhnlicher Temperatur erhalten bleiben. Aber da er sich schon im instabilen Zustand befindet, wird er die Tendenz zeigen, sich in die stabilere Modifikation umzuwandeln. Als ein Faktor, der die Umwandlung beschleunigt und dadurch wahrnehmbar macht, kann die Zeit in Frage kommen. Darauf beruht vielleicht die Tatsache, dass Mikroklin sehr häufig in alten Graniten auftritt. Der bedeutendste und wirksamste Faktor ist aber sicher der Druck, wie schon ALLING (2, S. 209) dachte:

„The writer is fully aware that microcline texture is frequently the result of dynamic stresses, but is inclined to the view that the stresses of dynamic metamorphism permit orthoclase, which is metastable at temperatures below its inversion point, to change to microcline. His conclusion is that pressure does not produce microcline from orthoclase; it only initiates and accelerates the change.“

Noch ist zu bemerken, dass die hier in Pegmatiten auftretenden grossen Mikroklinkristalle infolge des Fehlens der sonst sehr schönen und charakteristischen Gitterstruktur einheitlich aussehen und dem Orthoklas ähneln. Nicht ausgeschlossen ist, dass die leicht flüchtigen Bestandteile, die in den Pegmatiten sehr reichlich vorhanden waren, für diese Erscheinung verantwortlich sind und sie verursacht haben; sie setzten die Viskosität sowie die Kristallisationstemperatur des Magmas stark herab.

#### 4. Die Beziehung zwischen Orthoklas und Sanidin

Prof. NIGGLI (56, S. 531) äussert sich hierüber folgendermassen:

„Die Begriffe Orthoklas, Adular, Sanidin für monoklinen Kalifeldspat sind nicht scharf präzisiert. Als Orthoklas kurzweg bezeichnet man die meist undurchsichtigen, trüben, weissen, rötlichen, grauen, gelblichen oder grünlichen Kalifeldspäte der Tiefengesteine und Tiefengesteinsdrusen, bei denen (Idiomorphie vorausgesetzt)  $\langle 010 \rangle$  eine herrschende Form ist. ... Der Sanidin wird mit Rücksicht auf den Glanz als „glasiger“ Feldspat bezeichnet und ist von weisser, grauer bis gelblicher Farbe, oft rissig und gewöhnlich tafelig nach herrschendem  $\langle 010 \rangle$  oder dann säulig nach  $[100]$  infolge herrschenden  $\langle 001 \rangle$  und  $\langle 010 \rangle$ . ... Während in Adular und Orthoklas normalerweise die optische Achsenebene senkrecht zu  $\langle 010 \rangle$  liegt, gibt es Kalifeldspäte, und zwar insbesondere Sanidine, mit  $\langle 010 \rangle$  als Ebene der optischen Achsen. ... Sanidine treten besonders in relativ jungen, rasch abgekühlten Ergussgesteinen auf: Nun ändert sich beim Erhitzen des Kalifeldspates die optische Orientierung, die Achsenebene wird parallel  $\langle 010 \rangle$ . Kalifeldspat hat also bei hoher Temperatur „Sanidinoptik“, und bei rascher Abkühlung kann diese Orientierung der Indikatrix erhalten bleiben, das heisst, die Umorientierung vermag mit der Temperaturänderung nicht Schritt zu halten.“

Der Adular wurde schon oben (S. 157) als submikroskopisch verzwilligter Mikroklin betrachtet. Die Frage ist nun, in welcher Beziehung der Orthoklas zum Sanidin steht. Mit anderen Worten: Wodurch ist die ungleiche Orientierung der Indikatrix der beiden bedingt? Um diese Frage richtig zu beantworten, muss man zuerst alle Ursachen, die die Umorientierung der optischen Achsenebene der Mineralien veranlassen, überblicken.

1. Umorientierung der Optik durch die allmähliche chemische Veränderung des Minerals. Als ein schönes Beispiel ist die durch den Zusatz der Anorthitmoleküle hervorgerufene allmähliche Umorientierung der optischen Achsenebene der Plagioklase zu erwähnen. Ihr zufolge kann man die Mischungsglieder der Plagioklase genauer bestimmen.

2. Die Umorientierung der Optik infolge der Anisotropie der thermischen Dilatation des Minerals. Sowohl die Bindekräfte wie auch die Verteilungen der Elemente einer Kristallstruktur sind meistens ungleichwertig. Darauf beruht grundsätzlich die Anisotropie der Mineralien. Ein anisotropes Mineral wird somit beim Erhitzen längs ungleichwertiger Richtungen verschiedene thermische Dilatation aufweisen; in den Richtungen, in denen starke Bindungskräfte wirksam sind, kann es sich naturgemäss weniger ausdehnen als in denjenigen, in denen die Bindungskräfte schwächer sind, und dadurch wird eine Veränderung in der Verteilung des Materials längs verschiedener Richtungen hervorgerufen, die ohne weiteres die davon

abhängigen Brechungsindizes des Minerals beeinflusst. Überwiegt beispielsweise der durch die Ausdehnung hervorgerufene Effekt auf die Brechungsindizes denjenigen, der durch rein thermische Veränderung zustande kommt, so ist eine Umorientierung der Indikatrix denkbar. Als ein schönes Beispiel mag die durch Erhitzung hervorgerufene Umorientierung der optischen Achsenebene bei Gips Erwähnung finden, über die W. A. WOOSTER (80) folgendes schreibt:

„On heating gypsum above 90° C the optic axial plane changes. The decreases of the refractive indices between 12° and 98° C for the vibration directions defined above are given by TUTTON as, 0037, 0022 and, 0011 respectively. Thus the refractive index 3. is smaller than 1. at 12° C but becomes larger at 98° C and corresponding to this the optic axial plane changes from being parallel to (010) to being perpendicular to it. The rapid decrease in the refractive index for the vibration direction perpendicular to the cleavage is explicable by the relative very weak binding which the structure indicates between these planes.“

Es muss bemerkt werden, dass hier das durch Erhitzung abgegebene Wasser, wenn es auch nicht ganz ohne Einfluss ist, sicher eine nur untergeordnete Rolle spielt. Man kann aus diesem Beispiel sehr deutlich erkennen, wie die Umorientierung in der optischen Achsenebene durch die Anisotropie der thermischen Dilatation ohne beträchtliche chemische Veränderung zutage tritt.

Im Licht dieser Überlegungen können wir folgende Beziehung zwischen Orthoklas und Sanidin vermuten: Hängt die Umorientierung in der optischen Achsenebene wesentlich von der Anisotropie der thermischen Dilatation ab, so ist zwischen den beiden kein Unterschied in der chemischen Zusammensetzung zu erwarten. Es zeigen jedoch die Analysen von Sanidin meistens grösseren Nagehalt als diejenigen von gewöhnlichem Orthoklas. Diese Tatsache spricht also anscheinend dafür, dass die chemische Veränderung die genannte Erscheinung mitverursacht. Das wäre aber noch keine Erklärung für die durch Erhitzung hervorgerufene „Sanidinoptik“, wo beim Erhitzen die optische Achsenebene eines Orthoklases ihre ursprüngliche Lage (senkrecht zu (010)) in (010) überführt und bei rascher Abkühlung diese veränderte Orientierung erhalten bleibt. Nicht ausgeschlossen ist folgende Vermutung:

Die Kristallstruktur des Sanidins ist vielleicht als Idealform des monoklinen Kalifeldspats aufzufassen. Sie ist durch die bei hoher Temperatur erzeugte, vollständig homogene Verteilung der Kalium- und Natrium-Kationen im Grundgerüst ausgezeichnet. Sehr wahrscheinlich beruhen darauf auch die optischen Eigenschaften, wie die spezielle Orientierung der Indikatrix, der „glasige“ Glanz und die

nicht selten auftretende relativ gute Durchsichtigkeit. Obwohl der bei hoher Temperatur gebildete Kalifeldspat bei tiefer Temperatur instabil ist, kann seine „ideale“ Kristallstruktur und daher auch seine von ihr abhängige Optik durch rasche Abkühlung, wie sie bei Ergussgesteinen statt hat (Abschreckungsvorgang), erhalten bleiben.

Hingegen ist, wenn der Abkühlungsvorgang, wie bei plutonischen Gesteinen, sehr langsam vor sich geht, eine Wanderung der Kationen zu erwarten. Je nach dem Natrium-Gehalt und den physikalischen Bedingungen kann solcher Kalifeldspat sich entweder entmischen (wenn der Na-Gehalt sehr hoch ist), oder Orthoklas ergeben. Als Entmischungsprodukte findet man Makro-, Mikro- und Kryptoperthite wie auch ihre kontinuierlichen Übergänge, und ihnen liegt hauptsächlich, wie schon oben erwähnt, die Wanderung und Umgruppierung der Kalium- und Natriumkationen zugrunde. Ebenfalls ist durchaus denkbar, dass auch beim Orthoklas, obschon er mikroskopisch und röntgenometrisch einheitlich erscheint, durch die langsame Abkühlung eine Wanderung der Kationen stattfindet. Allerdings können die Kationen nicht so weit wandern wie bei den Perthiten, sodass einheitliches Aussehen und monokline Symmetrie noch erhalten bleiben. Da aber die Brechungsindizes wesentlich von der Anordnung der Kalium- und Natrium-Kationen abhängen, so ist bei ihnen eine Veränderung zu erwarten. Verändern sie sich nicht gleichmäßig, so können, falls die Doppelbrechung des Minerals (z. B. Kalifeldspat) ziemlich gering ist, die Brechungsindizes sich leicht austauschen, wodurch eine Umorientierung der Indikatrix stattfindet. Vielleicht ist der Unterschied in der Lage der optischen Achsenebene zwischen Orthoklas und Sanidin darauf zurückzuführen. Vermutlich stehen Undurchsichtigkeit sowie trübes Aussehen des Orthoklases auch teilweise damit im Zusammenhang. Die Umorientierung der Indikatrix des Orthoklases durch Erhitzen wäre somit durch nichts anderes als die Wiedereinstellung der homogenen Verteilung der Kalium- und Natrium-Kationen in seinem Grundgerüst, wie bei Sanidin, bedingt. Kôzu (37) und Y. ENDO haben den Mondstein bei verschiedenen Temperaturen mit Röntgenaufnahmen untersucht. Von ihnen ist festgestellt worden, dass bei hoher Temperatur ( $790^{\circ}$ — $1090^{\circ}$  C) der Schiller verschwindet und die verdoppelten Reflexionen sich vereinigen, sodass eine monokline Symmetrie sich einstellt. Vielleicht ist der gewöhnliche Orthoklas als solches Stadium aufzufassen, bei welchem die verdoppelten Reflexionen sich gerade vereinigen, aber die Verteilung der Kalium- und Natrium-Kationen im Grundgerüst noch nicht ganz homogen ist. Sollte diese Vermutung zutreffen, so

kann die durch Erhitzen hervorgerufene Umorientierung der Indikatrix des Orthoklases sicher nicht als ein Umwandlungsvorgang bezeichnet werden, dem eine Veränderung des Grundgerüsts entspricht, wie dies beim Übergang in Mikroklin der Fall wäre. Weder die chemische Veränderung, wie bei den Plagioklasen, noch die Anisotropie der thermischen Dilatation, wie beim Gips, ist für sie massgebend, denn die chemische Zusammensetzung bleibt hier dieselbe und die Veränderung der Brechungsindizes ist wesentlich durch die Wanderung der Kalium- und Natrium-Kationen bedingt.

### Bemerkungen zum „Analysen-Manko“ und zur Wasserbestimmung

Alle in dieser Arbeit veröffentlichten neuen Analysen sind nach der Methode von J. JAKOB (30) durchgeführt worden. Ganz merkwürdigerweise zeigen nun alle 10 Amphibolit-Analysen ein Manko von 1,5 % bis 1,1 %. Um mich zu überzeugen, ob nicht irgendwo Fehler in der Ausführung der Analysen vorlagen, führte ich zwei Analysen von ganz anderem Gesteinscharakter aus (1 anorthositisch, 1 pegmatitisch). Auffälligerweise zeigen diese zwei Analysen recht normale Resultate: der Pegmatit ergab fast 100 % und das anorthositische Gestein etwas über 100 %. Es gibt also auch hier wieder einige Beispiele, die zeigen, dass nach dem üblichen Analysengang ein analytisches Manko bei Hornblende führenden Gesteinen recht oft auftritt.

J. JAKOB (32) hat 1931 erstmals auf das in Hornblende-Analysen häufig vorkommende Manko bei der Auswertung der Analysen aufmerksam gemacht (32, S. 141—142). In seiner Arbeit lagen insgesamt 6 neue Hornblende-Analysen vor, von welchen fünf ein Analysen-Manko zeigten.

1935 erschien eine weitere Arbeit (34), in der 15 neue Hornblende-Analysen angegeben worden sind. Von diesen zeigten 9 wieder ein erhebliches Manko, während die übrigen, die hauptsächlich von asbestartigen Hornblenden und Strahlstein stammten, normale Resultate ergaben. Aus diesem Grunde schliesst JAKOB (34, S. 146 und 151):

„Kein Kation darf für das Auftreten dieses Fehlbetrages verantwortlich gemacht werden. — Es gibt nur eine Sorte von Amphibolen, die diesen Fehlbetrag nicht zeigen, das sind die asbestartigen Hornblenden. Das Auftreten oder Nichtauftreten eines Fehlbetrages in der Analyse hängt somit nicht vom Chemismus, sondern von der Morphologie ab.“

Der Grund für diese, nur in Hornblende-Analysen auftretende, eigenartige Erscheinung wurde von JAKOB in dem, im Hornblende-gitter möglicherweise vorkommenden Sauerstoffüberschuss, oder in überschüssigem molekularem Sauerstoff gesucht. Aber der wirkliche Beweis dafür, dass es sich in diesen Fehlbeträgen um nichts anderes als um Sauerstoff handelt, ist bis jetzt JAKOB trotz verschiedenen Versuchen noch nicht gelungen. Vor der experimentellen Bestätigung darf man daher wohl noch nach anderen Erklärungen suchen<sup>12)</sup>.

Hornblenden und Augite sind chemisch enge verwandt. Der Hauptunterschied liegt, abgesehen von der Struktur, darin, dass das Wasser in den ersteren einen wesentlichen Bestandteil bildet, während es in den letzteren in durchaus unbedeutenden Mengen vorhanden ist. Da schon JAKOB (32, S. 145) betont hat, dass das bisher festgestellte Analysenmanko nur in Hornblenden, aber niemals in Augiten auftritt, könnte man vermuten, es sei wenigstens teilweise mit der Wasserführung in Beziehung zu setzen.

Schon 1912 hat W. EITEL (14) die Bestimmung des Wassers in Silikat-Mineralien und -Gesteinen nach verschiedenen Methoden durchzuführen versucht.

Aus seinen Versuchen ergibt sich sehr deutlich, dass nur diejenigen H<sub>2</sub>O-Werte, die nach der Aufschluss-Methode erhalten wurden, mehr oder weniger konstant bleiben. Die nach der direkten sowie nach der PENFIELD'schen Methode erhaltenen Werte waren entweder ganz gut, oder dann gar nicht brauchbar, je nachdem die betreffenden Mineralien oder Gesteine das in ihnen gebundene Wasser

---

<sup>12)</sup> Dieser Abschnitt wurde anfangs 1937 geschrieben. Währenddem der Verfasser noch mit den anderen Teilen dieser Arbeit beschäftigt war, ist es in diesem Sommer Prof. JAKOB gelungen, dieses bei Hornblendeanalysen öfters auftretende sogenannte Analysenmanko als Wasser zu bestimmen. Obwohl dieses Problem nun schon von Prof. JAKOB so gelöst wurde, wie es Prof. NIGGLI (63, S. 306) und der Verfasser seit langem für richtig hielten, ist dieser Abschnitt unverändert gelassen worden, um zu zeigen:

1. wie wichtig es für die Wissenschaft ist, bei der Auswertung des Untersuchungsergebnisses Aufrichtigkeit zu bewahren, wie es Prof. JAKOB in der Frage des Analysenmankos der Hornblende tat (die alten Hornblendeanalysen, für die die Wasserbestimmung nach der PENFIELD'schen Methode durchgeführt wurde, sind sicher teilweise fehlerhaft),

2. dass es manchmal noch schwerer ist, eine Erscheinung richtig aufzuklären, als sie zu erkennen. Übrigens behandelt dieser Abschnitt hauptsächlich eine Zusammenstellung der Ergebnisse der für Hornblende ausgeführten Wasserbestimmungen, sowie die Frage, wie das Wasser in der Hornblende sich verhält.



leicht oder schwer abgeben. Bei Prehnit, Serpentin und Serpentin führenden Gesteinen, aus denen das Wasser sehr leicht entweicht, ergab die Bestimmung nach der direkten sowie nach der PENFIELD'schen Methode ohne weiteres dieselben Zahlen wie die Aufschluss-Methode. Bei der PENFIELD'schen Methode wurde keine Platinblechumhüllung des Kaliglasrohres verwandt.

Bei Hornblenden, Epidot<sup>13)</sup>, Muskowit, sowie Glimmerschiefern, Zweiglimmergneisen und Hornblendegneisen, bei welchen das Wasser sich sehr schwer abspaltet, weisen dagegen die nach verschiedenen Methoden erhaltenen Zahlen ganz beträchtliche Differenzen auf. Führt man zum Beispiel die Bestimmung nach PENFIELD ohne Platinhülle aus, so werden die gefundenen Werte durchwegs zu tief liegen. Erst durch Anwendung dieses Hilfsmittels gelingt es, für Hornblende, Epidot, Zweiglimmerschiefer und Hornblendegneise Werte zu erzielen, die den nach der Aufschluss-Methode erhaltenen beinahe gleichkommen, jedoch stets tiefer liegen als diese. Für Muskowit und Glimmerschiefer dagegen ist der Wert zu hoch. Es ist sehr wahrscheinlich, dass in diesen beiden Fällen das Entweichen des Fluors sowie anderer leichtflüchtiger Gase eine Erhöhung verursacht.

Bei der direkten Methode, wie sie bisher von JAKOB für die Bestimmung des Wassers hauptsächlich benützt wurde, liegen die Werte für Hornblenden, Epidot, Zweiglimmerschiefer und Hornblendegneise meistens ebenfalls zu tief. Erst durch genügendes Erhitzen mittelst des elektrischen Widerstandsofens oder des Gebläses konnte man brauchbare Werte erhalten. Nach dem von EITEL (14, S. 58) gefundenen Ergebnis liegt die für Hornblende oder Hornblende führende Gesteine benötigte Temperatur etwa auf 1100° C, was mit dem viel später (1931) von E. POSNJAK und N. L. BOWEN (65) ausgeführten Versuche ziemlich gut übereinstimmt ( $\pm 1000^\circ\text{C}$  nach den beiden letzteren Autoren).

POSNJAK und BOWEN haben statt basaltischer Hornblenden Tremolit zu den Untersuchungen verwendet. Der Tremolit ist ganz frei von Eisen und enthält nur 0,22 % Alkalien. Es tritt somit bei starkem Erhitzen weder ein Fehler durch Oxydation des zweiwertigen Eisens auf, noch besteht eine erhebliche Gefahr, die Alkalien zu sublimieren. Man kann also in diesem besonderen Falle mit POSNJAK und BOWEN annehmen, dass die Glühverluste wirklich das ausgetriebene Wasser

<sup>13)</sup> Siehe auch „Anomalies in the Analytical Determination of Water in Epidote“ von A. F. SMETHURST in *Mineralogical Magazine*, London, 1935, vol. XXIV, No. 150, S. 173—179.



repräsentieren. Wegen der Ausführlichkeit des durchgeführten Experimentes bei verschiedenen Temperaturen seien in der nachstehenden Tabelle die Hauptergebnisse (65, S. 205) wiedergegeben:

Temperatur (in °C)	<i>Probe I</i>		<i>Probe II</i>	
	Verlust in %	% Verlust des gesamten Wassers	Verlust in %	% Verlust des gesamten Wassers
115	0,14	5,1	0,36	10,7
215	0,23	8,4	0,59	17,5
310	0,33	12,0	0,82	24,3
460	0,38	13,8	0,97	28,8
600	0,53	19,3	1,15	34,1
750	0,60	21,8	1,27	37,7
1000	2,74	99,6	3,36	99,7
1100	2,75	100,0	3,37	100,0

Aus dieser Tabelle ersieht man deutlich zwei merkwürdige Erscheinungen:

1. Das Hauptentweichen des vorhandenen Wassers fängt erst nach 750 °C an (bei Probe I 78,2 % vom gesamten Wasser; bei Probe II 62,3 %).

2. Probe II enthält 3,37 % H<sub>2</sub>O, während es in Probe I nur 2,75 % sind. Daraus geht hervor, dass der Wassergehalt im Tremolit gar nicht konstant erscheint. Aber beim Erhitzen gab Probe II unter 750 °C 15,9 % Wasser mehr ab als Probe I. Aus diesem Grunde konnte BOWEN (65, S. 208) mit Hilfe zweier Diagramme feststellen, dass das in diesen zwei Proben gebundene Wasser ungefähr 2,22 % betrug (Probe I 2,15 %, II 2,10 %), was ganz merkwürdigerweise mit der von WARREN (78) verlangten Formel gut übereinstimmt.

POSNJAK und BOWEN haben ferner noch Röntgenaufnahmen des erhitzten Tremolitpulvers bei verschiedenen Temperaturen ausgeführt und darüber folgendes berichtet (65, S. 206):

„It was mentioned above that a preliminary experiment, where the sample of tremolite was heated for 24 hours at about 900 °C, a change was observed to be taking place in the X-Ray diffraction pattern. This change is directly connected with the loss of water; the more the water is lost, the fainter the tremolite spectrum becomes stronger.“

Ob man die Veränderung der Röntgenaufnahme mit der Abgabe des Wassers wirklich koordinieren darf, wie die Autoren betonen, ist fraglich. Vielleicht hängt sie eher von der Zerstörung des Gitters ab als von der Abgabe des Wassers. Was sich aber hier deutlich erkennen lässt, ist, dass die Zerstörung des Gitters und die Abgabe des hauptgebundenen Wassers teilweise Hand in Hand gehen. Es ist vielleicht gar nicht möglich, alles gebundene Wasser auszutreiben, ohne dass das Gittergebäude des betreffenden Minerals vollständig zerstört wird. Um das Gittergebäude zu zerstören, kann man zwei

Methoden anwenden: entweder genügendes Erhitzen oder Benützung von Aufschlussmitteln bei relativ tiefer Temperatur. Beim erwähnten Tremolit verlangt die vollständige Dehydration nach POSNJAK und BOWEN (65, S. 212) zweistündiges Erhitzen bei 1180° bis 1200° C. Liegt die Temperatur etwas tiefer, so wird ziemlich langes Erhitzen benötigt. Dies zeigt sehr schön die Untersuchung, die von E. T. ALLEN und J. K. CLEMENT (1) 1908 an demselben Tremolit ausgeführt wurde. Folgende Zusammenstellung sei den von ihnen gefundenen Werten entnommen:

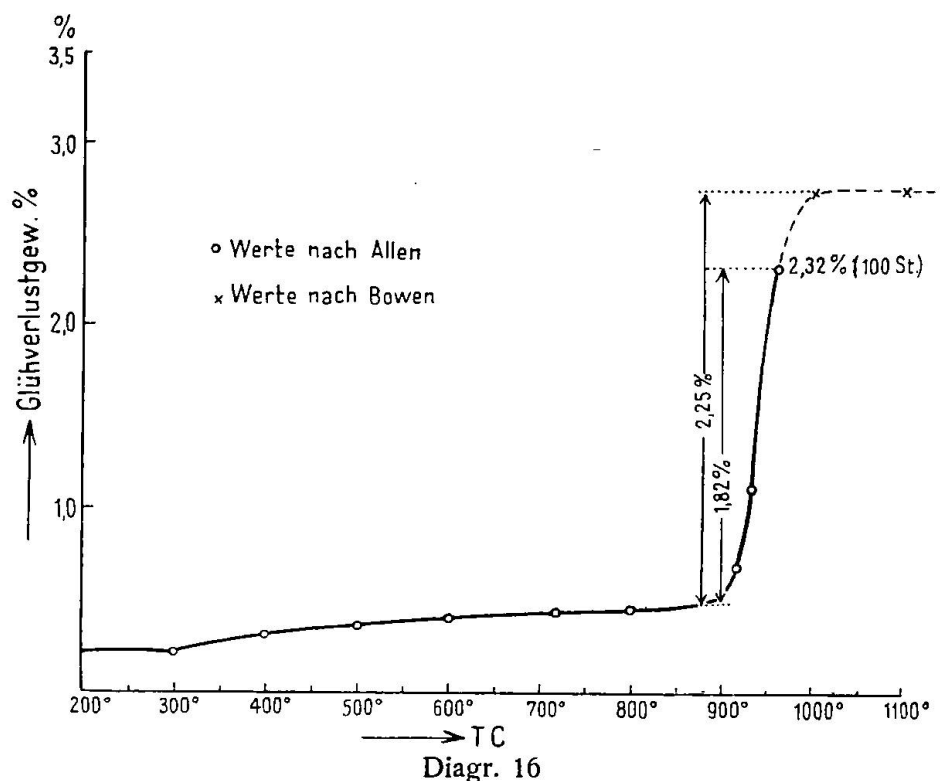
*Experiment 1 (2 Gramm Tremolitpulver)*

Dauer des Erhitzens (in Std.)	Temperatur (in °C)	Verlust (in %)	Wasserverlust in % des Gesamtwassers
5 3/4	500	0,335	30,4
5	500	0,335	30,4
5	750	0,420	38,1
5 1/2	750	0,425	38,5
5	801	0,420	38,0
4 1/2	805	0,435	39,5
5	845-850	0,455	41,2
6	845	0,445	40,4
4	863	0,465	42,1
6	863	0,480	43,5
5	863	0,505	45,8
5	860	0,520	47,1
6	862	0,510	46,3
4 1/2	877	0,535	48,5
2 1/2	875	0,545	49,4
2 1/2	890	0,560	50,8
3	890	0,570	51,8
5	894	0,605	54,8
4 1/2	890	0,610	55,2
2	920	0,630	57,1
6	918	0,715	64,9
7	918	0,720	65,1
6	933	0,820	74,1
6	933	0,925	84,0
6	933	0,990	89,9
6	930	1,035	94,0
5	933	1,095	99,3
3	930	1,105	100,0

*Experiment 2 (5 Gramm Tremolitpulver)*

Dauer des Erhitzens (in Std.)	Temperatur (in °C)	Verlust (in %)	Wasserverlust in % des Gesamtwassers
8 1/2	200	0,220	9,5
8 1/2	300	0,210	11,2
10	400	0,310	13,4
12 1/2	500	0,350	14,9
13 1/2	600	0,410	17,7
7 1/2	725	0,436	18,8
5 1/2	800	0,450	19,4
10	915	0,680	29,6
100	960	2,320	100,0

Beim zweiten Experiment, bei welchem 2,32 % Wasser ausgetrieben wurde, hat man während 100 Stunden erhitzt. Trotz dieser langen Dauer sind die erhaltenen Werte noch etwas niedriger als die von BOWEN später bei höherer Temperatur festgelegten. Hierüber gibt folgendes Diagramm Auskunft:



Man ersieht daraus, dass unter  $900^{\circ}\text{C}$  die Kurve nach rechts hin sehr flach ansteigt. Erst über  $900^{\circ}\text{C}$  ist der Anstieg sehr steil. Bei  $960^{\circ}\text{C}$  zeigt die Kurve immer noch scharfes Ansteigen. Das ausgetriebene Wasser beträgt bei dieser Temperatur 2,32 %, welcher Wert von ALLEN als der richtige angenommen wurde. Um festzustellen, ob das gebundene Wasser vollständig ausgetrieben worden ist, muss unbedingt bis zu höheren Temperaturen erhitzt werden, bei denen die Kurve wieder flach wird. Leider hat ALLEN seine Untersuchung nicht so weit durchgeführt. Für Vergleichszwecke habe ich daher die von BOWEN gefundenen Werte (Kreuze) in das Diagramm eingetragen. Bemerkenswerterweise zeigen sie nicht nur höhere Werte, sondern man erhält zwischen der oberen und der unteren Kurve eine Differenz von ungefähr 2,2 %, was mit der von WARREN verlangten Formel wieder schön übereinstimmt. Somit liegt hier eine weitere Bestätigung vor, die zeigt, wie wichtig die genaue Einstellung von höheren Temperaturen für die Bestimmung des in Hornblenden sich vorfindenden Wassers sein kann.

ALLEN kam zu obigem Resultate vielleicht nicht ohne Berechtigung, da er (1, S. 102) mit der Aufschlussmethode nur so viel Wasser (2,31 %) auffangen konnte. Das von ALLEN ausgeführte Experiment hat noch seine besondere Bedeutung, denn es schliesst von vornherein aus, dass hier der Glühverlust bei der Zersetzung des Gittergebäudes durch Entweichen des Sauerstoffes bedingt ist, wie man hätte vermuten können. Dagegen bestätigt es experimentell, dass dem Glühverlust, wenn nicht ganz, so doch zur Hauptsache das Entweichen des gebundenen Wassers zugrunde liegt.

Die Berücksichtigung der oben erwähnten Bemerkungen führte mich unvermeidlich auf den Gedanken, dass die in vorliegender Arbeit gefundenen Analysenmankos wahrscheinlich auf das unvollständige Entweichen des in den Hornblenden gebundenen Wassers zurückzuführen seien. Die Wasserbestimmungen der oben angegebenen Analysen sind durchgehend nach der PENFIELD'schen Methode ohne Platinumhüllung durchgeführt worden. Für solche Hornblende führenden Gesteine waren die Temperaturen sicher zu tief. Der Verfasser hat daher das Wasser zweier schon analysierter Amphibolite noch einmal zu bestimmen versucht. Wegen des damaligen Mangels anderer, zur Verfügung stehender Apparate ist nur die PENFIELD'sche Methode mit einem zugesetzten Gemisch von Bleioxyd und Bleisuperoxyd (unter Erhitzung vor dem Gebläse) angewandt worden, um das Entweichen des Wassers zu begünstigen. Folgende Zusammenstellung gibt Auskunft über die Hauptergebnisse:

	Aufgefangenes H <sub>2</sub> O		Differenz	noch zurückgebliebenes H <sub>2</sub> O + (Analysenmanko)
	I. Mal	II. Mal		
G 1	0,97 %	1,00 %	0,03 %	0,87 %
254	0,86 %	1,09 %	0,23 %	1,17 %

Obschon das ausgetriebene Wasser in der Tat zugenommen hat, sind die Resultate nicht so befriedigend ausgefallen, wie erwartet wurde. Beim Gestein G 1 betrug die Differenz der beiden Wasserbestimmungen nur 0,03 %. Bei Probe 254 ist die Differenz grösser (0,23 %), doch bleibt immer noch 1,17 % Manko. Vielleicht ist dies darauf zurückzuführen, dass die PENFIELD'sche Methode auch mit Platinumhüllung für die Wasserbestimmung von sehr schwer zersetzbaren Mineralien nicht besonders geeignet ist. Darum wurde auf eine weitere Ausführung nach dieser Methode verzichtet. Es ist natürlich gleichwohl möglich, dass das weiter vorhandene Analysenmanko auf unvollständiger Dehydration beruht.

Es sei aber nicht bestritten, dass auch die „Sauerstoff-Überschusstheorie“ von Prof. JAKOB diese Erscheinung gut erklärt. Ja, der Wassergehalt einiger von ihm ausgeführten Hornblendeanalysen, die noch ein erhebliches Manko zeigten, liegt gar nicht tief (bis 3,45 %). Betrachtet man das von ihm festgelegte Analysenmanko als gebundenes Wasser, so beträgt der positive Wassergehalt bei manchen Hornblenden schon über 4 %, bei einigen sogar über 5 % (34, S. 149, A. 14). So hoher Wassergehalt scheint nach der WARRENSCHEN Formel merkwürdig. Zudem ist er gegenüber den meisten anderswo ausgeführten Hornblendeanalysen anormal hoch. Nicht ausgeschlossen ist, dass folgende Beobachtungen verstehen lassen, warum Hornblenden verschiedenen H<sub>2</sub>O-Gehalt (inkl. „Analysenmanko“) aufweisen können:

	+ Wasser- Gehalt %	(+)-H <sub>2</sub> O + Manko %	Gew.-% der Hornblenden im Gesteine %	(+)-H <sub>2</sub> O der Hornblenden ohne Manko %	(+)-H <sub>2</sub> O der Hornblenden mit Manko %	Korngrösse der Hornblenden	
						Längsschnitte mm	Querschnitte mm
12 A	1,03	2,64	66,6	1,55	3,96	0,96	1,76
12 B	0,72	2,13	72,7	0,99	2,93	meistens 0,12 bisweilen bis 0,40	0,80 1,44

12 A und 12 B stammen aus dem gleichen Handstück; nur wurde erstere Probe einem grobkörnigen Band von 1 bis 2 cm Mächtigkeit entnommen, während letztere aus einem feinkörnigen Band stammt, das die Hauptmasse des Amphibolits bildet. Der auf dem Integrationistisch ausgemessene und auf Gewichtsprozent umgerechnete Mineralbestand, sowie die Korngrösse der Hornblenden sind in der obigen Tabelle angegeben. Ausser Hornblende sind keine anderen wasserhaltigen Mineralien vorhanden, sodass der gesamte positive Wassergehalt als aus den Hornblenden stammend betrachtet werden kann. Man ersieht daraus, dass der in dieser Weise für Hornblende berechnete Wassergehalt zu tief liegt (12 A = 1,55 %; 12 B = 0,99 %). Wenn man aber das Manko zum Wassergehalt der Hornblenden schlägt, was berechtigt erscheint, fällt sofort ein Unterschied von 1,03 % im Wassergehalt zwischen 12 A und 12 B auf. Beide Hornblenden stammen, wie schon erwähnt, aus dem gleichen Handstück. Ihr einziger Unterschied besteht in der Korngrösse. Dies führt zur Frage, ob unter Umständen der Wassergehalt der Hornblenden mit ihrer Korngrösse zusammenhängt. Es ist denkbar, dass, je mehr Wasser während der Kristallisation zur Verfügung steht, desto grösser und einheitlicher der Hornblendekristall wachsen wird. Man sieht oft in Pegmatiten rekristallisierte grosse

Hornblendekristalle; und noch öfters treten grosse Kristalle in grobkörnigen Bändern mit Injektionserscheinungen auf. So wird die Ausbildungsweise der oft in Pegmatiten vorkommenden grobkörnigen Hornblenden gut verständlich. Man kann auf diese Weise vielleicht auch den von JAKOB bestimmten, hohen Wassergehalt mancher Hornblenden verstehen, weil dieser Forscher immer entweder sehr schöne und grosse Kristalle, oder dann ziemlich grobkörnige Hornblendegesteine analysierte. Solche grossen, einheitlichen Hornblenden könnten, wenigstens teilweise, wasserreicher und durch Erhitzung schwerer zersetzbar sein als die sonst im Gestein verbreiteten kleineren Kristalle. In diesem Sinne wäre es auch kein Zufall, dass JAKOB bei asbestartigen sowie bei einigen strahlsteinartigen Hornblenden kein Manko und ziemlich geringen Wassergehalt fand. Er hat diese merkwürdige Erscheinung schon richtig angedeutet, als er sie auf die „Morphologie“ zurückführte, d. h. auf das Auftreten der Hornblenden als „eindimensionale“ bzw. „dreidimensionale Gebilde“ aufmerksam machte (34, S. 151—152). Nur ist es sehr wahrscheinlich, dass bei derartigen „dreidimensionalen“ Hornblenden die hohe Entweichungstemperatur des in ihnen gebundenen Wassers, das heisst das nicht vollständig ausgetriebene Wasser, den analytisch festgestellten Fehlbetrag verursacht.

Der Zusammenhang zwischen Korngrösse und Wassergehalt findet sich nicht nur bei den Hornblenden, sondern auch bei manchen anderen wasserhaltigen Mineralien, zum Beispiel den Glimmern. Als Beispiel dafür seien folgende drei Analysen von Muskowit aus Orselina (Tessin) aus einer Arbeit von JAKOB (31) angeführt:

Proben	Wassergehalt	Korngrösse
No. 36	2,89 %	1 cm breite Tafeln
No. 37	3,29 %	3 cm breite Tafeln
No. 38	3,95 %	6 cm breite Tafeln.

Sehr schön zeigt sich die Abhängigkeit des Wassergehalts von der Korngrösse. Hier treten aber wegen der leichten Abgabe des gebundenen Wassers keine Analysenmankos auf. Allerdings bilden diese drei Analysen ein besonders gutes Beispiel. Ausnahmen sind vielfach vorhanden. Aber im allgemeinen ist ein solcher Zusammenhang oft wahrzunehmen, wenn man nur Mineralien vergleicht, die sich unter im übrigen gleichen physikalischen Bedingungen gebildet haben.

Wie schon erwähnt, würde der positive Wassergehalt bei manchen Hornblendeanalysen von JAKOB über 4 % steigen, wenn man das zusammen vorkommende Manko zum Wasser rechnet. Ein so

hoher Wassergehalt wurde auch von andern Autoren gefunden. Neuerdings hat W. Q. KENNEDY (36) einige solche Amphibole zusammengestellt. Obschon man die WARREN'sche Formel, die nur etwa 2,2 % + H<sub>2</sub>O für Hornblende verlangt, angenommen hat, darf man kaum mehr an dem experimentell festgestellten hohen Wassergehalt zweifeln. Dadurch erhebt sich erneut die Frage, wie sich das Wasser in der Hornblende verhält. Auf Grund des Berechnungsergebnisses von manchen Hornblende-Analysen hat Prof. NIGGLI dem Verfasser folgende Berechnung vorgeschlagen, um den in ihnen vorkommenden positiven Wassergehalt einigermaßen zu kontrollieren. Da die Zahl der in den Hornblenden auftretenden Kationen (auf 48 (O + OH + F) bezogen) bei den meisten guten Hornblende-Analysen nur von 30 bis 32 variiert, wurden diese beiden Werte versuchsweise als Grenzwerte betrachtet. Jede Hornblende-Analyse würde daher ohne Wasser zweimal umgerechnet, nämlich (auf 48 O) einmal für 30 Kationen und ein andermal für 32 Kationen, um die Grenzwerte der Sauerstoffatome zu bestimmen. Die Differenz zwischen dem berechneten und dem durch die zugehörige Analyse bestimmten Wert gibt die Zahl der Sauerstoffatome, die in der Hornblende (OH) bilden können. Aus der (OH)-Zahl kann die Menge von + H<sub>2</sub>O ohne weiteres berechnet werden. Folgendes Beispiel soll den Berechnungs-Vorgang zeigen:

Osannit	Gew-%	Molekular-Zahlen	Atomzahlen für Sauerstoff	Kation-Zahlen
SiO <sub>2</sub>	48,35	8050	16100	8050
TiO <sub>2</sub>	0,40	50	100	50
ZrO <sub>2</sub>	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	106	318	212
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,19	826	2478	1652
FeO	20,27	2822	2822	2822
MnO	1,28	181	181	181
MgO	0,28	69	69	69
CaO	0,64	114	114	114
Na <sub>2</sub> O	7,59	1224	1224	2448
K <sub>2</sub> O	2,00	212	212	424
+ H <sub>2</sub> O	1,57	872		
- H <sub>2</sub> O	—			
O	3,35			
	Σ 100,00		Σ 23618	Σ 16022

Für 30 Kationen:

$$O = \frac{48 \cdot 16022}{30} = 25635,2$$

25635,2 — 23618 = 2017,2; daraus ergibt sich 3,63 % H<sub>2</sub>O.



$$\text{Für 32 Kationen: } O = \frac{48 \cdot 16022}{32} = 24033,0$$

24033 — 23618 = 415; daraus ergibt sich 0.75 % + H<sub>2</sub>O.

Nach dieser Berechnungsweise sind nachfolgende 27 Hornblende-Analysen umgerechnet worden:

	Berechn. + H <sub>2</sub> O auf 30 Kationen	Berechn. + H <sub>2</sub> O auf 32 Kationen	Gefund. + H <sub>2</sub> O + Manko	Davon Manko
1. <i>Hydro-Amphibol</i> , aus Amphibol-Talk-Chloritschiefer, S. Devon	3,95	0,76	5,51	—
2. <i>Osannit</i> (O <sub>1</sub> ), aus einem Aegirin-Osannitpegmatit, Alter Pedroso	3,59	0,76	4,92	3,35
3. <i>Metamorphe Hornblende</i> , (H <sub>5</sub> ), aus einem Amphibolit, Parpaner Rothorn (Graubünden)	3,24	0,25	4,35	1,52
4. <i>Gewöhnliche Hornblende</i> , (H <sub>6</sub> ), aus den Auswürflingeu, Hegau	4,06	0,91	4,23	2,76
5. <i>Tremolit</i> , (N <sub>3</sub> ), Fichtelgebirge	3,07	- 0,12	5,42	2,04
6. <i>Tremolit</i> , (N <sub>8</sub> ), aus dem Dolomit, Campolungo	2,88	0,38	4,04	2,54
7. <i>Gewöhnliche Hornblende</i> , Fetlar, Shetland	4,64	1,47	4,98	—
8. <i>Edenit</i> , Corundum Hill, N. Carolina	3,32	0,09	4,63	—
9. <i>Edenit</i> , Milltown, Glen, Urquhart	3,36	0,09	4,13	—
10. <i>Hornblende</i> , Bodenmais	0,72	- 2,36	5,00	—
11. <i>Anthophyllit</i> , Falun, Schweden	2,03	- 1,07	2,33	—
12. <i>Anthophyllit</i> , Edwards, N. Y.	2,24	- 1,20	3,80	—
13. <i>Osannit</i> , (O <sub>2</sub> ), aus Osannit-Pegmatit, Alter Pedroso	3,59	0,71	2,83	1,34
14. <i>Osannit</i> , (O <sub>3</sub> ), aus Osannit-Pegmatit, Alter Pedroso	3,07	0,23	1,91	—
15. <i>Amphibol</i> , (H <sub>4</sub> ), aus Amphibolitzug, Ponte Creves, Val Cannobina, Ital.	3,97	0,70	2,72	2,04
16. <i>Tremolit</i> , (N <sub>7</sub> ) aus dem Dolomit, Campolungo	4,08	0,68	2,01	1,07
17. <i>Strahlstein</i> , (N <sub>10</sub> ), aus einem Talkschiefer, Greiner, Tirol	2,67	- 0,61	1,11	—
18. <i>Strahlstein</i> , (N <sub>11</sub> ), Hospental, Gotth.	2,96	- 0,23	2,58	1,22
19. <i>Strahlstein</i> , (N <sub>12</sub> ) aus dem Serpentin, Binnental, Wallis	2,49	- 0,88	0,94	—
20. <i>Pargasit</i> , (N <sub>14</sub> ), Simonby, Pargas	5,34	2,10	4,92	3,45
21. <i>Pargasit</i> , (N <sub>15</sub> ), Simonby, Pargas	5,53	2,26	4,82	3,35
22. <i>Pargasit</i> , (N <sub>16</sub> ), Simonby, Pargas	4,70	1,62	3,45	2,56
23. <i>Gewöhnliche Hornblende</i> , (N <sub>17</sub> ) aus Pyroxenhornblendit, Wimbo, Upper Burma	4,85	1,51	2,27	1,68
24. <i>Strahlsteinasbest</i> , (N <sub>18</sub> ), Geisspfadpass, Binnental, Wallis	3,09	- 0,19	1,19	—
25. <i>Glaukophanasbest</i> , (N <sub>19</sub> ), Kuruman, British Bechuanaland	1,26	- 1,87	1,40	—
26. <i>Glaukophanasbest</i> , (N <sub>20</sub> ), Chile	2,93	- 0,33	1,00	—
27. <i>Tremolit</i> , Ham Insel, Alaska	2,42	- 0,91	2,31	—

(1, 7, 8, 9, 10 sind der Arbeit von KENNEDY (36), 2, 3, 4, 5, 6, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25 und 26 der von J. JAKOB (32, 34) entnommen; die daneben stehenden eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf die von JAKOB ursprünglich angegebenen Nummern. 11, 12 und 27 stammen aus den von WARREN publizierten zwei Arbeiten.)

Daraus ist zu ersehen, dass der Wassergehalt der nicht zu wasserreichen Hornblenden (14—27) in der Tat innerhalb dieser beiden Grenzen liegt. Dagegen steigt er bei einigen stark wasserhaltigen Amphibolen (1—12) über den für 30 Kationen berechneten Grenzwert, und somit darf nicht alles positive Wasser in Form von (OH)-Gruppen gebunden betrachtet werden. Sehr wahrscheinlich ist anzunehmen, dass ein Teil dieses überschüssigen positiven Wassers im Hornblendekristallgebäude als  $\pm$ -selbständige  $H_2O$ -Moleküle auftritt, wie das gelockerte  $H_2O$  in den Zeolithen. Die von 750—900 °C (je nach der Art der Hornblende) durch die Entwässerung ganz wenig veränderten optischen Eigenschaften, die von S. KÔZU (39) mit B. GOSHIKI, K. KANI sowie von V. E. BARNES (5) experimentell festgestellt wurden, sprechen dafür. Die neuerdings von BOWEN (65, S. 208) untersuchten Entwässerungskurven zweier Tremolite sind eine weitere Bestätigung dieser Vermutung. Es bleiben jedoch zwei schwer verständliche Erscheinungen bestehen: 1. die Tatsache, dass das selbständige Wasser gleichfalls erst bei ziemlich hohen Temperaturen (von 750 ° bis 900 °C) vollständig abgegeben wird; 2. die Erklärung des Wasserüberschusses nach der WARREN'schen Formel.

Die erste Erscheinung wird wahrscheinlich mit der Bauart des Hornblendegitters zusammenhängen. So zeigen Zeolithe und Gips, in denen lockeres Wasser festgestellt wird und deren Kristallstruktur stark verschieden ist, eine grosse Abweichung im Vermögen der Wasserabgabe durch Erhitzen (Gips von ca. 124 °C bis 300 °C, Zeolithe bis 1000 °C). Nach H. STRUNZ (74) ist es möglich, dass in den Zeolithen bei Anwesenheit grosser Metallionen (z. B. Cs) der Wasseraustritt längs der Kanäle in der Struktur erschwert und die Wiederaufnahme unmöglich gemacht wird. Hingegen hat Prof. NIGGLI (54) schon 1923 darauf hingewiesen, dass das Gitterkraftfeld versucht, das  $H_2O$  in feste Lagen einzuordnen. Diese Erklärung scheint mir sehr wahrscheinlich zu sein, weil sie einerseits zum Verständnis des vorhandenen Wasserabgabevermögens verschiedener Mineralien führt (Gitterkraftfeld selbstverständlich von Gitterstruktur abhängig); andererseits ist dadurch der in Zeolithen und anderen wasserhaltigen Mineralien (z. B. Gips) sehr oft auftretende stöchiometrische Wassergehalt erklärbar, denn nach Prof. NIGGLI ist gemäss

der Prinzipien der Homogenität und Symmetrie ein Einbau in ausgezeichneter Lage nur bei stöchiometrischen Verhältnissen möglich. Eine neue Arbeit von W. A. WOOSTER (80, S. 375—396) scheint diese Vermutung zu bestätigen, obwohl andere Forscher<sup>14)</sup> immer noch dieses selbständige H<sub>2</sub>O in den eigentlichen Gitteraufbau einzustellen versuchen.

Für die zweite Erscheinung hat KENNEDY (36, S. 286) eine Bindung (OH-H-O) wie im Apophyllit oder (O-H-O) wie im Kaliumdihydrophosphat als mögliche Ursache angenommen. Ausserdem ist der gekoppelte Ersatz von (Na, K) durch (H<sub>2</sub>OH) (40) und von (Fe<sup>'''</sup>O)<sup>+</sup> durch (Fe<sup>''</sup>OH)<sup>+</sup> denkbar. Die wohlbekannteste durch Erhitzung verursachte Umwandlung der gewöhnlichen Hornblende in basaltische ist sehr wahrscheinlich durch den erwähnten Ersatz von (Fe<sup>''</sup>OH)<sup>+</sup> durch (Fe<sup>'''</sup>O)<sup>+</sup> zu erklären. Schliesslich könnte das überschüssige + H<sub>2</sub>O (mehr als 2,2 %) auch als molekulartiges H<sub>2</sub>O vorkommen.

Die Mannigfaltigkeit ist daher sehr gross. Diesen Fragenkomplex abzuklären ist die zukünftige Aufgabe chemisch-analytischer und optisch-röntgenometrischer Methoden. „Die eigentliche chemische Erforschung der Mineralart steht in ihren Anfängen und bedarf kombinierter chemisch-analytischer und röntgenometrischer Methodik“, hat Prof. NIGGLI (62) schon anderswo betont.

Hinsichtlich der chemisch-analytischen Methode, insbesondere der Wasserbestimmung sei noch folgendes bemerkt: In Zukunft sollte für Wasserbestimmungen bei Hornblenden oder überhaupt bei schwer zersetzbaren Mineralien nur die Aufschluss- oder die direkte Methode verwendet werden. Zweckmässig ist bei der direkten Methode die Verwendung eines elektrischen Widerstandsofens, denn auf diese Weise können hohe Temperaturen reguliert und gemessen werden. Man kann damit sehr leicht eine fraktionierte Wasserbestimmung durchführen und zudem die erhitzte Hornblende zu Röntgenuntersuchungen gebrauchen. Eine solche kombinierte Untersuchung wird sehr wahrscheinlich die Unterscheidung von lockerem und festgebundenem Wasser ermöglichen. Zur weiteren Aufklärung der Kristallstruktur ist es sehr wünschenswert, beide Arten Wasser voneinander zu trennen. Der Verfasser hofft, diese sehr interessante Frage bald weiter verfolgen zu können.

<sup>14)</sup> HEY, M. H.: Studies on the Zeolites, Part. VIII. A theory of the vapor pressure of the Zeolites . . . . Min. Mag., London, Vol. XXIV (1935), No. 150, S. 99—130.

## Zusammenfassung

1. Der Granatamphibolit zwischen Gordemo und Scalate ist ein Orthogestein von intrusivem Charakter. Sowohl die Kontakterscheinungen wie auch der Chemismus sprechen dafür. Strukturell und texturell lässt sich vermuten, dass der Mineralbestand unter dem Einfluss von hohem Druck und leichtflüchtigen Bestandteilen direkt aus dem Magma ausgeschieden wurde.

2. Der Anthophyllit-Granatamphibolit, der die Randfacies des obigen Gesteinskörpers bildet, ist sehr wahrscheinlich durch Mg-haltige Stoffzufuhr zustande gekommen. Eine Injektion von relativ kalkreichen Lösungen bei hoher Temperatur hat Diopsidisierung der Hornblende, Epidotisierung sowie Skapolithisierung des Plagioklases verursacht.

3. Eklogit, Granatamphibolit und gewöhnlicher Amphibolit sind isochemisch; die Bildung der beiden ersteren ist wesentlich durch hohen Druck bedingt. Der Granatamphibolit unterscheidet sich vom Eklogit vielleicht durch seinen primären Reichtum an leichtflüchtigen Bestandteilen, unter deren Wirkung sich statt Omphacit Hornblende gebildet hat. Zugleich ist sein Granat almandinreicher als derjenige des Eklogits.

4. Die untersuchten basischen Gesteine zeigen eine typische pazifische Differentiation, welche sehr wahrscheinlich mit der alpinen Faltung zusammenhängt.

5. Die Variationsbreite des Chemismus der Hornblende ist sehr gross und sowohl durch die chemische Zusammensetzung des Systems, aus dem sie sich bildet, wie auch durch die physikalischen Bedingungen verursacht. Eine Betrachtung der von Prof. NIGGLI erwähnten Regel, dass Al unter dem Einfluss leichtflüchtiger Bestandteile sich teilweise von Kz IV in Kz VI umwandelt, kann diese Erscheinung teilweise verständlich machen.

6. Infolge des ungefähr gleichen Äquivalentgewichtes der katamolekularen Normmineralien hat die katamolekulare Normberechnung neben ihren anderen Vorteilen den grossen Vorzug, dass sie die Berechnung des Mineralchemismus aus der Analyse des Muttergesteins erleichtert. Dies zeigt sehr schön der vom Verfasser berechnete Chemismus der Hornblende.

7. Durch die sauren Injektionen sind in dieser Gegend eine Reihe von Injektionserscheinungen zustande gekommen. Eine genaue Untersuchung der in den Pegmatiten und Injektionsäderchen auftre-

tenden Plagioklase zeigt, dass während der Injektion Kalkaufnahme stattfand. Andererseits wurde das Kalium durch Resorption von Nebengestein aus den injizierenden Schmelzen oder Lösungen entfernt.

8. Eine Betrachtung der Feldspatstruktur unter Berücksichtigung der Bildungsbedingungen lässt vermuten, dass der monokline Adular wahrscheinlich durch submikroskopische Verzwillingung des triklinen Mikroklin entsteht, während die anderen monoklinen Feldspäte mit dem letzteren polymorph sind.

9. Das Analysenmanko der Hornblende hängt mit der schwierigen Abgabe des in ihr auftretenden  $H_2O$  zusammen. Bei einigen Hornblenden wird  $H_2O$  erst vollständig ausgetrieben, wenn das Gitter zerstört ist. Beim Tremolit erfordert dies eine Temperatur von  $1100^\circ$ .

10. Einige Hornblenden besitzen  $H_2O$ -Gehalt bis zu 5 %. In einzelnen Fällen ist festzustellen, dass ein Zusammenhang zwischen dem  $H_2O$ -Gehalt und der Grösse der Hornblendekristalle besteht. Nicht ausgeschlossen ist, dass ein Teil des  $H_2O$  der wasserreichen Hornblende als selbständige  $H_2O$ -Moleküle im Hornblendegitter auftritt.

### Schlusswort

Diese Arbeit hat zweierlei gezeigt:

1. wie wichtig ein grundsätzliches Verständnis der Kristallstruktur sowohl für die Untersuchungen der Mineralien selbst, wie auch für die Veränderungen oder Deformationen der Mineralaggregate, nämlich der Gesteinskörper im weiteren Sinne, ist. Es hilft nicht nur den Mineralogen, die mannigfaltigen Erscheinungen der schönen Welt der Kristalle oder der Mineralien überhaupt zu verstehen, sondern liefert auch den Geologen neue Gesichtspunkte, um einen tiefern Einblick in den Mechanismus der unerschöpflichen Veränderungen der Erde zu gewinnen und damit präzisere Schlussfolgerungen zu ziehen;

2. dass fast jedes Mineral eine Variationsbreite in der chemischen Zusammensetzung besitzt. Da die Stabilität und die Ausbildung der Mineralien wesentlich durch die chemische Zusammensetzung bedingt ist, darf man nicht bloss die verschiedenen Mineralarten eines Gesteins aufzählen, sondern muss auch den Variationen des Chemismus innerhalb einer Mineralart Rechnung tragen. So sieht man z. B. hier, wie weit die chemische Zusammensetzung der Hornblenden variieren kann und wie stark die Existenzfelder der verschiedenen Hornblenden vom Chemismus abhängen. So hinderlich dies für eine

Systematik der Mineralfacies erscheint, so wichtig und interessant erweist es sich für die Beurteilung der Beziehungen zwischen dem Chemismus und den Bildungsbedingungen. Der Verfasser hat hier nur die Mineralien der metamorphen Gesteine als Beispiele betrachtet. Es gilt aber nicht minder für Mineralien der Eruptivgesteine. Dank den sich stets verbessernden Untersuchungsmethoden sowie den in letzter Zeit ausgeführten chemischen und optischen Untersuchungen der Mineralien sind petrographische Arbeiten möglich geworden, die deutlich zeigen, wie sehr der Chemismus der Mineralien von der chemischen Zusammensetzung der ihnen zugehörigen Magmen abhängig ist. Während jede petrographische Provinz ihre charakteristische Mineralassoziationen besitzt, ist manchmal durch genaue Untersuchung festgestellt worden, dass von Ort zu Ort die der gleichen Association angehörigen Mineralien innerhalb gewisser Grenzen variieren können. Sowohl die Gesteine wie auch die Mineralien gestatten uns, ihre Entstehungsgeschichte ganz zu entziffern. Die Petrographen und Mineralogen sind heutigentags methodisch wie theoretisch wieder etwas besser ausgerüstet als ihre Vorgänger, um die sich bietenden petrographischen und mineralogischen Probleme und Aufgaben in Angriff zu nehmen, und sind so imstande, immer tiefer in das Geheimnis der anorganischen Welt einzudringen.

Tabellarische Zusammenstellung über den Chemismus  
der Hornblenden



Tabelle 1

	<i>Hornblenden vorwiegend in Gesteinen der Epizone</i>												
	A Kp	B Ne	C Cal	Σ A, B, C L	D Ns	E Cs	F Fs	G Fa	H Fo	Σ D, E, F, G, H M	I Ru.	J Q.	Σ I, J Q'
51 <sup>1)</sup>	0,34	1,36	15,21	<b>16,91</b>		4,41	0,51	9,84	47,19	<b>61,95</b>	0,40	20,74	<b>21,44</b>
52	1,96	5,14	0,49	<b>7,59</b>		16,84	2,85	18,78	27,99	<b>66,46</b>	0,36	25,59	<b>25,95</b>
52 g <sup>2)</sup>	—	11,83	19,77	31,60		4,61	0,90	11,38	14,16	31,05	0,87	36,48	37,35
53	5,03	3,72	10,37	<b>19,12</b>		10,90	3,14	21,48	19,47	<b>54,99</b>	0,51	25,38	<b>25,89</b>
54	3,06	7,81	8,50	<b>19,38</b>		12,39	3,30	22,39	15,64	<b>53,73</b>	0,93	25,98	<b>26,92</b>
54 g	4,55	11,20	16,00	31,75		3,61	1,97	17,56	6,90	30,04	2,62	35,59	38,21
55	0,33	5,09	10,69	<b>16,11</b>		6,79	3,55	14,88	32,64	<b>57,86</b>	0,44	25,59	<b>26,03</b>
55 g	1,31	14,60	17,49	33,40		4,08	1,97	9,73	20,77	36,55	0,48	29,57	30,05
56	0,56	3,90	0,96	<b>5,42</b>		0,88	3,43	32,59	31,37	<b>68,27</b>	0,22	26,09	<b>26,31</b>
57	0,56	7,07	1,69	<b>9,32</b>		(Sp 13,30)	3,89	22,82	18,47	<b>55,24</b>	—	0,40	<b>21,74</b>
59	2,82	6,01	1,73	<b>10,56</b>		18,51	1,29	5,00	39,61	<b>64,41</b>	—	25,03	<b>25,03</b>
<i>Hornblenden vorwiegend in Eruptivgesteinen</i>													
13	3,03	9,22	11,71	<b>23,96</b>		10,54	5,16	4,36	38,01	<b>58,07</b>	1,02	16,95	<b>17,97</b>
18	1,22	8,80	12,41	<b>22,43</b>		12,79	2,97	9,94	30,09	<b>55,79</b>	0,54	21,24	<b>21,78</b>
60	0,69	4,31	7,00	<b>12,00</b>		15,79	2,94	5,79	41,39	<b>65,91</b>	0,50	21,59	<b>22,09</b>
62	4,64	4,44	7,35	<b>16,43</b>		13,57	5,53	13,00	28,00	<b>60,10</b>	1,07	22,40	<b>23,47</b>
64	1,38	5,27	8,79	<b>15,44</b>		14,59	2,13	12,05	34,10	<b>62,87</b>	—	21,69	<b>21,69</b>
68	1,95	7,74	13,87	<b>23,56</b>		10,47	3,84	18,04	24,44	<b>56,79</b>	0,93	18,74	<b>19,67</b>
69	2,55	7,31	6,13	<b>15,99</b>		14,03	0,29	27,33	19,03	<b>60,68</b>	0,70	22,63	<b>23,37</b>
73	—	—	22,28	<b>22,28</b>		5,97	4,01	16,29	23,71	<b>49,98</b>	2,62	25,12	<b>27,74</b>
74	2,13	9,60	9,23	<b>20,96</b>		14,55	9,05	17,01	16,70	<b>57,31</b>	2,90	18,83	<b>21,73</b>
74 g	9,22	20,79	14,23	44,24		—	0,70	7,01	3,42	11,13	1,10	43,53	44,63
76	6,96	2,38	9,87	<b>19,21</b>		13,57	0,19	17,81	25,86	<b>57,43</b>	0,64	22,72	<b>23,36</b>
77	3,80	9,30	13,20	<b>26,30</b>		11,65	7,44	15,07	21,67	<b>55,72</b>	—	18,13	<b>18,13</b>
78	—	11,00	12,30	<b>23,30</b>		12,40	2,40	14,80	28,60	<b>58,20</b>	—	18,80	<b>18,80</b>
79	4,36	9,11	13,38	<b>26,85</b>		10,25	4,94	15,67	24,10	<b>55,06</b>	—	18,13	<b>18,13</b>
80	4,41	9,52	12,90	<b>26,83</b>		12,30	5,30	13,10	26,10	<b>56,80</b>	—	16,40	<b>16,40</b>
81	4,44	10,80	11,22	<b>26,46</b>		12,40	5,02	13,51	26,10	<b>57,03</b>	—	16,49	<b>16,49</b>
82	3,56	16,39	11,98	<b>31,93</b>		9,81	6,58	11,80	21,76	<b>49,95</b>	1,90	15,75	<b>17,65</b>
84	10,30	14,39	18,27	<b>42,96</b>		6,03	7,49	10,78	16,78	<b>41,08</b>	1,58	14,38	<b>15,96</b>
85	2,77	7,02	20,29	<b>30,08</b>		7,65	7,47	8,79	24,64	<b>48,55</b>	2,18	19,19	<b>21,37</b>

<sup>1)</sup> No. ist gleich wie in der Tab. 2.    <sup>2)</sup> Muttergestein.

	A	B	C	$\Sigma$ A, B, C	D	E	F	G	H	$\Sigma$ D, E, F, G, H	I	J	$\Sigma$ I, J
	Kp	Ne	Cal	M	Ns	Cs	Fs	Fa	Fo	L	Ru	Q	Q'
86	2,61	9,86	16,88	<b>29,35</b>	—	6,56	10,39	11,58	23,21	<b>51,74</b>	0,37	18,54	<b>18,91</b>
87	6,80	19,78	—	<b>26,58</b>	3,07	11,90	9,20	28,75	6,52	<b>59,44</b>	1,22	12,50	<b>13,72</b>
88	1,39	7,90	13,41	<b>22,70</b>	—	11,75	5,18	12,18	27,11	<b>56,22</b>	0,57	20,51	<b>21,08</b>
89	1,76	8,65	11,73	<b>22,14</b>	—	11,44	5,03	12,65	27,85	<b>56,97</b>	0,26	20,63	<b>20,89</b>
90	2,40	9,19	4,58	<b>16,17</b>	—	17,04	3,44	13,49	29,74	<b>63,71</b>	0,33	19,80	<b>20,13</b>
91	2,14	9,25	4,55	<b>15,94</b>	—	15,60	7,30	12,26	27,76	<b>62,92</b>	0,64	20,50	<b>21,14</b>
92	2,19	2,85	—	<b>5,04</b>	18,42	4,09	21,36	23,27	1,25	<b>68,39</b>	0,25	26,32	<b>26,57</b>

*Hornblenden in Gesteinen der Mesozone*

38	4,74	6,67	13,40	<b>24,81</b>		11,70	5,47	16,44	20,39	54,00	0,97	20,22	21,19
38 g	3,47	17,01	13,80	34,28		8,75	3,65	9,92	13,19	35,51	1,46	28,75	30,21
39	3,46	11,78	28,68	<b>43,92</b>	Sp.	0,90	3,31	8,88	17,36	<b>30,45</b>	0,96	24,70	<b>25,63</b>
47	1,34	6,60	25,83	<b>33,77</b>		1,66	4,78	9,33	31,20	<b>46,97</b>	0,18	19,08	<b>19,26</b>
49	3,65	12,99	15,12	<b>31,76</b>		7,80	4,15	9,58	24,33	<b>45,86</b>	0,22	21,16	<b>22,38</b>
50	4,51	5,52	16,42	<b>26,45</b>		10,02	1,92	20,92	18,84	<b>51,70</b>	0,93	20,92	<b>21,85</b>
50 g	3,54	9,20	14,68	27,42		6,53	3,89	17,10	8,41	<b>35,93</b>	1,73	35,00	36,73
58	2,88	3,72	19,02	<b>25,62</b>		8,21	6,28	9,40	30,40	<b>54,29</b>	0,71	19,38	<b>20,09</b>
58 g	—	6,83	19,49	26,32		8,44	2,87	13,07	23,67	48,05	0,86	24,77	25,63
61	2,07	8,81	21,00	<b>31,88</b>		6,12	4,70	4,66	33,01	<b>48,49</b>	0,20	19,43	<b>19,63</b>
63	2,05	6,95	22,53	<b>31,53</b>		5,71	3,23	12,03	25,33	<b>46,30</b>	1,23	20,94	<b>22,17</b>
65	1,84	15,16	8,37	<b>25,37</b>		13,28	2,07	11,60	27,62	<b>54,58</b>	0,68	19,37	<b>20,05</b>
66	3,15	10,06	14,99	<b>28,20</b>		10,02	3,11	12,52	29,00	<b>54,64</b>	0,14	17,02	<b>17,36</b>
67	1,77	13,62	18,11	<b>33,50</b>		7,66	4,40	11,46	18,62	<b>42,14</b>	0,60	24,76	<b>25,36</b>
70	3,68	9,92	24,29	<b>37,80</b>		3,30	7,69	12,39	17,89	<b>41,27</b>	0,76	20,09	<b>20,85</b>
71	4,55	9,00	13,94	<b>27,49</b>		13,05	1,66	16,82	20,20	<b>51,73</b>	2,08	18,82	<b>20,90</b>
71 g	3,56	17,85	12,00	33,41		9,08	4,87	13,22	15,00	42,17	1,62	22,15	23,77
72	4,00	6,10	14,10	<b>24,20</b>		14,32	4,46	17,59	19,04	<b>55,41</b>	1,14	19,20	<b>20,34</b>
72 g	2,90	18,40	16,20	37,50		10,87	3,24	9,20	10,20	33,51	1,35	27,50	28,85
75	11,58	8,06	10,69	<b>30,33</b>		9,96	7,55	19,49	18,37	<b>55,37</b>	2,49	11,81	<b>14,30</b>
75 g	11,61	18,19	9,73	39,53		1,36	1,88	5,59	4,11	12,95	0,51	47,01	47,52
93	3,28	6,73	13,42	<b>23,43</b>		11,42	3,00	15,82	23,32	<b>53,56</b>	1,29	21,72	<b>23,01</b>
93 g	2,81	18,30	16,90	38,01		5,61	1,92	9,40	12,34	29,29	1,30	31,40	32,70
94	2,32	11,52	17,81	<b>31,65</b>		8,31	2,41	12,89	24,41	<b>48,02</b>	0,22	20,11	<b>20,33</b>
94 g	1,79	16,20	33,75	51,74		3,73	1,39	3,86	7,86	16,84	—	31,10	31,10

Tabelle 2

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	65	13	58	20	9	0,31	0,07	0,35	III
2.	66,5	14,5	58,5	23	4	0,56	0,49	0,39	III
3.	68	30	57	6	7	0,60	0,56	0,11	I/II
4.	70	13,5	58	23	5,5	0,48	0,53	0,40	III
5.	71	18,5	51	23	7,5	0,29	0,75	0,45	IV
6.	73	14	57,5	22	6,5	0,64	0,10	0,39	III
7.	75	15	42	29	14	0,29	0,29	0,69	V
8.	76	13	59,5	21	6,5	0,38	0,07	0,35	III
9.	77	12,5	55,5	24	8	0,25	0,51	0,44	IV
10.	77	19,5	50	22,5	8	0,30	0,15	0,45	IV
11.	77	12	62	24,5	1,5	0,21	0,61	0,39	III
12.	79	13	58,5	23	5,5	0,20	0,54	0,40	III
13.	79,5	11,5	63	21,5	4	0,24	0,80	0,34	III
14.	81	12	58	24	6	0,30	0,97	0,42	III
15.	81	20	45,5	27,5	7	0,52	0,65	0,60	IV
16.	83	9	63	20	8	0,20	0,57	0,32	III
17.	86	10	66	21	3	0,12	0,60	0,32	III
18.	90	12	58	26,5	3,5	0,13	0,73	0,46	IV
19.	91	5,5	67	10	17,5	0,08	0,04	0,16	II
20.	94	8	64	25	3	0,52	0,59	0,38	III
21.	94	8,5	64,5	25	2	0,30	0,60	0,39	III

Fundort	Name	Quelle
Dungannon, Ontario. Aus Nephelinsyenit	Hastingsit	Rosenbusch, Elem. Gest. (1898), S. 122
Stenzelberg, Siebengebirge. Aus Andesit	Hornblende	Rosenbusch, Elem. Gest. (1898), S. 290
Sta. Cruz Bahn, Brasilien. Aus Monchiquit	Hornblende, braune	Hunter und Rosenbusch, Tsch. M. M. 11, 1980, S. 459
Mte. Somma. Wohl aus Sanidinitblöcken	Hornblende	Stanley; Penfield and Stanley, Am. Journ. Sc., 4 th ser., vol. 23, 1907, S. 23
Bilin, Böhmen	Hornblende, basaltische	Stanley; Penfield and Stanley, Am. Journ. Sc., 4 th ser., vol. 23, 1907, S. 23
Cornwall, New York	Hornblende	Nelson, Am. Journ. Sci., 4 th ser., vol. 15, 1903, S. 227. Fluorbest. hin- zugefügt durch Stanley
Campton Falls, N.H., U.S.A. Aus Camptonit	Hornblende	Rosenbusch, Elem. Gest., (1910) S. 299
Almunge. Aus Nephelinsyenit	Hastingsit	Mauzelius, Bull. geol. Inst. Upsala XII, (1901)
Heum, Kristianiagebiet. Aus Heumit	Hornblende	Schmelck in Brögger, Eruptivgest. des Kristianiagebietes III, (1898), S. 92
Squarre Butte, Mont. Aus Sodalithsyenit	Hornblende (Barkevikit)	Melville in Wed and Pirsson. Bull. geol. Soc. Am. 6, (1895)
Omoutnaia, Ural. Aus Hornblendepegmatit	Hornblende	L. Duparc: Le Platine, Genève (1920)
Edenville, New York. Aus körnigem Kalk	Hornblende	Stanley; Penfield and Stanley, Am. Journ. Sc., 4 th ser., vol. 23 (1907), S. 23
Clemgia, Unterengadin. Aus Hornblendit	Hornblende	Hezner, Beitr., Geol. Karte Schweiz, XXIII, (1909)
Greenville, Township, Quebec	Hornblende	Stanley; Penfield and Stanley, Am. Journ. Sc., 4 th ser., vol. 23, (1907), S. 23
Copinshay, Orkney. Aus Hornblende- Monchiquit	Hornblende	Flett, Transact. Roy. Soc. Edinburg 39, (1900), S. 865
Renfrew, Ontario. Aus körnigem Kalk ?	Hornblende	Stanley; Penfield and Stanley, Am. Journ. Sc., 4 th ser., vol. 23, (1907), S. 23
San Pedro, Sierra del Cabo. Cabo de Gata, Spanien. Aus Dacit	Hornblende	Rosenbusch, Elem. Gest., (1898), S. 285
Beaver Creek, Californien. Aus Hornblendegabbro	Hornblende	Am. Journ. Sc., vol. VII (1899), S. 297
Kangerdluarsuk, Grönland. Aus Nephelinsyenit	Arfvedsonit	Rosenbusch, Elem. Gest., (1898), S. 122
Walkerville Stat. Butte, Mont. Aus Quarzmonzonit	Hornblende	Bull. U. S. Geol. Survey 168, S. 116
Nevada Falls Trail, Yosemite Valley, Calif. Aus Quarzmonzonit	Hornblende	Bull. U. S. Geol. Survey 168, S. 208

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
22.	94	18	50,5	25	6,5	0,10	0,34	0,49	IV
23.	96	7,5	63	25,5	4	0,24	0,73	0,41	III
24.	99	9,5	64	23,5	3	0,20	0,75	0,37	III
25.	101	10,5	59,5	23,5	6,5	0,23	0,29	0,40	III
26.	101	5,5	69	11,5	14	0,09	0,12	0,17	II
27.	102	4,5	64	24	7,5	0,09	0,67	0,38	III
28.	120	0	84,5	2,5	13	0,04	0,41	0,02	I
29.	121	2	72	8,5	17,5	—	—	0,11	I/II
30.	121	0	80	5,5	14,5	0,15	0,16	0,07	I
31.	115	1	97,5	0	1,5	—	0,36	0	I
32.	100	9,5	86,5	1,5	2,5	0,11	0,45	0,02	I
33.	101	8,5	89	1,5	1	—	0,56	0,02	I
34.	85	19	77	5	0	—	0,60	0,05	I
35.	112	0,5	73	26,5	0	—	0,98	0,36	III
36.	109	1,5	73	25	0,5	0,50	0,85	0,34	III
37.	104	6	61	28	5	—	0,90	0,46	IV
38.	86	13	58	25	4	0,41	0,49	0,43	III/IV
39.	89	28	45	21,5	5,5	0,12	0,60	0,48	IV
40.	86	11,5	59	23,5	6	0,25	0,94	0,40	IV
41.	123	9,5	67	5,5	18	0,09	0,49	0,08	I
42.	128	2,5	81	2,5	14	0,04	0,48	0,03	I

Fundort	Name	Quelle
Ernsthofen, Odenwald. Aus Leucitporphyrat	Hornblende, blaugrüne	Erl. geol. Karte Hessen, Blatt Neunkirchen
Goryczkowy, Posredni Tatra. Aus Diorit	Hornblende	Weyberg, Warsch. Univ. Nachr. 1909
Wasserscheide zwischen Butte Co und Plumas Co, Californien. Aus Quarzamphiboldiorit, Spessartit n. Rosenbusch	Hornblende	Rosenbusch, Elem. Gest., (1910), S. 296
Biella, Piemont. Aus Syenit	Hornblende	Rosenbusch, Elem. Gest., (1910), S. 116
San Miguel, Azoren. Aus Sanidinit	Katophorit	Rosenbusch, Elem. Gest., (1898), S. 266
Haut-du-Faîte. Aus Amphibolgranit	Hornblende	Weyberg, Warsch. Univ. Nachr. 1909
Wackenbach b. Schirmeck, Unter-Elsass. Aus Minette	Blaue Horn- blende	Rosenbusch, Elem. Gest., (1910), S. 288
Quincy, Mass., U.S.A. Aus Alkaligranit	Riebeckit	Am. Journ. Sc. VI (1898), S. 189
Alter Pedroso, Portugal. Aus Osannithornblendit	Osannit (+ et was Magnetit)	Buchner, Heidelberger Ak. 1914
Mass. U.S.A.	Cumming- tonit	Niggli P., Chemismus schw. Ge- steine (1930), S. 13
Orijärvi, Finnland. Aus Anth.-Cordieritfels	Anthophyllit	Eskola P., On the Petrology of the Orijärvi Region (1914), S. 176
Ebenda	Anthophyllit	Ebenda (1914), S. 172
Gèdres, Frankreich	Gedrit	Niggli P., Chemismus schw. Ge- steine (1930), S. 13
Campolungo. Aus Dolomit. Mittel von 6 Analysen	Grammatit	Niggli P., ebenda S. 13
Greiner, Tirol. Aus Akt.-Talkschiefer	Aktinolith	Niggli P., ebenda S. 13
Errat, Block, Genf. Aus Gabbro	Smaragdit	Niggli P., ebenda S. 13
Palmer Center, Mass., U.S.A. Aus Amphibolit	Gew. Horn- blende	Niggli P., ebenda S. 14
Sasso Rosso, Gotthard. Aus Garbenschiefer	Gew. Horn- blende	Hezner L., Neues Jahrb. für Min., etc. (1908), Beilageband XXVII, S. 167
Pargas, Finnland. Aus Marmor	Pargasit	Niggli P., Chemismus schw. Ge- steine (1930), S. 14
Val de Bagnes, Wallis. Aus Glaukophan-Glimmer- schiefer	Glaukophan- Crossit	Niggli P., ebenda S. 15
Ob. Berisal, Simplon. Aus Marmor	Rhodusit	Niggli P., ebenda S. 15

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
43.	125	4,5	69	9	17,5	0,16	0,49	0,13	II
44.	129	3	71,5	0,5	25	0,14	—	0,01	I
45.	87,5	7	26	37	30	0,02	0,71	1,44	VI
46.	85	15,5	55,5	23,5	5,5	0,08	0,65	0,43	III/IV
47.	73,0	19,5	58	19	2,5	0,17	0,69	0,32	III
48.	76	7	67,5	23	2,5	0,15	0,40	0,34	III
49.	93,5	17	55	22	6	0,23	0,62	0,41	III
50.	85	14,5	57	25	3,5	0,45	0,46	0,44	IV
51.	79	10,5	73,5	15,5	0,5	0,20	0,87	0,21	II
52.	131	5	70	24,5	2,5	0,28	0,56	0,35	III
53.	100	10,5	63	23	3,5	0,58	0,44	0,37	III
54.	105	10,5	61	24,5	4	0,28	0,23	0,25	II/III
55.	98	9,5	71,5	17	2	0,06	0,64	0,24	II
56.	106	2	94,5	2	1,5	0,14	0,47	0,02	I
57.	86,5	12,5	84	1	2,5	0,07	0,41	0,02	I
58.	78	14,5	60	23,5	2,0	0,44	0,66	0,29	III
59.	105	4,5	65	27,5	3	0,32	0,86	0,42	III
60.	90	6,5	66,5	25,5	1,5	0,14	0,78	0,38	III
61.	78	17,5	56,5	22	3,5	0,19	0,78	0,39	III
62.	95	8,5	64,5	24	3	0,51	0,59	0,37	III



Fundort	Name	Quelle
Gravasalvas, Oberengadin. Aus Garbenschiefer	Riebeckit	Niggli P., ebenda S. 15
Evisa, Korsika. Aus Alkaligranit	Riebeckit	Niggli P., ebenda S. 15
Sadholm. Aus Uralithporphyrit	Uralit	Sederholm J. J., Bull. Comm. Geol. Finl. (1923) No. 58, S. 31
Nieripeivi, Soutsfjället, Västerbotten. Aus Zoisitamphibolit	Gew. Hornblende	du Rietz, Geol. Fören i. Förhandl. (1935), Bd. 57, S. 179
E. Ufer des Harry Inlit. Aus umgewandeltem Eklogit	Gew. Hornblende	Sahlstein Th. G., Medd. om Grönland (1935), Bd. 95, No. 5, S. 22
Aiguilles Rouges. Aus Eklogit	Gew. Hornblende	Joukowsky E., C. R. Ac. Sc. Paris (1902), S. 38
Umhausen, Oetztal. Aus Granatamphibolit	Gew. Hornblende	Hezner L., Tscherm. Min. Petr. Mitt. (1903), Bd. XXII, S. 562
Kola Peninsula. Aus Granatamphibolit	Gew. Hornblende	Eskola P., Vidensk. Skrifter, 1 Mat.-Naturv. Kl. (1921), No. 8, S. 105
Salcombe, S. Devon.	Wasserreicher Pargasit	Kennedy W. Q. and Dixon B. E., Zeitschr. Kristallogr. (1936), Bd. 94, H. 4, S. 284
Aus Chlorit-Epidot-Albit-Amphibolit	Hornblende	Wiseman J. D. H., Q. J. Geol. Soc., London (1934), vol. XC, S. 368
S. Knapdale. Aus Biotit-Epidot-Albit-Amphibolit	Hornblende	Wiseman J. D. H., ebenda S. 383
S. Knapdale. Aus Granat-Biotit-Epidot-Albit-Amphibolit	Hornblende	Wiseman J. D. H., ebenda S. 382
Aus Amphibolit	Gew. Hornblende	Eskola P., On the Petrology of the Orijärvi Region in Southwestern Finland (1914), S. 110
Isopää, Kalvola, Finnland. Aus Cummingtonit-Gedritgesteinen	Cummingtonit	Eskola P., Extrait des Comptes Rendues de la Société Géologique de Finland (1936), No. IX, S. 482
Ebenda. Aus Cummingtonit-Gedritgesteinen	Gedrit	Eskola P., ebenda
Glenelg Aus Granatamphibolit	Gew. Hornblende	Alderman A. R., Q. J., Geol. Soc. London (1936), vol. XCII, S. 368
Karinthin, Saualpe. Aus Eklogit	Hornblende	Kunitz W., Neues Jahrb. für Min. etc. (1929), Beilageband LX, Abt. A, S. 245
Radautal. Aus Gabbro	Hornblende	Kunitz W., Neues Jahrb. für Min. etc. (1929), Beilageband LX, Abt. A, S. 245
Ponte Creves, Val Cannobina, Italien. Aus Amphibolitzug	Hornblende	Jakob J., Schw. Min. Petr. Mitt. (1931), XI (H. 4), S. 144
Walkerville Station. Aus Quarzmonzonit	Gew. Hornblende	Clarke F. W., Bull. Geol. Surv. U.S.A. (1900), N. 168, S. 116

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
63.	80	18,5	55	23	3,5	0,23	0,62	0,42	III
64.	90	8	64,5	25,5	2	0,21	0,71	0,39	III
65.	91	12	58	24	6	0,11	0,67	0,42	III
66.	78	14	58,5	23	4,5	0,24	0,65	0,39	III
67.	95	19	51	24,5	5,5	0,12	0,54	0,48	IV
68.	81,5	12,5	61,5	23	3	0,20	0,53	0,38	III
69.	96,5	7,5	65	24	3,5	0,26	0,58	0,37	III
70.	80	21,5	52,5	21,5	4,5	0,27	0,41	0,41	III
71.	84	14,5	53,5	27,5	4,5	0,33	0,52	0,52	IV
72.	83	13	55	28,5	3,5	0,39	0,46	0,52	IV
73.	82,5	15,5	61	23,5	0	—	0,54	0,39	III
74.	87	10,5	59	26,5	4	0,18	0,39	0,45	IV
75.	73	13,5	60	20	6,5	0,59	0,41	0,34	III
76.	93,5	10	61	26	3	0,74	0,58	0,43	III/IV
77.	81	13	58,5	24	4,5	0,29	0,48	0,42	III
78.	83	11,5	60,5	24,5	3,5	0,0	0,33	0,41	III
79.	81,5	13,5	59,5	22,5	4,5	0,32	0,54	0,38	III
80.	78	13	58	24,5	4,5	0,32	0,59	0,42	III
81.	80,5	13,5	58,5	23	5	0,29	0,59	0,39	III

Fundort	Name	Quelle
Parpaner Rothorn, Graubünden. Aus Amphibolit	Gew. Horn- blende	Jakob J., Schw. Min. Petr. Mitt. (1931), XI (H. 5), S. 144
Berntal (Kyffhäusergeb.). Aus Diorit	Gemeine Hornblende	Kunitz W., Neues Jahrb. für Min. etc. (1929), Beilageband LX, Abt. A, S. 245
Gabbi, N. Storfjället. Aus feinkörn. Amphibolit	Gemeine Hornblende	Kulling O., Geol. Fören i. Förhandl. (1933), Bd. 55, S. 341
Baranaschka-Kudnik. Aus Amphibolit	Gemeine Hornblende	Kunitz W., Neues Jahrb. für Min. etc. (1929), Beilageband LX, Abt. A, S. 245
Mortojakko, S. Storfjället. Aus Amphibolit	Gemeine Hornblende	Kulling O., Geol. Fören i. Förhandl. (1933), Bd. 55, S. 341
Lindenfels, Odenwald. Aus Gabbro	Gemeine Hornblende	Kunitz W., Neues Jahrb. für Min. etc. (1929), Beilageband LX, Abt. A, S. 245
Atter, Finnland. Aus Hornblende-Gabbro	Gew. Horn- blende	Pehrman G., Über eine Titaniteisen- erz und umgebende Gesteine auf der Insel Atter . . . ., Acta Acad. Aboensis (1927), T. 21, S. 19
Titianul, 1729 m, Rumänien. Aus Amphibolit	Gemeine Hornblende	Vendl A., Das Kristallin des Sebeser- und Zibins-Gebirge, Geologica Hun- garica (1932) S. 231
Kammegg. Aus körnig-streifigem Amphibolit	Gew. Horn- blende	Marchet A., Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. (1925), Bd. 38, S. 500
Spitzer Schlossberg. Aus Fleckamphibolit	Gew. Horn- blende	Marchet A., Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. (1925), Bd. 38, S. 500
Mündung des Val Scalax Aus Übergangsgesteinen von Hornblend-Gabbro zu Norit	Gew. Horn- blende	Küchler H., Chemie der Erde (1914), Bd. 1, 1. H., S. 70
Mt. Wati, West Nile District, E. Afrika. Aus Hornblendediort	Gew. Horn- blende	Groves A. W., Q. J. Geol. Soc. Lon- don (1935), vol. XCi, S. 158
In der Nähe von Mt. Wati E. Afrika. Aus Biotit-Hornblende- tonalitgneis	Gew. Horn- blende	Groves A. W., ebenda
Atter, Finnland. Aus Hornblende-Ilmenit Gabbro	Gew. Horn- blende	Pehrman G., Über ein Titaniteisen- erz und umgebende Gesteine auf der Insel Atter . . . ., Acta Acad. Aboensis (1927), T. 21, S. 19
Aus andesitischem Gestein		
Brockengebiet. Aus Diorit	Gemeine Hornblende	Kunitz W., Neues Jahrb. für Min. etc. (1933), Beilageband LX, Abt. A, S. 341
Arendal. Aus syenitischem Gestein	Gemeine Hornblende	Kunitz W., ebenda
Beerberg. Aus Diorit	Gemeine Hornblende	Kunitz W., ebenda
Plauen. Aus Syenit	Gemeine Hornblende	Kunitz W., ebenda

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
82.	80,5	15	55	23	7	0,18	0,54	0,41	III
83.	81	22	53,5	22	2,5	0,60	0,48	0,42	III
84.	76	21,5	49	21	8,5	0,42	0,48	0,43	III/IV
85.	79	17	55,5	24	3,5	0,29	0,60	0,44	IV
86.	79	15,5	59,5	21	4	0,21	0,52	0,35	III
87.	86,5	9,5	62	17	11,5	0,21	0,15	0,27	III
88.	85,5	12	60	25	3	0,15	0,61	0,42	III
80.	87,5	11,5	61,5	23,5	3,5	0,18	0,61	0,38	III
90.	91	7	63	26	4	0,21	0,64	0,42	IV
91.	94	7	64,5	24,5	4	0,19	0,59	0,38	III
92.	120	3	73,5	6,5	17	0,05	0,03	0,89	V
93.	89,5	13	58,5	25	3,5	0,33	0,55	0,43	III/IV
94.	84	17	54,5	23,5	5	0,17	0,62	0,43	III/IV

Fundort	Name	Quelle
Aus nephelin- und leucitführenden basischen und neutralen Ergussgesteinen, Mittel aus 16 Analysen		Tschirwinsky P. N., Bull. Don. Polyt. Inst. (1928), vol. XI, S. 18
Aus der Mineralien führenden Kluff in Eklogit, Lieserschlucht	Gemeine Hornblende	Heritsch H., Ctbl. f. Min. etc., Abt. A (1931) S. 365
Aus Lamprophyren, Mittel aus 4 Analysen		Tschirwinsky P. N., Bull. Don. Polyt. Inst. (1928), vol. XI, S. 18
Aus Basalten, deren Tuffen und aus Diabasen (Nephelin-Leucitabarten ausgeschlossen), Mittel aus 14 Analysen		Tschirwinsky P. N., Bull. Don. Polyt. Inst. (1928), vol. XI, S. 18
Aus Andesiten u. Daciten, Mittel aus 7 Analysen		Tschirwinsky P. N., ebenda S. 18
Aus Alkali- und Nephelinsyeniten, Mittel aus 23 Analysen		Tschirwinsky P. N., ebenda S. 17
Aus gabbro-noritischen Gesteinen, Mittel aus 10 Analysen		Tschirwinsky P. N., ebenda S. 18
Aus Diorit, Mittel aus 24 Analysen		Tschirwinsky P. N., ebenda S. 18
Aus Alkaligranit, Mittel aus 9 Analysen		Tschirwinsky P. N., ebenda S. 17
Aus normalen Syeniten, Mittel aus 8 Analysen		Tschirwinsky P. N., ebenda S. 17
Aus Alkaligranit, Mittel aus 4 Analysen		Tschirwinsky P. N., ebenda S. 17
wie No. 36, IM.	Gew. Hornblende	Bull. Geol. Surv. N. 419 (1910), S. 21
Senftenberg	Grüner Amphibol	Morozewicz, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd, 32 (1914), S. 238,

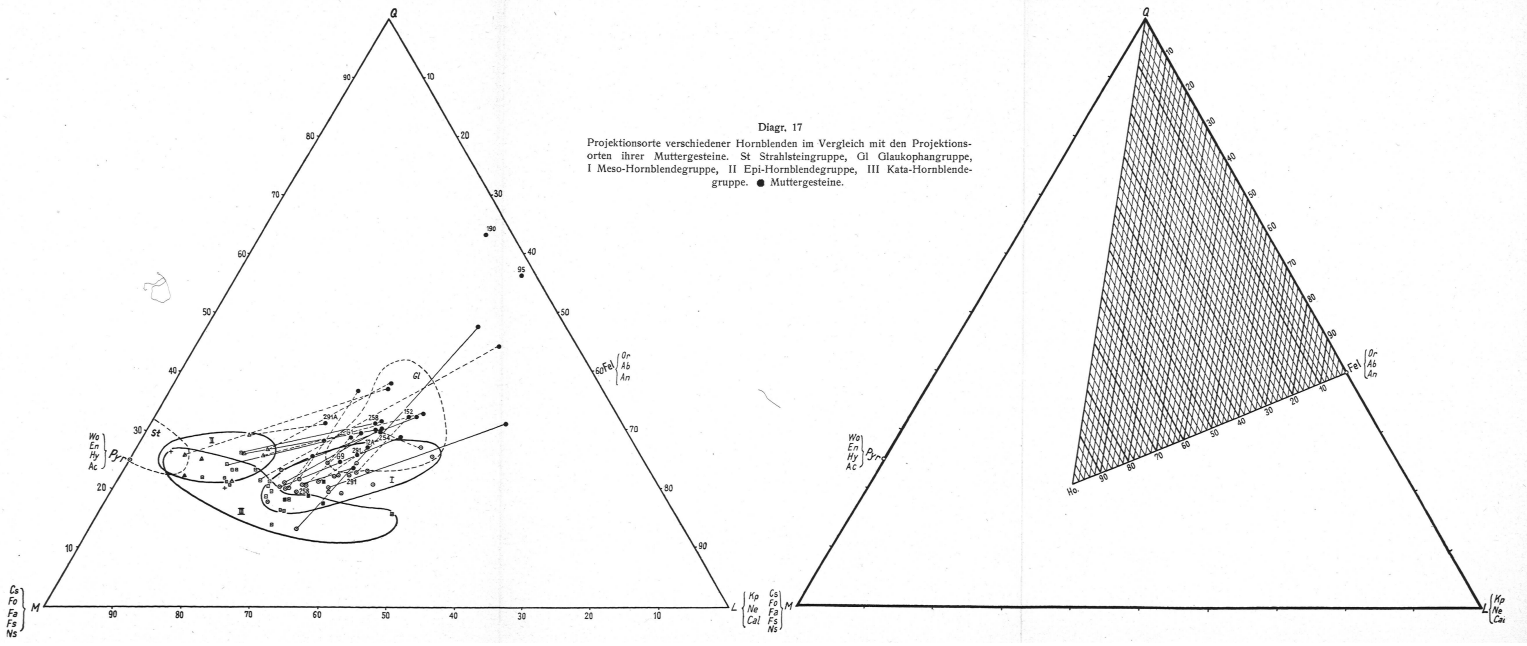
## Literaturverzeichnis

1. ALLEN, E. T., and CLEMENT, J. K.: The Rôle of Water in Tremolite and Certain Other Minerals, Amer. Journ. Sci. vol. XXVI (1908), S. 101.
2. ALLING, H. L.: The Mineralogy of the Feldspars. Journ. Geol., Vol. XXIX (1921), S. 226—228.
3. AMBROSE, J. W.: Progressive Kinetic Metamorphism in the Missi Series near Flinflon, Manitoba, Amer. Journ. Sci. No. 190, vol. XXXII (1936) S. 257—286.
4. BACKLUND, H. G.: Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geol. Rundschau, Bd. XXVII (1936), S. 47—61.
5. BARNES, V. E.: Changes in Hornblende at about 800° C. Amer. Mineralogist vol. 15 (1930), S. 393—417.
6. BARTH, T.: Die Symmetrie der Kalifeldspäte. Fortschr. Min. Krist. Petr. Bd. 13 (1929), S. 31—35.
7. BARTH, T. F. W.: Permanent Changes in the Optical Orientation of Feldspars Exposed to Heat. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 12 (1931), S. 57—72.
8. BECKE, F.: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Min. Petr. Mitt. Bd. 4 (1882), S. 317—322.
9. BERNDT, G.: Verh. d. Phys. Ges. Bd. 21 (1919), S. 110—117.
10. BURRI, C.: Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XI (1931), S. 285—289.
11. BURRI, C., und KUENDIG, E.: Umgebung von Locarno. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. XI (1934), S. 838—842.
12. CORNELIUS, H. P.: Über Auftreten und Mineralführung der Pegmatite im Veltlin und seinen Nachbartälern. Zentralbl. Min. Geol. (1928), S. 281—287.
13. v. ECKERMANN H.: The Rocks and Contact Minerals of the Mansjö Mountain. Geol. Fören. Stockholm Förh. Bd. 44 (1922), S. 325—327.
14. EITEL, W.: Die Bestimmung des Wassers in Silikat-Mineralien und Gesteinen. Diss. Heidelberg (1912), S. 7—64.
15. ESKOLA, P.: On the Petrology of the Orijärvi Region in Southwestern Finland. Bull. Comm. Geol. Finland No. 40 (1914), S. 171—177.
16. — On the Eclogites of Norway. Vidensk. Skr. Mat.-naturv. Kl. No. 8 (1921), S. 70—74.
17. FRANCHI, S.: Über Feldspaturalitisation der Natron-Tonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella (Graische Alpen). Neues Jb. Min. etc. Bd. II (1902), S. 112.
18. GOLDSCHMIDT, V. M.: Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose mit Beispielen aus der Geologie des südlichen Norwegens. Vidensk. Skrift. I. Math. naturv. Kl. No. 22 (1912), S. 1—16.
19. GRANDJEAN, F.: Le feldspath néogène des terrains sédimentaires non métamorphiques. Bull. Soc. Franç. Min. Tome 32 (1909), S. 103—133.
20. GRUBENMANN, U.: Vorläufige Mitteilung über einen schweizerischen Sillimanitgneis. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, XLII (1907), S. 279—282.
21. — Der Granatolivinfels des Gordunotales und seine Begleitgesteine. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich (1908), S. 130—156.

22. GRUBENMANN, U., und NIGGLI, P.: Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil (1924), S. 232.
23. GUTZWILLER, E.: Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Ecl. Geol. Helvet., I, XII (1912), S. 14.
24. HARKER, A.: Metamorphism. London (1932), S. 77.
25. HEIM, A.: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel (1878).
- 25a. — Nochmals über Tunnelbau und Gebirgsdruck und über die Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung. Vierteljahrsschr. Schweiz. Naturf. Ges. Jahrgang 53 (1909).
26. HEZNER, L.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite, mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Oetztales. Tscherm. Min. Petr. Mitt. Bd. 22 (1903), S. 451 und 507.
27. — Der Peridotit von Loderio, Tessin. Nat. Ges. Zürich, Jahrg. 54 (1909), S. 246—247.
28. HOLMQUIST, P. J.: Zur Morphologie der Gesteinsquarze. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 48 (1926), S. 410—426.
29. JAKOB, J.: Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. Inaug.-Diss. (1919), S. 1—52.
30. — Anleitung zur chemischen Gesteinsanalyse. Berlin (1928).
31. — Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. VIII Mitt.: Bisherige Resultate der Muskowitforschung. Zeitschr. f. Kristallogr. Bd. 72 (1929), S. 357.
32. JAKOB, J., und BRANDENBERGER, E.: Chemische und röntgenographische Untersuchungen an Amphibolen, I. Mitteilung: Die Osannite von Alter Pedroso. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XI (1931), S. 140—162.
33. JAKOB, J., PARKER, ROBERT, L., und BRANDENBERGER, E.: Über einen neuen Skapolithfund im Tessin. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XI (1931), S. 267—284.
34. JAKOB, J.: Chemische und röntgenographische Untersuchungen an Amphibolen, II. Mitteilung: Über die Verbreitung des Analysenmankos. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XV (1935), S. 146—152.
35. JOUKOWSKY, E.: Sur les éklogites des Aiguilles Rouges. Genève (1902).
36. KENNEDY, W. Q., and DIXON, B. E.: Hydroamphibole from South Devon. Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. 94 (1936), S. 284—286.
37. KÔZU, S., and ENDO, Y.: X-ray Analysis of Adularia and Moonstone, and the Influence of Temperature on the Atomic Arrangement of these Minerals. Sci. Rep. Tôhoku Univ., Ser. 3, Vol. I (1921), S. 1—17.
38. KÔZU, S., and SUZUKI, M.: Optical, Chemical and Thermal Properties of Moonstone from Korea. Sc. Rep. Tôhoku Univ., Ser. 3, vol. I (1921), S. 19—23.
39. KÔZU, S., YOSHIKI, B., and KANI, K.: Note on the Study of the Transformation of the Common Hornblende into Basaltic Hornblende at 750° C. Sci. Rep. Tôhoku Imp. Univ., Ser. III, vol. III, No. 2 (1927), S. 143—159.
40. KRAUS, O.: Untersuchungen über das Kristallgitter von Heteropolysäuren und deren Salzen, Mitteilung I: Das Gitter von Kiesewolframsäure, Borwolframsäure und Ammoniumborwolframat. Zeitschr. f. Kristallogr. Bd. 91 (1935), S. 402—409.



41. KUENDIG, E.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. VI (1926), S. 1—96.
42. KUNITZ, W.: Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe. N. Jb. Min., Geol. u. Paläont. Beil. Bd. LX (1930), S. 190.
43. LACROIX, A.: Contribution à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernérite. Bull. Soc. Franç. de Min., XII (1889), S. 83—360.
44. — Etude pétrographique des écloğites de la Loire inférieure. Bull. Sc. Nat. de l'Ouest de la France, I (1891), S. 81.
45. — Sur la transformation des feldspaths en dipyre. Bull. Soc. Franç. de Min., vol. XIV (1891).
46. LINDGREN, W.: The Cordierite-Anthophyllite Mineralization at Blue Hill, Maine, and its Relation to Similar Occurrence. Proceed. of the Nat. Ac. Sc. vol. 11, No. 1 (1925), S. 1—4.
47. LOHMANN, P.: Neue Beiträge zur Kenntnis des Eklogits vom mikroskopischen, mineralogischen und archäologischen Standpunkt. Neues Jb. Bd. I (1884), S. 83—115.
48. MACHATSCHKI, F.: Zur Frage der Struktur und Konstitution der Feldspäte. Zentralbl. Min. Abt. A. (1928), S. 97—104.
49. MARCHET, A.: Über Hornblenden aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Tschem. Min. Petr. Mitt. Bd. 38 (1925), S. 502.
50. — Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. Tschem. Min. Petr. Mitt. Bd. 36 (1924), S. 257—272.
51. MICHEL-LÉVY, A.: Bull. Soc. Min., vol. II (1897), S. 135.
52. MITTELHOLZER, A. E.: Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI (1936), Tafel 1.
53. MÜGGE, O.: Weiterwachsen von Orthoklas im Ackerboden. Zentralbl. Min. usw. (Jahrg. 1917), S. 121—123.
54. NIGGLI, P., unter Mitwirkung von FAESY, K.: Zeolithe und mit ihnen verwandte Mineralien. Zeitschr. f. Kristallogr. B. 57 (1922—1923), S. 652.
55. NIGGLI, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen Bd. I (1923), S. 135.
56. — Lehrbuch der Mineralogie II, Spezielle Mineralogie (1926), S. 531.
57. NIGGLI, P., und BRANDENBERGER, E.: Stereochemie der Kristallverbindungen VII. Die SiO<sub>2</sub>-Strukturen und das Bauprinzip der bevorzugten gesteinsbildenden Silikate. Z. Kristallogr. (A), Bd. 82, Heft 3/4 (1932), S. 219—238.
58. NIGGLI, P.: Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIV (1934), S. 464—472.
59. — Tabellen zur Petrographie und zum Gesteinsbestimmen. Zürich, Min. Petr. Inst. E. T. H. (1934).
60. NIGGLI, P. (unter Mitwirkung von A. STUTZ): Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI (1936), S. 354 (S. 335—399).
61. NIGGLI, P.: Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI (1936), S. 295—317.
62. — Über die chemische Zusammensetzung der Alkaliglimmer. Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. 96 (1937), S. 103.
63. — Das Magma und seine Produkte, I. Teil: Physikalisch-chemische Grundlagen (1937), S. 315—332.



Leere Seite  
Blank page  
Page vide

64. v. PHILIPSBORN, H.: Beziehungen zwischen Lichtbrechung, Dichte und chemischer Zusammensetzung in der Granatgruppe. Abh. Math.-Phys. Kl., Sächs. Akad. Wiss., Bd. XL, No. III (1928).
  65. POSNJAK, E., and BOWEN, N. L.: The Rôle of Water in Tremolite. Amer. Journ. Sci., vol. XXII (1931), S. 207.
  66. PREISWERK, H.: Über neue Skapolithfunde in den Schweizeralpen. Verhandl. Naturf. Ges. Basel, Bd. XXVIII (1917), S. 165—189.
  67. — Der Tessinergneis. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. IV (1924), S. 357—358.
  68. DE QUERVAIN, F.: Pegmatitbildungen von der Valle della Madonna bei Brissago. Mitt. Naturw. Ges. Thun (1932), S. 1—13.
  69. SPENCER, E.: The Potash-soda-feldspars, I. Thermal Stability. Min. Mag., London, vol. XXIV (1937), S. 464.
  70. STAUB, R.: Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 46, Abt. I (1916), S. 1—41.
  71. — Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. K. der Schweiz, N. F. 52 (1924), S. 148.
  72. — Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. der Schweiz. Naturf. Ges., Bd. LXIX, Abh. I (1934).
  73. — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich, LXXXII (1937), S. 63.
  74. STRUNZ, H.: Die chemische Zusammensetzung von Pollucit. Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. 95 (1936), S. 6.
  75. SUZUKI, J.: Über einen Skapolith-Amphibolit von Losone bei Ascona (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. X (1930), S. 133—138.
  76. TAYLOR, W. H., DARBYSHIRE, J. A., and STRUNZ, H.: An X-ray Investigation of the Feldspars. Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. 87 (1934), S. 464—498.
  77. WARREN, B. E.: The Crystal Structure and Chemical Composition of the Monoclinic Amphiboles. Z. Kristallogr. Bd. 72 (1930), S. 493—517.
  78. — The Structure of Tremolite  $H_2Ca_2Mg_5(SiO_3)_8$ . Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. 72 (1930), S. 42—57.
  79. WINCHELL, A. N.: Elements of Optical Mineralogy, Pt. II, 3rd. Ed., N. Y. (1933), S. 242.
  80. WOOSTER, W. A.: On the Crystal Structure of Gypsum  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ . Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. 94 (1936), S. 390.
-