

<b>Zeitschrift:</b>	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
<b>Band:</b>	18 (1938)
<b>Heft:</b>	1
<b>Artikel:</b>	Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien)
<b>Autor:</b>	Masson, René
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-17095">https://doi.org/10.5169/seals-17095</a>

### Nutzungsbedingungen

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

### Conditions d'utilisation

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

### Terms of use

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

**Download PDF:** 09.12.2025

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

# Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien)

Von René Masson

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort . . . . .	55
Einführung . . . . .	56
Geologie und Petrographie des unteren Valpellines . . . . .	57
A. Die Ablagerungen des Quartärs . . . . .	57
B. Die Gesteine des unteren Valpellines . . . . .	58
I. Die Gesteine der Arollaserie . . . . .	59
1. Die Arollaserie der Dent Blanche-Einheit . . . . .	59
a) Die flasrigen Epigranitgneise . . . . .	60
b) Die gewöhnlichen Orthogneise . . . . .	65
c) Die Diorite und ihre Verschieferungsprodukte . . . . .	72
d) Die Aplite . . . . .	75
e) Lagerung und Kontaktverhältnisse . . . . .	77
2. Die Arollaserie der Mont Mary-Einheit . . . . .	81
a) Die massigen Orthogesteine . . . . .	82
b) Die schiefrigen Orthogneise . . . . .	85
c) Die Aplite . . . . .	90
d) Die Amphibolite . . . . .	91
e) Die Para- und Mischgesteine . . . . .	93
f) Lagerung und Kontaktverhältnisse . . . . .	96
g) Vergleich mit der Arollaserie der Dent Blanche-Einheit .	97
II. Die Gesteine der Valpellineserie . . . . .	99
1. Die Gesteine der Valpellineserie der Dent Blanche-Einheit .	100
a) Die Kata-Tonerdesilikatgesteine . . . . .	100
aa) Die relativ unbeanspruchten Tonerdesilikatgesteine .	100
bb) Die mechanisch beanspruchten Derivate der Tonerdesilikatgesteine . . . . .	113
cc) Die speziellen Lagerungsverhältnisse . . . . .	120
dd) Anhang: Die Hornfelse . . . . .	122
b) Die Amphibolite . . . . .	126
c) Die Marmore bis Kalksilikatfelse . . . . .	131
d) Die Pegmatite . . . . .	136
e) Die basischen Eruptiva der Valpellineserie . . . . .	140
f) Anhang . . . . .	144

	Seite
2. Die Gesteine der Valpellineserie der Mont Mary-Einheit . . . . .	145
a) Die Kata-Tonerdesilikatgesteine und ihre Derivate . . . . .	146
b) Die Amphibolite . . . . .	150
c) Die Marmore und Silikatmarmore . . . . .	152
d) Die Lagerungsverhältnisse . . . . .	153
III. Die Gesteine des Mesozoikums . . . . .	153
1. Die Gesteine der Trias . . . . .	154
2. Die Bündnerschiefer . . . . .	154
3. Die Ophiolithe . . . . .	155
C. Tektonischer Überblick . . . . .	156
D. Petrographisch-genetischer Teil der Beschreibung der Valpellineserie	157
I. Chemische Analysen und ihre Diskussion . . . . .	157
1. Die Tonerdesilikatgesteine und ihre Derivate . . . . .	157
2. Die basischen Gesteine der Valpellineserie . . . . .	175
3. Analyse eines Silikatmarmors . . . . .	181
II. Die genetischen Verhältnisse der Valpellineserie . . . . .	182
III. Diskussion des Mineralbestandes der Hauptgesteine der Valpellineserie . . . . .	191
IV. Sekundäre Merkmale der Valpellineserie . . . . .	198
1. Die basischen Eruptiva . . . . .	198
2. Die Epimetamorphose . . . . .	198
V. Alter der Valpellineserie . . . . .	204
Anhang: Beschreibung einzelner Mineralien . . . . .	205
Literaturverzeichnis . . . . .	209
Benutzte Karten und Profile . . . . .	212

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist auf Vorschlag von Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI entstanden. Es liegen ihr Feldaufnahmen zugrunde, die in den Sommerferien 1933—1936 ausgeführt wurden. Im Sommer 1934 erlitten diese eine Unterbrechung, da ich Gelegenheit erhielt, an einer dänischen Expedition nach NE-Grönland teilzunehmen.

Es ist mir ein tiefes Bedürfnis, meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI, für die Fülle von Anregungen, die er mir zuteil werden liess, und für das fördernde Interesse, das er meiner Arbeit stets entgegenbrachte, herzlich zu danken. — Die Herren Professoren Dr. R. L. PARKER und Dr. C. BURRI haben mir immer wieder ihre wertvolle Hilfe gewährt. Herrn Prof. Dr. J. JĀKOB verdanke ich die Ausführung einer Gesteinsanalyse und zweier Mineralanalysen. Herr Dr. R. U. WINTERHALTER führte mich auf einer unvergesslichen Exkursion in die Geologie des Dent Blanche-Gebietes ein. An alle diese Herren geht mein herzlichster Dank.

Ganz besonders möchte ich auch den Herren Professoren GIORGIO DAL PIAZ in Padua und GIAMBATTISTA DAL PIAZ in Turin danken, durch deren liebenswürdiges Entgegenkommen der Druck der neu aufgenommenen Karte des Valpelline und des Val d'Ollomont mit einem Begleittext ermöglicht wurde. Die Karte wird beim Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque, Venezia erscheinen, der Begleittext in den Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova.

Meinen beiden lieben Valpelline - Kollegen, E. DIEHL und A. STUTZ, danke ich für die frohe Kameradschaft im Feld und die enge, anregende Zusammenarbeit.

Mit der liebenswürdigen Bevölkerung des Valpellines verbinden mich viele meiner schönsten Erinnerungen. Ihr und ihrer Behörden stets bereitwilliges Entgegenkommen hat mir die Arbeit in der wundervollen Bergwelt sehr erleichtert.

## Einführung

Die Inangriffnahme petrographischer Arbeiten im Valpelline und im Val d'Ollomont war eine Folge des Bedürfnisses, von den wichtigsten Gesteinen der Dent Blanche-Einheit dem heutigen Stand der Petrographie angemessene Kenntnis zu erlangen. Es sollte auf diese Weise der Anfang zur petrographischen Erforschung der Dent Blanche-Decke s.l. gemacht werden. Dass diese Aufgabe am südwestlichen Ende der betreffenden Einheit angepackt wurde, hat zwei Ursachen: Einmal gestattet die relativ tiefe und südliche Lage des Valpellines pro Jahr ein weit längeres und ungehemmteres Arbeiten im Feld, als das Hochgebirge des Wallis. Dann sind auch die beiden Hauptgesteinsserien der Dent Blanche - Einheit, Arolla- und Valpellineserie, im Valpelline in sehr typischer Ausbildung vorhanden. Namentlich die charakteristische katametamorphe Fazies der Valpellineserie ist dort besser, als sonst irgendwo zu studieren.

E. DIEHL fiel im Rahmen dieser Untersuchungen die Aufgabe zu, neben einer petrographischen Kartierung des Val d'Ollomont die Bearbeitung der in diesem Tal aufgeschlossenen Bündnerschiefer und Ophiolithe der „Zone du Combin“ zu liefern. A. STUTZ übernahm die Kartierung des mittleren Valpellines und legte das Hauptgewicht seiner Tätigkeit auf die Untersuchung der Arollaserie.

Es ist das erste Ziel der vorliegenden Arbeit, eine petrographische Beschreibung der Gesteine des von mir kartierten Gebietes, des unteren Valpellines, zu geben. Ferner soll auch die Valpelline-

serie eine eingehende Untersuchung, namentlich im Hinblick auf ihre Genese, erfahren.

Die dieser Arbeit beigegebene Karte im Maßstab 1:50 000 ist eine verkleinerte und vereinfachte Kopie der Original-Aufnahmen von DIEHL, STUTZ und MASSON. Die topographische Unterlage zu diesen letzteren bilden die Blätter Ollomont, Oyace, Etrobles, Mt. Faroma der Carta d'Italia 1:25 000.

## Geologie und Petrographie des unteren Valpellines

### A. Die Ablagerungen des Quartärs

Der weitaus grösste Teil der quartären Bedeckung des unteren Valpellines besteht aus Moräne der letzten Vergletscherung. Die Geschiebe (Blöcke der gleichen Gesteine, die im Valpelline anstehend gefunden werden) sind ziemlich frisch und der geringen Verfrachtung wegen relativ scharfkantig. Ungefähr die Hälfte der Oberfläche des Gebietes meiner Untersuchungen ist von Moränen bedeckt.

Äusserungen der Hauptphase der letzten Vergletscherung finden sich bis zu einer Höhe von ca. 2700 m; in dieser Lage zieht ganz allgemein die Grenze des Moränenmaterials durch. Sodann haben jüngere, geringfügigere Phasen ebenfalls Spuren hinterlassen. Die mit grosser Regelmässigkeit bei 2000 m Höhe auftretenden Riegel der Quertäler Vessona, Verdona, Verzignola und Arpisson, sowie die ebenfalls 2000 m hohe Terrasse von Breuson-Suchéaz verraten deutlich ihre gemeinsame Ursache. Die U-Form des unteren Valpellines und die grosse Steilheit der vorderen Partien seiner Quertäler sind ebenfalls Folgen einer späten glazialen Erosionsphase. Schliesslich hat der Vorstoß einer letzten, schmalen Gletscherzung die Entstehung der steilen Felswände, die sich zwischen Valpelline und Oyace links und rechts über dem Talboden erheben, bewirkt.

Eine Lokalmoräne, die durch regelmässig wiederkehrende Schnee- und Schuttlawinen entstanden ist, findet sich SE unterhalb des Colle Berrio.

Der Gehängeschutt bildet sehr oft Halden von riesigen Dimensionen. Auch Trockenschuttkegel sind nicht selten.

Alluvionen werden vom Buttier des relativ starken Gefälles wegen nur selten gebildet. Etwas häufiger finden sie sich in ganz flachen Abschnitten der Quertäler.

Auf meiner Karte habe ich alle obgenannten Ablagerungen, ferner Bachschuttkegel und Bergstürze angegeben.

## B. Die Gesteine des unteren Valpellines

Im Jahre 1851 sind von BERNHARD STUDER (62) die Gesteine des Valpellines mit denen der „Centralmasse der Walliseralpen“ zum ersten Mal beschrieben worden. STUDER hielt schon sehr deutlich die hauptsächlichsten Gesteinstypen dieser Gegend auseinander. Er sah in dem mechanisch beanspruchten Hornblendegranit der Dent Blanche-Masse das Äquivalent des Protogins der „Centralmassen“ des Mont Blanc und der Aiguilles Rouges, des Gotthards und des Finsteraarhorns. Er nannte ihn nach JURINE Arkesin.

Ihm und namentlich GERLACH, dem eigentlichen Erforscher der Penninischen Alpen, war das „Ellipsoid der Dent Blanche-Masse“ sehr genau bekannt. GERLACH (19, 20) kannte auch die anormale Lagerung der peripheren Partien mit den jüngeren „grauen und grünen Schiefern“ als Liegendem, dem „älteren Grundgebirge“ der „Arollagneise“ als Hangendem. Er suchte diese Lagerung durch die Annahme von „gewaltigen randlichen Überschiebungen“ zu erklären, also als Fächerstruktur. GERLACH hat auch den Verlauf und die Lagerung der „Mittelzone von Valpelline“ sehr eingehend verfolgt.

1869 hatte GIORDANO (21) die Ansicht ausgesprochen, die Dent Blanche-Masse liege als Ganzes den Kalkschiefern auf. C. SCHMIDT (59), LUGEON und ARGAND (39, 2) verhalfen anfangs dieses Jahrhunderts im Rahmen der Deckentheorie dieser Auffassung zum Durchbruch.

Das „Ellipsoid der Dent Blanche“ wird auf der geologischen Karte von C. SCHMIDT schon in sehr klarer Weise zum Ausdruck gebracht.

Das Gebiet meiner Untersuchungen fällt in den SW-Zipfel der Dent Blanche-Masse und hat auch Anteil an der nächsttiefern tektonischen Einheit: der Einheit des Mont Mary.

Wie das ganze Ellipsoid der Dent Blanche, so baut sich auch dessen SW-Ende aus den beiden grossen Einheiten epi- und kata-metamorpher Gesteine: Arolla- und Valpellineserie auf.

Die erstere ist stets von Bündnerschiefern unterlagert. Die letztere bildet, als das Hangende der Arollaserie, eine längliche zentrale Zone, die ungefähr die Lage der Längsachse des Ellipsoids einnimmt. Gleiche Richtung besitzt auch der Talboden des untern Valpellines, der ganz in Gesteinen der Valpellineserie eingefressen ist, während die oberen Partien des linken und des rechten Talhangs von Gesteinen der Arollaserie gebildet werden.

Die Gneise der Arolla- und der Valpellineserie liegen stets konkordant zueinander. Ihr allgemeines Streichen verläuft SW-NE; ihr

Fallen ist — mit einigen Ausnahmen — in wechselnder Steilheit gegen den Talboden gerichtet. Unmittelbar links und rechts des Talweges fallen die Schichten  $\pm$  senkrecht ein; mit zunehmender Entfernung davon nähern sie sich der horizontalen Lagerung.

Die Abgrenzung des Dent Blanche-Ellipsoïdes ist gegen N und W durch den Kontakt der Arollaserie mit den Bündnerschiefern des Val d'Ollomont (der Zone du Combin nach ARGAND (2)), gegen S durch den Verlauf des schmalen mesozoischen Zuges von Roisan gegeben. Gegen NE streichen Arolla- und Valpellineserie bis in die Zone der höchsten penninischen Gipfel fort.

Der mesozoische Zug von Roisan ist schon lange bekannt. Seine Bündnerschiefer fallen im allgemeinen konkordant unter die Arollagneise der Dent Blanche-Einheit ein. Nicht bekannt war bisher lediglich eine am westlichen Ende dieses Zuges auftretende Gabelung: Neben dem Hauptast besteht eine S von Belliuc durchstreichende Abzweigung mesozoischer Gesteine. Es soll an anderer Stelle auf diese Beobachtung näher eingetreten werden.

Durch den Zug von Roisan wird die Einheit der Dent Blanche von der Einheit des Mont Mary getrennt. Die letztere baut sich — gleich wie die der Dent Blanche — aus je einer Serie epimetamorpher und vorwiegend katametamorpher Gesteine auf. Zu der metamorph-faziellen gesellt sich auch eine weitgehende stoffliche Analogie der Komponenten der beiden Einheiten, sodass es nahe liegt, die Begriffe der Arollaserie und der Valpellineserie auf die entsprechenden Gesteinsvergesellschaftungen in der Mont Mary-Einheit auszudehnen. Immerhin wird in dieser Arbeit stets streng zwischen der Arolla- und Valpellineserie der obere Einheit einerseits, der unteren Einheit andererseits unterschieden werden.

Die Lagerung der Gesteine der Mont Mary-Einheit ist die folgende: Unter die Bündnerschiefer des Zuges von Roisan fallen konkordant die Gesteine der Valpellineserie gegen den Talboden des Buthier ein. Als deren Liegendes tauchen vollständig konkordant die Gesteine der Arollaserie ein. Das allgemeine Streichen verläuft W-E.

## I. DIE GESTEINE DER AROLLASERIE

### 1. Die Arollaserie der Dent Blanche-Einheit

Die Arollaserie der Dent Blanche-Einheit setzt sich im unteren Valpelline zum weitaus grössten Teil aus epimetamorphen sauren Ortho-Gneisen zusammen, welche lokal in flasrige Epigranitgneise übergehen. Die letzteren leiten über zu den

verschiedenen Typen von  $\pm$  normalen Graniten, Granodioriten, Hornblendegraniten (Arkesinen), die im unteren Valpelline, dem peripheren Teil des Dent Blanche-Ellipsoïdes, zwar fehlen, aber schon unmittelbar NE daran anschliessend in grösseren Massen auftreten. Zwischen allen Typen herrscht völlige Konkordanz, auch finden sich alle faziellen Übergänge: die schiefrige Fazies hat sich aus der Eruptivgesteinsfazies entwickelt.

Von mehr lokalem Charakter, aber für das Gesamtbild der Arollaserie nicht ohne Bedeutung, ist eine Einheit von Eruptivgesteinen, die sich von den obgenannten deutlich abhebt: Diorite und ihre Verschieferungsprodukte = Verschieferete Epidiorite.

Über die Verteilung der verschiedenen metamorphen Faziestypen lässt sich ganz allgemein folgendes sagen: Die massigen Partien befinden sich, sofern sie überhaupt vorhanden sind, in senkrecht zum Streichen gelegten Profilen, stets ungefähr in der Mitte. Die Verschieferung nimmt gegen die Grenzen der Serie hin zu und erreicht ein Maximum am Kontakt mit den anstossenden Gesteinen. Doch ist, wie gesagt, der Raum der massigen Partien in meinem Untersuchungsbereich auf ein Minimum beschränkt.

Für das untere Valpelline lassen sich die sauren Gesteine der Arollaserie in zwei Gruppen einteilen, nämlich in

- a) flaserige Epigranitgneise,
- b) gewöhnliche Orthogneise.

In a) ist noch der Hauptmineralbestand des dem jetzigen, veränderten Gestein zugrundeliegenden Eruptivgestein ganz oder teilweise makroskopisch erkennbar. Eine Schiefrigkeit beginnt sich auszubilden. In b) hat eine Umkristallisation der Mineralien stattgefunden; der Mineralbestand ist ein sekundärer. Schiefrigkeit ist durchgehend vorhanden.

#### *a) Die flaserigen Epigranitgneise*

Makroskopisch handelt es sich um  $\pm$  massive bis flaserige, hellgrüne oder grünlichgraue, stark mechanisch deformierte Granite bis Granodiorite, in welchen folgende Mineralien makroskopisch erkennbar sind:

Quarz. Fettglänzende, zerbrochene, isometrische Körner; Sandquarze manchmal von blossem Auge erkennbar. Seltener Linsenform annehmend. Feldspäte: Ein frisches, weissglänzendes, makroskopisch alle Merkmale von Kalifeldspat aufweisendes Mineral entpuppt sich unter dem Mikroskop als Schachbrettalbit oder

**A l b i t.** Diese Feldspäte liegen in Form von Einsprenglingen oder von Bruchstücken, wie die andern Mineralien, in einer mehr oder weniger reichlichen Grundmasse von stets saussuritisiertem Plagioklas, welchem jede Idiomorphie fehlt. Sericit ist gelegentlich als seidig glänzender Überzug vorhanden. Die dunkeln Gemengteile treten oft stark zurück, fehlen aber nie ganz. Die Hornblende tritt in Form kleiner, meist idiomorpher Kristalle auf; in frischem Zustand ist sie grünlichschwarz; meist ist sie jedoch in Umwandlung begriffen. Biotit tritt in kleinen Blättchen ohne deutliche kristallographische Begrenzung auf. Er ist nie ganz frisch, sondern stets verrostet, ausgebleicht oder chloritisiert. Zoisit, Epidot und Chlorit sind häufig auftretende, makroskopisch erkennbare Begleitminerale der genannten Gesteine.

Immer vorhanden und makroskopisch erkennbar sind Quarz, Albit, Saussurit. Von den dunkeln Gemengteilen ist immer wenigstens ein Vertreter vorhanden, sodass Hornblende oder Biotit oder Hornblende und Biotit führende, deformierte Granite und Granodiorite die Gesteine sind, die makroskopisch auseinandergehalten werden können.

Mikroskopisch lassen sich die einzelnen Mineralien und ihre Eigenschaften kurz folgendermassen charakterisieren:

**Q u a r z.** Völlig xenomorphe, immer stark undulös auslöschende, lappige Körner oder Linsen. Kataklastische Formen finden sich noch gelegentlich, häufiger jedoch hat Rekristallisation der Quarztrümmer stattgefunden. Dass dieselbe auch noch von mechanischer Beanspruchung begleitet oder gefolgt war, beweist das stark undulöse Auslöschen auch der rekristallisierten Quarzindividuen. Feinkataklastische Partien wurden durch die Rekristallisation zu granoblastischen Sandquarz- und Mörtelkranzbildungen ausgeheilt; auch deren kleinste Quarzkristalloblasten löschen nie ganz normal aus.

Der Plagioklas ist immer vollständig saussurisiert und sericitisiert. Die ursprüngliche Zusammensetzung ist unbestimbar. Polysynthetischer Lamellenbau ist gelegentlich abgebildet durch unterschiedlichen Grad der Zersetzung je zweier benachbarter Lamellen. Die zersetzte Plagioklasmasse ist oft über den ganzen Dünnenschliff zusammenhängend und umfliesst die übrigen Mineralien. Sind noch einzelne Individuen zersetzten Plagioklasses erkennbar, so besitzen sie nie Eigengestalt, sondern stets längliche und unscharfe Umrisse. Saussuritisierung und Sericitisierung fehlen in keinem der untersuchten Gesteine dieses Abschnittes. Die saussurisierten Partien wechseln mit den sericitisierten fleckig ab. Erstere erscheinen

bei mittlerer Vergrösserung und nicht gekreuzten Nic. meist braun-grau, ohne dass es möglich wäre, einzelne Füllungsminerale zu unterscheiden. Bei starker Vergrösserung werden Schwärme von körnigen Zoisit (oder Klinozoisit?) - Individien sichtbar. Die Sericitisierung findet ihren Ausdruck in lokalen Anhäufungen feiner Sericitschüppchen, welche wirr durcheinanderliegen oder zwei Systemen angehören können, deren Anordnungsrichtungen  $\pm$  rechtwinklig zueinander stehen. Selten weisen einzelne Stellen allgemeine Kornvergrößerung auf. Es zeigt sich dort, dass das Saussuritmineral Zoisit ist; die Sericitschüppchen sind grösser und weniger eng aggregiert, als an den übrigen Stellen; Neubildungen von Albit treten in kleinen Körnern auf. Das Verhältnis von saussuritisierter : sericitisierte Fläche schwankt im Schliff von ungefähr 2:1 bis ungefähr 1:2. Im allgemeinen überwiegt jedoch die Zoisitbildung. Körner von oft zonar gebautem Epidot werden im zersetzen Plagioklas gelegentlich beobachtet.

**Albit:** Er kann in zwei verschiedenen Generationen auftreten:

1. Als  $\pm$  idiomorphe, oft kataklastische Individuen von Schachbrettalbit. Grössere Individuen weisen meist sehr deutliche Schachbrettstruktur auf. Die Albitisierung war eine vollständige: Lichtbrechung und Achsenwinkel sind sich überall gleich; sie stimmen mit den Daten für normalen Albit überein. Die Auslöschung ist nur sehr schwach undulös.

2. Albitneubildungen. Oft ist der Plagioklas von einem feinen Albitsaum, der sich von der zersetzen Masse infolge seiner Klarheit stark abhebt, begrenzt. Albiträder weist nicht selten auch der Schachbrettalbit auf. Die beiden Natronfeldspatbildungen heben sich voneinander schon durch verschiedene Auslösungsrichtungen ab. Dass die Albitisierung des Kalifeldspates — denn darum handelt es sich ja bei der Schachbrettalbitbildung — und die Bildung des randlichen Albites zwei verschiedene, zeitlich getrennte Phasen darstellen, beweist schon der Umstand, dass die Lamellen des Schachbrettalbiten den nicht selten auftretenden Zwillinglamellen des Albitrandes gegenüber undeutlich und verschwommen scheinen und sicher älter sind als diese.

Endlich tritt Albit auch in Neubildungen von nicht oder nur einfach verzwillingten Körnern auf. In denjenigen Gesteinstypen der hier besprochenen Gruppe, deren Massengesteinsstruktur relativ am meisten verwischt ist, beginnt sich eine Vergesellschaftung dieser neu gebildeten Albitkörper mit granoblastischen Quarzkörnern gleicher Größenordnung (0,05—0,1 mm) geltend zu machen. Es ist der Be-

ginn der Bildung eines granoblastischen Quarz-Albit-Gewebes. Seltener sind polysynthetisch verzwilligte Albitporphyroblasten.

Auch alle diese Albit-Neubildungen zeigen eine schwache undlose Auslöschung.

**H o r n b l e n d e.** Primär tritt eine gewöhnliche Hornblende auf mit  $n_a$ ,  $n_b = \text{hellbräunlichgrün}$ ,  $n_g = \text{dunkelbraungrün}$ . Gemessen wurden  $2V_a = 52^\circ$ ;  $c/n_g = 22^\circ$ . Diese Hornblende kommt jedoch nur relikтив vor. Meist ist sie in komplexer Weise in Umwandlungsprodukte zerfallen, deren erstes eine hell- bis intensiv grün (mit Stich ins Bläuliche) gefärbte Hornblende ist ( $2V_a = 64^\circ$ ;  $c/n_g = 13^\circ$ ). Diese kann die primäre Hornblende entweder blos randlich vertreten oder sie auch ganz verdrängen; am häufigsten aber tritt sie als Aggregat vieler fasriger,  $\pm$  parallel liegender Individuen ohne Endflächen auf. Es handelt sich ohne Zweifel um eine **s t r a h l s t e i n - a r t i g e H o r n b l e n d e**. Sie ist sehr oft vergesellschaftet mit Körnern von **E p i d o t** von mittelstarkem, gelbem Pleochroismus (Korngrösse bis ca. 0,3 mm). Hornblendefasern und Epidotkörner sind innig vermischt zu gut isolierten Häufchen, in welchen in der Regel die letztern stark überwiegen. Nicht ständige, doch manchmal reichlich auftretende Begleiter dieser Umwandlungsprodukte der primären Hornblende sind **T i t a n i t** und **C h l o r i t**. Dass es sich um eine solche Umwandlung handelt, beweist die Tatsache, dass die Schritte, welche die geschilderten Erscheinungen zeigen, zu Handstücken gehören, an denen makroskopisch auf das Vorhandensein von Hornblendesäulchen diagnostiziert wurde.

**B i o t i t** kommt ebenfalls nur in ganz seltenen Relikten mit braunem Pleochroismus vor. Fast immer ist er chloritisiert. Der **C h l o r i t** ist nahezu einachsig negativ und zeigt anomale tintige Interferenzfarben: Er ist **P e n n i n**. Ein feines Sagenitgewebe, welches oft in den Relikten des Biotits vorkommt, wird auch im Chlorit beobachtet. Bei der Chloritisierung des Biotits findet hier keine Erzabscheidung statt. Dagegen tritt **T i t a n i t** sehr reichlich auf; in Zügen feinster Körnchen bildet er oft die Grenzen des neugebildeten Chloritindividuum. Die — oft verbogene — Lamellenstruktur des Biotits wird durch diejenige des Chlorits getreulich abgebildet. Selten tritt an Stelle des Chlorits **M u s k o w i t**, dies meist so, dass dem Chlorit zwischengelagerte Lamellen von Muskowit beobachtet werden.

**S e r i c i t** ist eine nie fehlende Komponente des zersetzen Plagioklases, innerhalb dessen er auch Sammelkristallisation erfahren kann,

sodass grössere Blättchen entstehen. Ebenso finden sich nicht selten grössere Körner von Zoisit.

Orthit mit starkem Pleochroismus in braunen Tönen ist häufiger Nebengemengteil. Auffallend ist seine stets strenge Idiomorphie, welche auch durch den fast immer vorhandenen Rand von Epidot keine Einbusse erleidet. Der Epidotrand hat eine sehr unregelmässige äussere Grenze; der Übergang gegen Orthit ist jedoch durchwegs messerscharf und geradlinig, sodass viel eher an eine Anlagerungskristallisation von Epidot an Orthit, als an eine Umwandlung des letzteren in das erstere Mineral gedacht werden muss.

Einige Individuen von Apatit erscheinen in jedem Schliff; ebenso ist Zirkon ein durchgehender Übergemengteil. An Erz findet sich manchmal etwas Magnetit.

Innerhalb dieser Gesteinsgruppe sind somit:

Ständige Hauptgemengteile:	Quarz, zersetzer Plagioklas.
Haupt- oder Nebengemengteile:	Albit, Sericit, Zoisit, Epidot.
Ständiger Nebengemengteil:	Chlorit.
Häufige Nebengemengteile:	reliktische, gewöhnliche Hornblende, Strahlstein, Orthit.
Neben- oder Übergemengteil:	Titanit.
Ständige Übergemengteile:	Apatit, Zirkon.
Gelegentlich Übergemengteil:	Erz (Magnetit).

Den Strukturen und Texturen der Gesteine dieser Gruppe fehlt die Einheitlichkeit. Sie stellen Übergänge dar von Eruptivgesteinssstruktur und -textur zu solchen der Gneise und Schiefer. Die zusammenhängende Masse zersetzen Plagioklases, in welcher die übrigen Mineralien, Neubildungen wie Relikte, eingebettet sind, beherrscht das Strukturbild. Eine weitgehende Kataklase liegt daher nicht vor. In einzelnen Schliffen macht sich beginnende Bildung eines granoblastischen Gewebes von Quarz, Albit, Zoisit, Epidot, Chlorit, Sericit mit gleichzeitigem Verschwinden des zersetzen Plagioklases bemerkbar. Eine allgemeine, fortgeschrittene Kristalloblastese fehlt jedoch. Es wird daher erlaubt sein, kurzweg von einer stark gepressten Granitsstruktur zu sprechen.

Die Textur ist vorwiegend flaserig, nicht selten auch massig.

Die häufigsten Typen der flaserigen Epigranitgneise sind ein epidotführender Sericit-Alkalifeldspatgneis, ein Chlorit-Saussuritgneis und ein Sericit-Saussuritgneis.

*b) Die gewöhnlichen Orthogneise*

Es handelt sich um in verschiedenen Tönungen grün gefärbte, helle Gesteine mit ausgesprochen feiner, manchmal gefältelter Paralleltextur, die auf einem  $\pm$  regelmässigen Alternieren von weissen, oder doch hellen, mit grünlichen Lagen beruht. Diese feinen Lagengneise erscheinen makroskopisch zusammengesetzt aus Quarz, Feldspat, Saussurit einerseits, aus Sericit, Chlorit, Epidot, Zoisit anderseits; sehr oft können aber nicht die Einzelmineralien, sondern nur helle und dunkle — grüne — Partien auseinandergehalten werden. Sericit und Chlorit können zunächst überhaupt nicht voneinander unterschieden werden, da der erstere oft in einer phengitischen, grünen Varietät auftritt. Pyritwürfelchen und Limonit sind häufig. Im allgemeinen überwiegen die hellen Gemengteile die dunkeln stark, doch sind auch sehr basisch erscheinende, chloritreiche Gneise nicht ausgesprochen selten.

Die mikroskopische Betrachtung zeigt vor allem die Notwendigkeit einer Gruppierung der Schlitze in zwei Abteilungen:

Die erste, kleinere, Gruppe umfasst alle Schlitze, die Saussurit führen, die zweite diejenigen, bei denen ein kristalloblastisches Gebebe von Albit und Zoisit an Stelle des Saussurites tritt.

**E r s t e G r u p p e:** Das Schliffbild wird beherrscht von einer „Grundmasse“ zersetzen Plagioklases, die bei mittlerer Vergrösserung und nicht gekr. Nic. als eine zusammenhängende, grau-schwarz scheckige Einheit erscheint. Die schwarzen Partien erweisen sich bei stärkster Vergrösserung als die zoisit-, die grauen als die sericit-reicher, ohne dass jedoch eine saubere Trennung der Füllungs-mineralien bestehen würde. An Neubildungen beherbergt die „Grundmasse“ grössere Blättchen und Körner von Sericit bis Muskowit, Epidot und Albit. Die übrigen Mineralien: Quarz, in kataklastischen oder rekristallisierten Formen, Schachbrettalbit, Chlorit, ferner Titanit, Apatit, Pyrit werden von ihr „umflossen“.

Ein Übergang in die zweite Gruppe findet sich in den Schlitzen, worin Lagen des oben beschriebenen, zersetzen Plagioklases schichtweise abwechseln mit Zügen mehrheitlich granoblastischen Quarz-Albit-Zoisit-Sericit-Chlorit-Gewebes von meist feinem Korn (Albit und Quarz um 0,03 mm, doch ist ein Anwachsen bis 0,15 mm nicht selten). Mineralbestand, Struktur und Textur dieser granoblastischen Partien kehren für die Gneise der zweiten Gruppe in ganz analoger Ausbildung wieder und werden dort etwas näher beschrieben.

Die saussuritreiche Gruppe scheint besonders zwei Ausgangspunkte zu besitzen:

1. Geringe Intensität der Durchbewegung. Sehr oft verraten makroskopisch die betreffenden Gesteine noch strukturelle Analogien zu den weiter oben beschriebenen Graniten. Sie sind — wenn auch in etwas geringerem Masse als die letzteren — vor extremer Verschieferung verschont geblieben.

2. Relativ hoher An-Gehalt des ursprünglichen Plagioklases. Hierzu gibt uns eine noch zu besprechende Einheit der Arollaserie — Diorite und ihre Verschieferungsprodukte — interessanten Einblick: Die dem Andesin-Oligoklas führenden Diorit entsprechenden Gneise weisen auch bei der intensivsten mechanischen Beanspruchung,

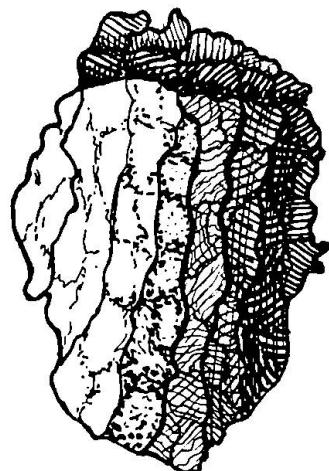


Fig. 1. Zerbrochenes und rekristallisiertes Quarzkorn

bei der feinsten Verschieferung, stets die typischen Ströme saussuritierten Plagioklases auf. Der für die erste Gruppe der gewöhnlichen Orthogneise charakteristische Typus ist ein Sericit-Saussurit-Albitgneis.

**Zweite Gruppe:** Hauptmerkmal jedes Schliffes ist ein granoblastisches Grundgewebe verschiedener Zusammensetzung: Quarz und Albit; Quarz, Albit, Chlorit; Quarz, Albit, Sericit; Quarz, Albit, Chlorit, Sericit; bei zurücktretendem Quarz viel Albit, dann Chlorit, Epidot sind die Paragenesen seiner Hauptbestandteile.

Quarz tritt auf in runden bis lappigen oder länglichen Individuen in engem Verband mit den übrigen Mineralien (vorzugsweise Albit) oder aber in monomineralischem Gewebe. Das Korn ist stets fein. Sein Durchmesser schwankt für normal beanspruchte Gneise zwischen 0,2 und 0,03 mm; in mylonitartigen Gesteinen kann er noch beträchtlich kleiner sein. Kristalloblastische Formen sind die Regel; selten macht sich lokal Kataklase bemerkbar. Dagegen löschen auch

die neugebildeten Körner durchwegs undulös aus; es wird auch Böhm'sche Streifung beobachtet.

Quarze ausserhalb des granoblastischen Gewebes sind nicht selten; sie sind der vollständigen Zertrümmerung entgangen und liegen nur als intensiv undulös auslöschende Kataklasten mit oder ohne Mörtelkränze, mit oder ohne teilweise randliche Rekristallisation parallel zur allgemeinen Schieferung im granoblastischen Grundgewebe. Sie sind von grösseren Individuen anderer Art aus einanderzuhalten: Sandquarze, deren Einzelkörner nicht stark verschieden auslöschen, werden zu einem Individuum höherer Grössenordnung rekristallisiert. Dabei ist eine Beobachtung für die Frage der Genese der undulösen Auslöschung von Interesse: Parallel der Längsrichtung dieser grösseren Quarzindividuen und unmittelbar daran anschliessend finden sich manchmal Reihen granoblastisch runder Quarzkörner von der oben angegebenen Grössenordnung. Die Individuen einer Reihe haben alle gleiche und von denen der benachbarten Reihen um ein wenig verschiedene optische Orientierung. Beim Drehen des Mikroskopisches löscht also eine Reihe etwas früher oder etwas später aus, als die nächstfolgende. Im rekristallisierten Quarzindividuum glaubt man nun mit Sicherheit dieselbe Erscheinung abgebildet zu finden: Seine Fläche ist aufgelöst in Streifen, die jeder für sich auslöschen, sodass die Dunkelstellung des einen nach einer kleinen Drehung (3 bis 7°) von der des Nachbarstreifens abgelöst wird. (Innerhalb der Streifen erkennt man noch ganz schwach die Umrisse einzelner Quarzkörnchen) (Fig. 1). Es kommt eine gewissermassen ruckweise undulöse Auslöschung zustande. Die Deutung dieser hier etwas schematisch geschilderten Erscheinung — es finden sich natürlich auch Unregelmässigkeiten und verschwommene Übergänge zwischen benachbarten Streifen — liegt auf der Hand: Differentialbewegungen verwandeln ein Quarzindividuum in ein Aggregat von Körnern, die gerollt werden. Es entstehen dabei, parallel der Schubrichtung, „Kornebenen“ mit ähnlicher Drehung, also gleicher Auslöschungsrichtung der einzelnen Körner. Drehung und Auslöschungsrichtung ändern sich für aufeinanderfolgende „Kornebenen“ gleichmässig fortschreitend. Die daraufhin einsetzende Rekristallisation sammelt alle gleichorientierten benachbarten Körner — unter Beibehaltung von deren Auslöschungsrichtung — zu Platten, die so aufeinander folgen, wie vorher die Kornebenen aufeinander folgten. Im Dünnschliff treten sie als die erwähnten Streifen gleicher Auslöschung in Erscheinung. Die Richtung des Fortschreitens der Auslöschung steht senkrecht zu ihnen. Es handelt sich hier um eine ähn-

liche Erscheinung, wie die durch Spannungszustände erzeugte undulöse Auslöschung in einem mechanisch beanspruchten Korn.

**A l b i t** tritt in granoblastischen Körnern auf, die denen des Quarz in Form und Grösse ganz ähnlich sind. Die undulöse Auslöschung ist weniger ausgeprägt, aber durchaus nicht selten. Die Albitkörner sind im allgemeinen unverzwillingt; einfache zwillingsartige Verwachsungen kommen vor. Einzelne Neubildungen können nahezu porphyroblastisch werden und zeigen dann polysynthetische Lamellierung nach dem Albitgesetz. Die auf dem Universaldrehtisch gemessenen Individuen erwiesen sich als nahezu reiner Albit. Es wurden Werte von 0 bis 7 % An gefunden.

Grosse Einsprenglinge von fleckig, jedoch scharf verzwillingtem Albit werden gelegentlich beobachtet. Andere Male ist die schachbrettähnliche Zwillingsstruktur stark verwischt, die Randpartien sind leicht granoblastisch umkristallisiert. Auch hier liegt, soweit eine optische Diagnose entscheiden kann, oft ganz reiner Albit vor.

**K a l i f e l d s p a t** wird nicht häufig angetroffen. Immerhin kommt er in grösseren Porphyroklasten oder — stärker zertrümmert — in Zügen von kleineren kataklastischen Körnern vor, die das Gewebe durchziehen. Immer ist sein reliktischer Charakter deutlich; als Neubildung wurde er nie beobachtet.

**C h l o r i t** tritt immer als Pennin auf. In kleinen — gleichmässig verteilten — Schüppchen oder Blättchen nimmt er am Grundgewebe teil, oder er liegt darin zu Nestern und Zügen geschart. Er ist optisch zweiachsig bis nahezu einachsig positiv, mit tintigen, stahlgrauen oder braunen anomalen Interferenzfarben.

Auch **S e r i c i t** bildet vorzugsweise Nester und Züge innerhalb des granoblastischen Gewebes, doch kann auch dieses Mineral in gleichmässiger Verteilung eine Normalkomponente des Grundgewebes sein. Zu beachten ist der gelegentliche, recht intensive, grüne Pleochroismus (Richtung stärkster Absorption =  $n_\gamma$ ), der für Phengite besonders charakteristisch ist. Es macht den Anschein, dass diese Varietät namentlich dann auftritt, wenn sich keine, oder nur wenige femischen Komponenten (Strahlstein, Chlorit, Epidot) im Schliff vorfinden; zur Belegung dieses Eindrucks wäre jedoch eine spezielle Untersuchung von mehr Schliffmaterial, als hier vorliegt, notwendig.

**M u s k o w i t** tritt — wenn auch seltener — ebenfalls als Neubildung auf. Von beiden Glimmermineralien ist zu sagen, dass sie im allgemeinen in der Schieferungsrichtung, manchmal aber auch senkrecht oder schief dazu liegen.

Die nun folgenden Mineralien sind im Gegensatz zu den oben beschriebenen im Dünnschliff nur in lokalen Anreicherungen anzutreffen.

Epidot kann trotzdem sehr wichtiger Hauptgemengteil sein. Er bildet in Form kleiner Körner Nester und Züge oder tritt in selbständigen, grösseren Individuen auf, die wechselnden gelben Pleochroismus zeigen (maximale Länge = 1,5 mm;  $n_\gamma$  braungelb,  $n_\beta$  gelb,  $n_\alpha \pm$  farblos). Interessant ist das oft zu beobachtende Zusammenvorkommen mit Sericit: Sericit-Epidot durchziehen in inniger Vermischung ein Grundgewebe, in dem sie sonst gar nicht vorkommen. Da der Sericit in den vorliegenden Gesteinen sich aus Feldspat und Biotit gebildet haben muss, liegt es nahe, in den erwähnten Zügen auch Abbauprodukte dieses letzteren zu vermuten in der Weise, dass das freiwerdende Eisen mit der von den Plagioklasen stammenden Zoisitsubstanz Epidot bildet. Natürlich ist bei dieser Epidotbildung an Stelle des Zoisits auch das bei der Epiumwandlung von gewöhnlicher Hornblende in Strahlstein oder Chlorit freiwerdende Eisen in Rechnung zu ziehen. Tatsächlich ist Überwiegen von Epidot über Zoisit die Regel; Ausnahmen finden sich in metamorphen Derivaten sehr plagioklasreicher Typen unter den Arolla-Eruptivgesteinen.

Zoisit tritt in derselben Grösse und Verteilung im Mineralverband auf mit der Einschränkung, dass porphyroblastische Bildungen nicht vorkommen. Orthit findet sich gelegentlich reliktisch vor, zeigt aber hier stark die Tendenz, sich in Epidot umzuwandeln.

Hornblende wird reliktartig als Fetzen oder als Kern nicht völlig umgewandelter Individuen beobachtet. Als Neubildung tritt Strahlstein auf. Inbezug auf die Beziehungen dieser beiden Mineralien gilt das weiter oben über die Hornblendemineralien der gepressten Granite Ausgesagte, nur sind hier die quantitativen Verhältnisse stark zugunsten des Strahlsteins verschoben. — Weiteres Umwandlungsprodukt der Hornblende ist Chlorit. Sind alle drei Mineralien in einem Dünnschliff vorhanden, so lautet die Umwandlungsfolge Hornblende-Strahlstein-Chlorit; direkte Chloritisierung von Hornblende wurde nicht beobachtet. In einem Schliff sind allerdings die Spalten einer zerbrochenen Hornblende mit Chlorit ausgeheilt. Nebenprodukte beim Abbau der Hornblende sind Erze (Magnetit) oder Epidot in feinsten Körnchen.

Biotit tritt ebenfalls nur in Individuen reliktischen Charakters auf. Die Umwandlung in Sericit/Muskowit und die Ausbleichung oder Chloritisierung sind dann meist bereits erkennbar.

Endlich sind Apatit, Titanit, Calcit, Rutil, Zirkon, Pyrit, Magnetit, Limonit als Neben- und Übergemengteile auftretende Mineralien.

Als Hauptgemengteil treten in diesen Orthogneisen immer auf:

Albit und Quarz,

meist Haupt- oder Nebengemengteil sind:

Chlorit, Epidot, Sericit/Muskowit (Phengit),

häufiger Nebengemengteil:

Zoisit, Apatit,

gelegentliche Nebengemengteile:

Kalifeldspat, Hornblende, Strahlstein, Biotit, Orthit,

Titanit, Calcit, Rutil,

häufige Übergemengteile:

Erz (Magnetit, Pyrit, Limonit), Zirkon.

Die Gesteine mit obigem Mineralbestand sind ausnahmslos epi-metamorphe Gneise, die sich aus einer geringen Zahl Hauptgemengteilen aufbauen. Benutzt man zur Namengebung nur letztere, so sind, bei Berücksichtigung der Tatsache, dass Quarz und Albit die einzigen Durchläufer sind, folgende mineralogischen Typen, über deren quantitative Verhältnisse durch die Reihenfolge der Mineralien im Namen nichts ausgesagt sein soll, möglich:

- a) Epidot-Chlorit-Sericit-Albitgneis,
- b) Epidot-Chlorit-Albitgneis,
- c) Epidot-Sericit-Albitgneis,
- d) Chlorit-Sericit-Albitgneis,
- e) Sericit-Albitgneis,
- f) Chlorit-Albitgneis,
- g) Epidot-Albitgneis,
- h) Albitgneis.

Gefunden wurden mit Ausnahme von Typus h alle Kombinationen. Es können ihnen die folgenden Häufigkeitsabstufungen beigelegt werden: Häufigster Typus e—b, c—d—a, f, g — seltenster Typus. In Rücksicht darauf, dass die Angaben der mineralogischen Zusammensetzung für die einzelnen Schliffe nur auf Schätzung beruhen, die bei dem allgemein kleinen Korn der Gneise beträchtlichen Fehlern unterworfen sein kann, wird man sich hüten, in obigem mehr als eine blosse qualitative Zusammenstellung zu erblicken. Sie will lediglich den relativ geringen Schwankungsbereich in der mineralogischen Zusammensetzung der Orthogneise veranschaulichen.

Wie schon erwähnt wurde, ist die herrschende Struktur eine kristalloblastische und zwar meist eine granoblastische; lepido-

blastisch wird sie nur lokal. Kataklase wird allerdings auch wahrgenommen: Einmal kommen Kataklasten von Quarz, Albit, Kalifeldspat, Hornblende reliktisch im Grundgewebe vor, sodann kann auch dieses letztere, wenn auch nur selten, kataklastische Formen annehmen. Diese sind auf zweierlei Ursachen zurückzuführen:

1. Schlechtes Ausheilen der ganz allgemeinen Kataklase, die die Orthogneise durchzumachen hatten. Dieser Fall ist für normalkörnige Gneise äusserst selten und nur in dem Sinne verwirklicht, dass eine ausnehmend schwache Kristalloblastese die eckigen Korngrenzen von Quarz und Albit nicht vollständig zu verwischen vermocht hat. Neubildungen von Chlorit, Sericit, Epidot sind aber auch in diesem Fall vorhanden. — Rekristallisation ist auch für Gesteine mit kleinem bis sehr kleinem Korn (um 0,02 mm) stets das strukturelle Charakteristikum. So ergibt sich für diese letzteren die Bezeichnung Blastomylonit. Bei noch kleineren Korngrössen, wo nur noch mit einer Ölimmersion mikroskopiert werden kann, wird es wegen der Unschärfe der Korngrenzen fast unmöglich, zu entscheiden, ob kataklastisches oder rekristallisiertes Gewebe vorliegt. — Betont schlechtes Ausheilen der Kataklase zeigt der Kalifeldspat. Sein seltenes Auftreten in einem Schliff ist jeweils charakterisiert durch die Anordnung kataklastischer Körner zu langgestreckten Linsen und Zügen oder das Vorkommen grösserer Kataklasten inmitten eines rekristallisierten Quarz-Albit-Gewebes.

2. Das granoblastische Gewebe als solches ist in destruktiver Weise mechanisch beeinflusst worden. Eine allgemeine hieher gehörige Erscheinung ist das durchgehend beobachtete undulose Auslöschen des Quarzes auch kleinen Kernes, sowie das weniger häufige des Albites. Des weiteren werden polysynthetisch verzwilligte Albitneubildungen, die Verbiegungen der Lamellen oder gar Verwerfungen aufweisen, beobachtet.

Wenn in manchen Schliffen das Zustandekommen einer schiefrigen Textur durch die parallele Anordnung der Längsachsen von gestreckten Mineralien, die sonst in typisch granoblastischen Formen vorkommen (Quarz, Albit), beobachtet wird, so muss dies als Ausdruck einer Kristallisation unter mechanischer Beanspruchung, einer Nebeneinanderhergehens von konstruktiver und destruktiver Metamorphose, angesehen werden. Weiter lässt sich beobachten, dass solche schiefrige Gesteine mit vollkommener Kristalloblastese manchmal von einer späten Bewegungsphase wiederergriffen werden: Ge-wisse Partien im Dünnschliff zeigen in bezug auf Schieferungsrichtung sehr ausgeprägte Diskordanzen (bis 50°); einzelne Teile des Ge-

webes wurden gegeneinander verschoben und verdreht. Die Diskordanzlinien ist dann eine nur wenig gebrochene, limonitisierte Spalte. Eine (durch diesen Prozess wohl notwendigerweise entstandene) Kataklase ist nicht mehr wahrnehmbar, sondern schon wieder ausgeheilt, was das sehr komplexe Zusammenspiel von aufbauender und zerstörender Metamorphose einleuchtend unter Beweis stellt.

Die am besten sichtbare Kataklasewirkung findet sich in Schliffen, in denen das granoblastische Grundgewebe von Zonen zertrümmerter Mineralien (es handelt sich stets vorwiegend um Quarz und Albit) durchzogen wird. Dass die Kataklase hier jünger ist als die Blastese, beweisen Spalten, die, von den Trümmerzonen ausgehend, das unversehrte Gewebe durchsetzen und dessen Mineralkörper spalten. Hier treten die einzigen sicher nachweisbaren mylonitischen Partien des ganzen Orthogesteinskomplexes auf. Die Kornzertrümmerung kann so weit gehen, dass auch bei stärkster Vergrösserung nichts mehr wahrgenommen werden kann als eine intensiv erzbestäubte, kaum mehr doppelbrechende Masse, die Trägerin von zahllosen kataklastischen Quarz- und Albiteinsprenglingen ist. Diese Partien sind meist schmale Zonen (0,5 bis 5 mm) und zeigen mannigfache Durchkreuzungen und Verästelungen innerhalb des  $\pm$  normalen granoblastischen Gewebes. Von eigentlichen gesteinsmäßig auftretenden Myloniten kann aber auch hier nicht gesprochen werden. Immerhin sind die Tendenzen zu postkristalliner Deformation nicht ohne Bedeutung angesichts des Umstandes, dass ihr Auftreten auf wohldefinierte Zonen, von denen noch die Rede sein wird, beschränkt ist.

Die **Textur** ist (abgesehen von den soeben erwähnten — kataklastischen — Ausnahmen) kristallisationsschiefrig, wobei das Quarz-Albitgefüge massig oder gerichtet sein kann. Immer drücken die blättrigen Komponenten Sericit/Muskowit und Chlorit durch ihre vollständig oder annähernd parallele Lagerung der Textur ihren Stempel auf: schiefrige bis lagige Texturen dominieren; gefältelte Texturen sind nicht selten.

### *c) Die Diorite und ihre Verschieferungsprodukte*

In ausgesprochenem Gegensatz zu allen bisher beschriebenen Gesteinen der Arollaserie: Graniten bis Granodioriten oder von solchen sich ableitenden Gneisen, steht eine stofflich und lokal gut davon abgrenzbare Einheit von **Dioriten und ihren Verschieferungsprodukten**. Sie sollen hier im Anschluss an die übrigen Gesteine kurz besprochen werden.

**Makroskopisch** ist eine Unterteilung zu treffen in Gesteine mit Eruptivfacies und in Gesteine mit metamorpher Facies.

In die erste Gruppe fallen holokristallin gleichkörnige, massive Gesteine mit dem Mineralbestand Hornblende und Plagioklas. Beide Komponenten variieren in ihrer Frische stark; Zersetzung der Hornblende und Saussuritbildung sind sehr häufig, sodass die Farbe des Gesteins von grün-weiss-gesprenkelt in ein fast einheitliches Grün übergehen kann.

Gruppe zwei umfasst grünliche Gneise von verschieden starker Verschieferung, in denen Lagen von Saussurit und von zersetzer Hornblende erkannt werden können.

**Mikroskopisch** erweist sich in den Schliffen der frischesten Exemplare der Plagioklas nur ganz selten als so frisch, dass er bestimmt werden kann: Unter Beibehaltung einer relativen Idiomorphie ist er meist vollständig saussuritisirt und zwar so, dass nur undeutlich kleine Zoisitnadelchen als Füllungsmaterial erkannt werden können. Polysynthetische Verzwillingung kommt oft durch verschiedene starke Saussuritisierung der beiden Lamellensysteme zum Ausdruck. Ein zur Bestimmung geeignetes, nach dem Albitgesetz verzwillingtes Individuum ergab die Zusammensetzung:

Lamellensystem 1 = 29 % An	Andesinoligoklas
Lamellensystem 2 = 25 % An	

Die primäre Natur des gemessenen Individuums scheint durch seine relativ gute Idiomorphie verbürgt zu sein. Verbiegungen und Verwerfungen der Plagioklase sind häufig; Albitneubildungen werden selten beobachtet.

An Hornblenden sind zwei Varietäten auseinanderzuhalten: Erstens eine gewöhnliche Hornblende mit:  $n_a =$  hellgelb;  $n_b = n_g =$  bräunlichgrün;  $2V_a = 66-74^\circ$ ;  $c/n_g = 21^\circ$ . Zweitens eine Hornblende, deren Richtungen stärkster Lichtabsorption intensiv grasgrün gefärbt sind. Hier wurde gemessen:  $2V_a = 60^\circ$ ;  $c/n_g = 18^\circ$ . Die letztere Hornblende ist ein Umwandlungsprodukt der ersten. Idiomorphe Formen sind infolge von Zusammenstauchungen nur noch teilweise erhalten. Begleitminerale der Hornblendeumwandlung sind Titanit und Epidot. Chloritisierung der Hornblende ist nur selten, längs Rissen in derselben, festzustellen. Wichtige Nebengemengteile sind Apatit und Erz. Beide sind Frühausscheidungen und müssen auf die Hornblende als Kristallisationskeime gewirkt haben, da sie sich kaum je anders als in Form von Einschlüssen in derselben vorfinden. Über die Ausscheidungsfolge geben Vergesell-

schaftungen Auskunft, bei denen Apatit in hexagonal-säuliger Ausbildung in Erz eingebettet liegt; dieses ist seinerseits so von Hornblende umgeben, dass deren Korn die Form des Erzes in grösserem Maßstab abbildet. Ausscheidungsfolge: Apatit-Erz-Hornblende-Plagioklas. — Das Erz kann mit grosser Wahrscheinlichkeit als Ilmenit bestimmt werden: Bei Fehlen von Kristallformen spricht schon der rötlich-schwarze Schimmer in auffallendem Licht dafür. Entscheidend fallen jedoch sehr mächtige Leukoxenränder ins Gewicht, die das Erz in der verschieferten Fazies des Diorits umsäumen, ja völlig verdrängen können.

In Schliffen weniger frischer Diorite ist die primäre Hornblende vollständig in einen Strahlstein mit leichtem grünlichem Pleochroismus umgewandelt. Dieser füllt den früheren Raum der Hornblende pseudomorphosenartig aus; diese Bildung ist oft von einem Chloritsaum umgeben.

Die oben beschriebene sekundäre Hornblende bildet offenbar einen Übergang von der gewöhnlichen Hornblende zum Strahlstein.

Hauptgemengteile: gew. Hornblende und Strahlstein, saussuritisierter Plagioklas.

Nebengemengteile: Apatit, Ilmenit, Chlorit, Epidot.

Übergemengteil: Titanit.

Struktur: hypidiomorph-körnig; Textur: massig.

In verschiefelter Fazies zeigen die Dioritgesteine das folgende mikroskopische Bild:

Das hervorragendste Merkmal bildet eine den ganzen Schliff ausfüllende Grundmasse vollständig saussuritisierter Plagioklasse, der völlig unbestimmbar geworden ist und jede Eigengestalt verloren hat. Schon bei mittlerer Vergrösserung können die neugebildeten Körner von Zoisit (selten Epidot) und Albite erkannt werden. Sericitschüppchen sind äusserst selten.

Alle übrigen Mineralien liegen in dieser Grundmasse eingebettet:

An Hornblendemineralien finden sich auch hier alle in den massigen Typen aufgezählten Vertreter: Gewöhnliche Hornblende 1 und 2, wiederum reich an groben Ilmeniteinschlüssen, und Strahlstein. Die intensivere mechanische Beanspruchung tut sich in den zerrissenen, wirr-faserigen Formen auch der gewöhnlichen Hornblenden, sowie in stärkerer Chloritisierung kund.

Das Auftreten von Ilmenit ist hier mit sehr schönen, nie fehlenden Rändern von Leukoxen verbunden. Diese Bildungen sind sehr charakteristisch und können geradezu zur Abgrenzung der ver-

schieferten Diorite von allen andern, anstossenden Gesteinen benutzt werden.

Der Apatit zeigt dagegen keine Spur irgendwelcher Veränderung.

Weitere Begleitminerale sind Titanit, Epidot, Quarz in Form seltener granoblastischer Körner.

Hauptgemengteile: Saussuritisierter Plagioklas, gewöhnliche Hornblende, Strahlstein, Chlorit.

Nebengemengteile: Chlorit, Apatit, Ilmenit, Epidot, Quarz.

Übergemengteil: Titanit.

Die Struktur ist angesichts der hervorragenden Rolle der Plagioklasmasse als kristalloblastisch zu bezeichnen.

Die Textur ist schiefrig bis lenticularschiefrig. Die hieher gehörigen Typen sind als Hornblende-Saussuritschiefer und als Chlorit-Saussuritschiefer zu bezeichnen.

#### *d) Die Aplite*

Der ganze Orthogesteinskomplex der Arollaserie im unteren Valpelline ist von Apliten durchzogen. Massig in massigen Partien des Nebengesteins, machen sie die Verschieferung in den mechanisch stärker beanspruchten Teilen getreulich mit. Im ersten Fall handelt es sich um feinkörnige, Quarz, Kalifeldspat und sauren Plagioklas führende Aplite, im zweiten Falle liegen sehr saure Gneise vor, bei denen mächtige Quarz-Feldspatlagen durch dünne Schichten von Sericit bis Phengit getrennt sind. Konkordanz dieser verschiefernten Aplite mit den Orthogneisen ist häufig, doch ist auch diskordante Lagerung zu beobachten.

Die massigen Aplite zeigen unter dem Mikroskop folgenden Mineralbestand:

Quarz. Xenomorphe Individuen mittleren Kernes erweisen sich als stark mechanisch beansprucht: Undulose Auslöschung, starke Böhm'sche Streifung, kataklastische Körner, Mörtelkranz- und Sandquarzbildungen sind die Regel. Böhm'sche Streifung und undulose Auslöschung sind früher entstanden, als die Kataklasstrukturen (Fortsetzen der Streifung in durch Spalten voneinander getrennten Bruchstücken). Die Brüche im Quarz sind meist mit Sandquarzkörnern, selten mit Albitgranoblasten ausgeheilt. Auch diese zeigen undulose Auslöschung, was für ein Andauern der mechanischen Beanspruchung nach der Rekristallisation spricht.

Der Kalifeldspat ist Mikroklinperthit mit meist deutlicher, sehr feiner Gitterung und grobspindeliger Entmischung. Wo

die Gitterung fehlt, beweist die Untersuchung auf dem Universal-drehtisch die trikline Natur des Kalifeldspates:  $a/n_a'$  auf  $(001) = 17^\circ$ ,  $2V_a = 76^\circ$ . Idiomorphe Körner sind bei Überwiegen kataklastischer und gepresster Formen teilweise erhalten geblieben.

Der Plagioklas kann, wo er ausnahmsweise nicht durch eine Füllung von Zoisit in feinen Nadeln und Albit ersetzt wird, als Oligoklas bestimmt werden. Die Formen des ursprünglichen Plagioklasindividuums sind in diesen Neubildungen meist noch recht gut erhalten, sodass alle Bedingungen für „echte Füllung“ von Plagioklas, wie sie ANGEL (1) postuliert hat, erfüllt sind. Diese gefüllten Plagioklase besitzen nicht selten einen Rand reinen Albites.

Neben dem Mikroklin und Oligoklas führenden Aplit wurde auch ein Typus angetroffen, der keinen Kalifeldspat und ausser Quarz ausschliesslich Albit als Hauptgemengteil führt.

Gelegentliche Neben- und Übergemengteile sind Sericit, Epidot, Orthit, Chlorit, Pyrit, Limonit.

**Struktur:** kataklastisch; **Textur:** massig.

Die verschieferten Aplite zeigen auch unter dem Mikroskop den schon makroskopisch bei ihnen wahrgenommenen Lagenbau: In Schliffen senkrecht zum Hauptbruch wird ein Alternieren von aus granoblastischem Quarz-Albitgewebe bestehenden Schichten mit Sericitzügen beobachtet. Quarz und Albit haben runde bis lappige Formen und mittlere Korngrösse ( $d = 0,05$  bis  $0,15$  mm) und löschen schwach undulös aus. Albit ist meist nicht oder nur einfach verzwilligt; grössere polysynthetisch verzwilligte Neubildungen kommen vor.

Kalifeldspat wurde hier nicht gefunden. Als Einsprengling im granoblastischen Gewebe tritt lediglich Schachbrettalbit auf. Er zeigt randlich oft Umkristallisation.

Sericit oder Phenogit liegen, manchmal von Epidotkörnern begleitet, streng parallel zu durchgehenden Zügen angeordnet. Sie sind die einzigen Komponenten, die dem Schliff ein schiefriges Aussehen verleihen.

Ausser Epidot sind Orthit, Chlorit und Zirkon Neben- und Übergemengteile.

Dass der in den massigen Apliten vorhandene Kalifeldspat in deren verschieferten Äquivalenten nicht gefunden wurde, darf nicht zu voreiligen Schlüssen führen, da eine nur geringe Anzahl von Aplit-dünnschliffen durchgemustert wurde.

Die Struktur der verschieferten Aplite ist eine typisch granoblastische; die Textur ist lagig.

Je nach der Beschaffenheit der Gesteine, welche die Aplite durchbrechen, kann es zur Bildung sehr verschiedener endogener und exogener Kontaktprodukte kommen. Um diese in ihrer Mannigfaltigkeit zu erfassen, hätte es detaillierter, spezieller Studien schon im Feld bedurft. Ich habe diese im Hinblick auf die schon erwähnte Aufteilung der näher zu behandelnden Gebiete bewusst nicht betrieben und kann mich hier darauf beschränken, auf die Untersuchungen von STUTZ (63) zu verweisen.

*e) Lagerung und Kontaktverhältnisse*

Weist im untersuchten Gebiet die Arollaserie in ihrer Gesamtheit makroskopisch und mikroskopisch alle Züge einer grossen Einheit eruptiven Ursprunges auf, so bestärkt uns das Studium der Lagerung ihrer einzelnen Glieder in diesem Eindruck: Der ganz kontinuierliche, mit allen Übergängen belegbare Wechsel von Massengestein zum feinstgeschieferen Gneis, sowie die Beständigkeit, resp. der nur quantitative Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung über die ganze Mächtigkeit der Serie stellen deren rein eruptiven Charakter ausser Zweifel. Es lässt sich kein Grund anführen, für einen Teil der Arollaserie Paracharakter anzunehmen (von gelegentlich auftretenden Einschmelzungen kleinster Dimensionen abgesehen).

Die Verteilung der Gesteine der Arollaserie auf das Gebiet des unteren Valpellines ist die folgende: Sowohl links, als auch rechts des Buthier fallen sie in wechselnder Steilheit ( $45-90^\circ$ ) unter die Valpellineserie ein. Der Kontakt dieser beiden Gesteinsserie verläuft am rechten Talhang — mehrmals gut aufgeschlossen — mehr oder weniger einer Höhenlinie entlang von oberhalb Valpelline über chez la Ville-Dzon-unterhalb Suchéaz nach Eclevé und streicht — die ENE-Richtung beibehaltend — weiter. Wo immer oberhalb dieser Kontaktlinie der Fels zutage tritt, besteht er aus Orthogneis bis N der Alp Breuson der fazielle Übergang zu den flaserigen Epigranitgneisen erreicht ist. Letztere bilden die zackigen Kämme und die zerfurchten Flanken der Ausläufer des Morion Central (Punta Fiorio-Punta Goret, sowie einen Teil der S-Flanke des Mte. Berrio), eine Einheit, die das WSW-Ende der nicht verschieferen Arollagesteine repräsentiert. Eine kleine Linse gleicher Fazies ist zwischen Col de Breuson und Mte. Faceballa der grösseren Einheit vorgeschoben. Noch weiter nördlich, schon ausserhalb meines Untersuchungsgebietes, stösst man wieder auf den Orthogneis, der dem Bündnerschiefer des Val d'Ollo-mont aufliegt.

Der äusserste Aufschluss der Arollaserie des Dent Blanche-Ellipsoïdes befindet sich westlich von Valpelline bei Allian. Die Gneise p<sub>r</sub><sup>1</sup> der italienischen Karte liegen dort auf dem Bündnerschiefer des Ollomonts, die ihrerseits das Kristallin der St. Bernhard-Decke überlagern.

Von besonderem Interesse sind die Kontakte Arolla-Valpellineserie und Arollaserie-Bündnerschiefer. Letzterer ist ein ausgesprochen mechanischer Kontakt: Von einem allmählichen Übergang, wie er öfters beschrieben wurde — GERLACH (19), ARGAND (2; 3) — ist nichts zu sehen. Bündnerschiefer und Ophiolithe, sowie Orthogneise sind in ihrer Lagerung empfindlich gestört; Schuppen und Schichtpakete wurden aus ihrem Verband losgelöst, verschleppt und quer gestellt, Orthogneis mit Ophiolithen und Bündnerschiefern intensiv verknnetet. Differenzierte Trias<sup>1)</sup> (Dolomit, Quarzit) tritt hier nicht auf.

Der Kontakt der Orthogneise mit den Gesteinen der Valpellineserie ist ebenfalls ein mechanischer. Zu dieser Auffassung muss man beim Studium der stark veränderten Gesteine namentlich der Valpellineserie kommen. Bachrinnen und Rüfen haben an mehreren Stellen des Hanges N des Buthier gute Aufschlüsse aus der Moräne freigelegt, die Profile durch den Kontakt zu schlagen gestatten. Dabei zeigt sich, dass der Orthogneis gegen den Kontakt hin keine Veränderungen erfährt. In drei mit Handstücken belegten Profilen (NE von Valpelline, im Bachbett des Breuson und in der Rüfe, die in der Nähe des P. 1070 zwischen Thoules und Prélé in den Buthier mündet) fand sich immer dieselbe Erscheinung: Bis 5 m vom Kontakt behalten die Orthogneise ihr normales Aussehen. Erst in dieser oder in noch geringerer Distanz von den Gesteinen der Valpellineserie nimmt eine sehr feinschleifige Textur, zugleich mit oft stark durchbewegtem Aussehen, überhand. Die einzelnen Lagen können so fein werden, dass sie nicht mehr auseinanderzuhalten sind: das Gestein wird dunkler und erhält ein ausgesprochen mylonitisches Gepräge. In einem Falle (Profil durch die genannte Rüfe) wird am Kontakt ein totaler Zerfall des Orthognesis in Blättchen parallel seinem Hauptbruch beobachtet. — Im Kapitel über Struktur und Textur der Orthogneise sind die u. d. M. sichtbaren mechanischen Deformationen, die das kristalloblastische Gewebe durchmachen kann, angeführt worden. Die von den normalen abweichenden Eigenschaften des Gewebes cha-

---

<sup>1)</sup> Im Sinne von ARGAND (2), der bezüglich der Trias „régions différenciées“ und „régions compréhensives“ unterscheidet. Vgl. darüber auch CORNELIUS (11).

rakterisieren die Kontaktzone der Orthogneise. Kornverkleinerung, Diskordanz gerichteter Gewebeteile, kataklastische Zonen beschränkter Ausdehnung sind die hauptsächlichen und stärksten Spuren destruktiver Prozesse; Kristalloblastese herrscht aber bereits bei weitem vor. Von Myloniten kann demnach nicht gesprochen werden, hingegen passt der Ausdruck „Blastomylonite“ als Sammelbegriff gut hieher.

Auf meiner Karte habe ich diese tektonisch gestörten, kontaktnahen Partien von den gewöhnlichen Orthogneisen abgetrennt und als dritte Unterteilung der Arollaserie der Dent Blanche-Einheit die gepressten Granite und Flasergranite ausgeschieden.

Die Gesteine der Arollaserie des Talhangs links vom Buthier bilden einen Zug, der sich, von den hangenden Gesteinen der Valpellineserie und dem liegenden mesozoischen Zug von Roisan begrenzt, genau in west-östlicher Richtung hinzieht. Von der Stelle, wo er, kaum 500 m mächtig, die Strasse Valpelline-Aosta schneidet, nimmt er nach E beständig zu, um in der Faroma-Masse eine Mächtigkeit von schätzungsweise 1,5 km zu erreichen. Vom westlichen Zipfel bis in das Val Verdon besteht er, wo immer er aufgeschlossen ist, aus Orthogneisen. Erst E dieses Tales beginnt der Typus „flaseriger Epigranitgneis“ Bedeutung zu erlangen: Gran Coutà, Pointe de Verdon, Monte Faroma zeigen bei beständigem Wechsellagern Vorherrschen dieses Faziestyps über den der Orthogneise. So habe ich denn auf meiner Karte trotz der häufigen lokalen Verschieferung, die die Massengesteine dieses Gebietes erleiden, dieselben einheitlich als Flasergranite und stark gepresste Granite neben den Orthogneisen und den unmittelbar den Valpellineseriegesteinen angrenzenden feinstverschieferten Gneisen, resp. Blastomyloniten, ausgeschieden. Diese letzteren verhalten sich genau gleich, wie die des Gegenhangs. Makroskopisch typisch mylonitisch anmutende Gesteine zeigen u. d. M. immer mehrheitlich kristalloblastisches Gewebe, das nicht einmal durchwegs von besonders kleinem Korn zu sein braucht.

Auch hier weicht gegen die Randpartien der Serie die Massengesteinsfazies der Gneisfazies.

In der SW- und der SE-Flanke des Becca Morion schliessen sich, als das unmittelbar Liegende, Orthogesteine von dioritischem Chemismus und verschiedener metamorpher Fazies an die Gesteine der Valpellineserie an. Sie sind makroskopisch und mikroskopisch w. o. beschrieben worden. Die eigentlichen Diorite nehmen die Hauptmasse ein, und bloss in Kontakt Nähe mit der Valpellineserie kommen ihre als Hornblende-Saussuritschiefer und Chlorit-Saussuritschiefer

bezeichneten metamorphen Produkte vor. Diese letzteren sind im Feld von den sehr stark epimetamorphosierten, am Kontakt anstehenden Gneisen der Valpellineserie oft gar nicht zu unterscheiden. Wo nicht, wie dies glücklicherweise auf eine lange Strecke der Fall ist (SW-Flanke Becca Morion), ein Marmorzug der Valpellineserie direkt an relativ massig gebliebenen Diorit stösst, ist die Bestimmung der Grenze Arolla-Valpellineserie erst auf Grund der mikroskopischen Durchsicht von Schliffprofilen möglich. Die besten Dienste leisten hier die für die dioritischen Gesteine typischen und sonst nie angetroffenen Ilmenitkörper mit Leukoxenrändern. Ein Profil durch den Kontakt von P. 2527 nach SW wurde überdies analytisch-chemisch untersucht. Die Resultate sollen w. u. (bei der speziellen Behandlung der Valpellineserie) ausgewertet werden. Doch sei hier schon die Analyse eines feingeschieferten, ursprünglich dioritischen Gesteines wiedergegeben.

Quarz, Saussurit, Chlorit, Sericit führender Blastomylonit.  
Anst. SW P. 2527, Val Verdona. Anal. R. MASSON.

$\text{SiO}_2$	54,61								
$\text{Al}_2\text{O}_3$	19,25	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,22	168	35	26,5	22	16,5	0,13	0,25	0,83
FeO	6,06								
MgO	1,27								
MnO	0,08								
CaO	6,64								
Na <sub>2</sub> O	4,75								
K <sub>2</sub> O	1,17								
TiO <sub>2</sub>	1,63								
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03								
+ H <sub>2</sub> O	2,35								
- H <sub>2</sub> O	0,04								
	100,10								

Magmentypus: Normaldioritisch

Auffällig am Komplex der Diorite ist die geringe Intensität seiner epizonalen Umwandlung. Namentlich seine Massigkeit sticht von der metamorphen Fazies tektonisch analog gelegener, saurer Gesteine, für welche nur Auftreten als Orthogneis in Frage kommt, stark ab. Die Aplite, die als jüngste Glieder des Arolla-Orthogesteinskomplexes denselben durchziehen, finden sich, oft besonders zahlreich und mächtig, in den Dioriten. Ihr Durchsetzen der Grenze zwischen primär granitischen bis granodioritischen und dioritischen Gesteinen kann beobachtet werden. Letzteren kommt demnach sicher höheres Alter primärer Erstarrung als den jüngsten Differentiaten des Arollagranits zu, und aus diesen rein geologischen Feststellungen

ergibt sich die naheliegendste Annahme, in den dioritischen Gesteinen das unmittelbar vor den Granodioriten und Graniten gebildete Differationsprodukt eines gemeinsamen Stammagmas erblicken zu müssen<sup>2)</sup>. Beiderlei Differationsprodukte sind später den gleichen mechanischen Beeinflussungen unterworfen worden. Dass die resultierenden Deformationen nicht die gleichen waren, muss in dem von KÜNDIG (35) definierten Sinne der selektiven Metamorphose zugeschrieben werden.

Auf meiner Karte habe ich die Masse der Orthogesteine dioritischen Ursprungs, in zwei Abteilungen getrennt (massig und verschiefert), ausgeschieden. In bescheidenerem Ausmaße mögen diese Gesteine noch an anderen Stellen als Bestandteile der Arollaserie auftreten, nie erlangen sie jedoch eine Ausdehnung, die ihre Aufnahme in die Karte rechtfertigen würde. Ein solches kleines Vorkommen stellte ich N der Hütte von Belliouc am Kontakt mit der Valpellinerie, also in einer der Hauptmasse tektonisch entsprechenden Lage, fest.

Durch die w. o. erwähnte Abzweigung des mesozoischen Zuges von Roisan, welche S Belliouc durchstreicht, wird ein Zipfel der Arollaserie von seiner Hauptmasse losgetrennt. Von der Strasse Valpelline-Aosta aus betrachtet, erscheint diese kleine Einheit als eine von Bündnerschiefer bedeckte Kuppel, deren Südflanke SE und deren Dach E unter den Zug von Roisan, deren Nordflanke NE unter den Zug von Belliouc einfallen.

In dieser Einheit finden sich  $\pm$  alle Gesteine der Arollaserie der Dent Blanche-Einheit wieder. An der genetischen Zusammengehörigkeit der beiden verschiedenen grossen Komplexe ist nicht zu zweifeln.

Die italienische geologische Karte scheidet die Gesteine des betreffenden Zipfels als Gneise g<sub>r</sub><sup>1</sup> speziell aus. Der Grund dazu mag im relativ häufigen Vorkommen von metamorphen Derivaten von Granodioriten bis Dioriten liegen.

Die mittleren Partien der genannten „Kuppel“ zeigen im allgemeinen die geringste, die peripheren Partien die stärkste Verschieferung.

## 2. Die Arollaserie der Mont Mary-Einheit

Die Arollaserie der Mont Mary-Einheit ist in deren westlichem Zipfel grösstenteils aus sauren Orthogneisen aufgebaut.

<sup>2)</sup> Vgl. hierüber die Arbeiten von ARGAND (2, 3) und BARTHOLMÈS (5), die für die basischen Vorkommen in der Arollaserie der Walliser Alpen zu anderen Schlüssen gelangen.

Ferner treten — sehr untergeordnet — Amphibolite auf, und lokal finden sich Schollen von Strahlsteinfels, Biotitstrahlsteinfels und Zweiglimmerschiefer, sowie Bänke von Zweiglimmerinjektionsgneisen.

Die sauren Orthogneise lassen sich in zwei Faziestypen unterteilen: In massive und in schiefrige Gneise. Die letzteren herrschen bei weitem vor und sind mit den ersteren, die als Stöcke, Bänke und Linsen wechselnder Grösse auftreten, durch Übergänge und Wechsellagerung aufs engste verbunden.

#### *a) Die massigen Orthogesteine*

Makroskopisch müssen diese Gesteine als feinkörnige, saure Granite bezeichnet werden. Erst das Studium der Dünnschliffe offenbart die allgemeine Umkristallisation und damit den metamorphen Charakter.

Von blossem Auge erkennt man Quarz und Plagioklas in gut unterscheidbaren, feinkörnigen Individuen, dann Muskowit und selten etwas ausgebleichten Biotit. Bei relativ geringer Saussuritisierung des Plagioklases ist die Farbe des Gesteins weiss bis hellgrau; bei intensiver Saussuritisierung bildet der Plagioklas eine einheitliche „Grundmasse“, die die übrigen Mineralien enthält, und das Gestein nimmt mehr dunkelgraue bis blaugraue Farbe an.

U. d. M. erscheint der Quarz in grossen, völlig xenoblastischen, meist stark lappigen Körnern. Seine Umkristallisation wurde von mechanischer Beanspruchung möglicherweise begleitet und überdauert, sicher aber gefolgt: Seine einzelnen Individuen lösen stark undulös aus und zeigen manchmal Böhm'sche Streifung. Mörtelkranz- und Sandquarzstrukturen sind selten, doch deuten häufig den Quarz nach allen Richtungen durchziehende Risse beginnende Kataklase an.

Der Plagioklas ist nie frisch, sondern stets saussuritisiert und sericitisiert, sodass er fast immer unbestimmbar ist. Können im Dünnschliff einzelne Körner auseinander gehalten werden, so weisen sie nie Kristallformen, sondern gerundete bis dickspindelige Umrisse auf. Oft sind die gemeinsamen Korngrenzen aneinanderstossender Individuen völlig verwischt, und es kommt zur Bildung einer zusammenhängenden „Grundmasse“, welche die übrigen Gemengteile enthält oder „umfliesst“. Sericitisierte und saussuritiserte Flächen wechseln im Dünnschliff fleckig miteinander ab; ihr Verhältnis schwankt zwischen ca. 1:1 und ca. 3:1 zugunsten der ersteren. Die saussurisierten Partien werden bei mittlerer Vergrösserung und nicht gekreuzten Nicols als dunkelgraue Flecken mit Zoisitbesen, bei

starker Vergrösserung als Schwärme feinster Zoisitkörnchen und -Nadeln wahrgenommen. In den sericitisierten Teilen liegen Schüppchen wechselnder Grösse bald wirr durcheinander, bald in zwei deutlich unterscheidbaren,  $\pm$  senkrecht zueinander stehenden Systemen geordnet. Neben den beiden Füllmineralien ist selten neugebildeter Albit zu beobachten. Relikte des unzersetzten primären Plagioklases sind nur spärlich erhalten. In einem Fall war die Bestimmung eines solchen als Oligoklas möglich.

Albit tritt hauptsächlich als Schachbrettalbit auf. Er ist an seiner charakteristischen Struktur stets leicht zu erkennen. Die Beobachtung, dass in ein und demselben Schliff in gewissen Körnern seine Lamellen sich sehr scharf voneinander abheben, während sie in andern flau erscheinen oder fast fehlen, ist der verschiedenen Lage

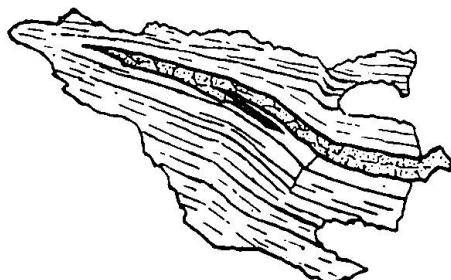


Fig. 2. Muskowit mit eingelagertem Epidot

der Körner zur Schliffebene zuzuschreiben. Leichte Zersetzung, schmale, randliche, kataklastische Zonen und schwache undulöse Auslöschung sind hier die Folgen der mechanischen Beanspruchung.

Völlig frische, polsynthetische Albitzwillinge kommen als Neubildungen gelegentlich vor. Auch solche Albite lösen leicht undulös aus.

Der Muskowit lässt — manchmal im gleichen Dünnschliff — zwei Arten der Entstehung erkennen: Ausbleichung von Biotit und Neubildung. Im ersten Falle ist der Muskowit aufs engste mit Chlorit vergesellschaftet: Die beiden Mineralien wechseltlagern lamellenartig miteinander, wobei die gestörte, gestauchte Struktur des Biotits, aus dem die Lamellen entstanden sind, abgebildet wird. Häufiger ist jedoch die Neubildung des Muskowites. Die farblosen, oft relativ grossen Blättchen (bis 1 mm), erscheinen alle leicht mechanisch beansprucht: Ihre schwache undulöse Auslöschung und ihre Verbiegungen sind derselben mechanischen Einwirkung zuzuschreiben, welche die anomalen optischen Eigenschaften des Quarzes hervorgerufen hat. Dass es sich hier tatsächlich um eine Neubildung handelt, beweist ausser der relativ wenig gestörten Form der Mus-

kowitzblättchen auch der Umstand, dass dieselben oft von umkristallisierten Quarzkörnern grob-poikiloblastisch durchsetzt sind. —

Interessant ist folgende Erscheinung: In einigen Muskowitzblättchen liegt in verschiedener Anordnung leicht gelb-pleochroitischer Epidot. Am häufigsten sind längliche Individuen vorhanden, die genau die Form einzelner Muskowitzlamellen, an deren Stelle sie stehen, aufweisen. Die fehlenden Lamellen können auch durch eine Reihe kleiner Epidotkörner ersetzt sein. Diese Erscheinung ist immer nur an den mechanisch stärker beanspruchten Muskowitzindividuen wahrzunehmen. Die Epidotstreifen machen dort die Verbiegungen und Knickungen der benachbarten Muskowitzlamellen getreulich mit und ragen stets mit einem Ende aus dem Muskowitzindividuum heraus, während sie nach der entgegengesetzten Seite hin auskeilen (Fig. 2). Die Erklärung dieser Vergesellschaftung scheint wie folgt gegeben werden zu können: Nach vollzogener Bildung des Muskowitz fand als Folge der allgemeinen mechanischen Beanspruchung eine Aufblätterung dieses Minerals statt, welche die geschweift-keilförmigen Räume schuf, in die der Epidot, möglicherweise in gesetzmässiger Verwachsung mit dem Muskowitz, sich abschied. Dass tatsächlich Aufblätterung vorliegt, wird durch das Kräftigerwerden der Spaltrisse des Muskowitz nach dem Ende hin, wo Epidot austritt, erhärtet. Epidot tritt ausserdem gelegentlich als Neubildung innerhalb der saussuritisierten Partien des Plagioklases auf, meist in Form kleiner Körner; in einem Falle jedoch konnten lange, dicke Stengel mit leichtem gelbem Pleochroismus beobachtet werden. Zoisit tritt in gleicher Weise, wie Epidot, doch weit seltener auf. Biotit kommt in grünlichbraun pleochroitischen Relikten gelegentlich vor. Er ist aber stets zum weitaus grössten Teil in Chlorit und Muskowitz in der w. o. erwähnten Art der Vergesellschaftung umgewandelt. Der Chlorit ist grüner, leicht pleochroitischer Pennin mit anomalen, blauen Interferenzfarben. Er enthält oft Sagenitgewebe. Titanit entsteht häufig in oft relativ grossen Körnern bei der Umwandlung des Biotits. Nicht selten wird auch Strahlstein, in spärlichen Aggregaten und in einzelnen zersprengten Fasern über den ganzen Schliff verteilt, beobachtet. Zirkon und Erz sind immer, Apatit und Orthit gelegentlich in kleinen Mengen vorhanden.

Die Hauptgemengteile der massigen Ortho-Gneise der Mont Mary-Einheit sind: Quarz, zersetzer Plagioklas, Muskowitz, manchmal Albit. Die Nebengemengteile sind: Epidot, Chlorit, Titanit, gelegentlich Zoisit, Biotit, Strahlstein. Die Übergemengteile sind: Zirkon, Erz; gelegentlich Apatit, Orthit.

Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch, die Textur massig.

Die hier zu nennenden, häufigsten Gesteinstypen sind ein chloritführender Sericitgneis mit Muskowitporphyroblasten, übergehend in chloritführenden Muskowit-Albitgneis, sowie ein Muskowit-Saussuritgneis.

Anhangsweise sei hier noch ein Gestein erwähnt, das nicht anstehend gefunden werden konnte, das aber als der am wenigsten metamorphe Faziestyp der Arollaserie der Mont Mary-Einheit von Bedeutung ist. Es handelt sich um ein sehr saures, feinkörniges und absolut massiges Gestein, das makroskopisch als Mineralbestand Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskowit und Granat erkennen lässt und als Aplit oder Aplitgranit bezeichnet werden muss.

U. d. M. entpuppen sich Struktur und Textur als die eines nahezu unveränderten Eruptivgesteines.

Mikroklin, Oligoklasalbit, Quarz, Muskowit sind die Hauptgemengteile. Diese Reihenfolge ist auch die der Ausscheidungsfolge. Der Mikroklin weist sehr deutliche Gitterung auf und ist stets vollkommen idiomorph. Der Plagioklas zeigt nach ihm die ausgeprägteste Eigengestalt. Er ist leicht saussuritisert: Dicke Nadeln und Besen von Zoisit treten als Füllungsminerale auf. Ganz leichte Sericitisierung findet sich gelegentlich ebenfalls. Der Quarz ist xenomorph; er füllt die Räume zwischen den Feldspäten aus. Er ist stark mechanisch beansprucht: Bruchzonen und starke Rissbildung, sowie undulöse Auslöschung sind die Folgen davon. Muskowit ist der einzige neugebildete Hauptgemengteil. Als wichtigster Nebengemengteil tritt einschlusffreier, sicher primärer Granat auf.

Die Struktur ist hypidiomorph-körnig, die Textur massig.

Das Vorhandensein dieses Gesteins in mächtigen, durch und durch homogenen Blöcken, die Tatsache, dass alle anstehend gefundenen Aplite der Arollaserie wenig mächtig und verschiefert sind, ferner das für einen Aplit immerhin recht grobe Korn (1–3 mm) machen es sehr wahrscheinlich, dass ein saurer, granatführender Muskowitgranit als reliktisches Gestein in der sonst vollständig metamorphen Arollaserie der Mont Mary-Einheit vorliegt.

#### *b) Die schiefrigen Orthogneise*

Es handelt sich um stets feinschiefrige, grünlichgraue bis grünlische, saure Gesteine von wechselndem Mineralbestand.

Makroskopisch können folgende Mineralien erkannt werden: Quarz, der sich manchmal in Form kleiner Augen von dem Gewebe der übrigen Mineralien gut abhebt, meist aber mit Feldspat zusammen mehr oder weniger helle, feine Lagen bildet. Der Feldspat ist stets Plagioklas. Er scheint nur in den sauersten Typen frisch; meist ist er saussuritisiert. Muskowit bildet Häutchen oder Lagen, die mit den Quarz-Feldspatlagen abwechseln, oder er ist in einzelnen parallelen Blättchen im Gestein verteilt. Sericit findet sich auf einzelnen Schichtflächen, denen er Seidenglanz verleiht. Biotit ist, wo immer er vorhanden ist, in Zersetzung begriffen.

U. d. M. unterscheiden sich die schiefrigen Gneise von den massigen, bei weitgehend gleicher mineralogischer Zusammensetzung, durch die Struktur und namentlich durch die Textur.

Quarz kommt in sehr verschiedenen grossen Körnern vor. Übertrifft er seine Begleitmineraleien an Grösse nicht, so ist dies einem Abbau seines ursprünglichen Kornes in kleinere Individuen zuzuschreiben. Er tritt dann in Form von Sandquarz auf, dessen Körnchen ( $d = 0,05$  mm) stets granoblastischen Charakter haben. Ist der Abbau nicht ein vollständiger gewesen, so bleiben grössere, von einem Mörtelkranz umgebene Körner bestehen. Sie weisen stärkste undulöse Auslöschung auf. — Die kleinen neugebildeten Körner löschen ebenfalls, wenn auch in schwächerem Masse, undulös aus.

Weist der Quarz grösseres Korn auf als die übrigen Mineralien, so kann dies verschiedene Ursachen haben: Bei der Verschieferung des dem Orthogneis zugrundeliegenden Eruptivgestein können die Begleitmineraleien des Quarzes stärker zerkleinert oder in andere Mineralien kleineren Kornes umgewandelt worden sein als er selbst, sodass die Grösse des Quarzes im verschiefererten Produkt ein Relikt ist und anomal erscheint. Andrerseits kann der Quarz seine jetzige Grösse und Gestalt auch durch Rekristallisation, die der Zertrümmerung folgte, erlangt haben. Im ersten Falle liegen Porphyroklasten, im zweiten Falle Porphyroblasten von Quarz vor. In den Dünnschliffen kann beides beobachtet werden; allerdings bereitet es in gewissen Fällen Schwierigkeiten, die Porphyroklasten, die randliche Umkristallisation aufweisen können, als solche zu erkennen. Sowohl Porphyroklasten, als auch Porphyroblasten löschen stark undulös aus und weisen manchmal auch Böhm'sche Streifung auf.

Der Plagioklas ist, wenn er nicht reiner Albit ist, immer saussuritisiert und sericitisiert und unbestimmbare. Einzelne Individuen können dann nicht unterschieden werden. An ihrer Stelle findet man auch hier bei Derivaten plagioklasreicher Eruptivgesteins-

typen eine zusammenhängende „Grundmasse“ von zersetzen Plagioklas, welche die übrigen Mineralien enthält oder „umfliesst“. War das primäre Eruptivgestein plagioklasärmer, so durchziehen jetzt  $\pm$  parallele Lagen derselben Masse den Dünnschliff. Die Art und Weise der Sericitisierung und der Saussuritisierung ist oft genau die, wie sie für die massigen Orthogneise beschrieben wurde. Manchmal sind jedoch fortgeschrittenere Stadien der „Entmischung“ des primären Plagioklases erreicht: Sammelkristallisation vereinigt die Sericitschüppchen zu grösseren Blättchen, seltener sogar zu Muskowitindividuen; an die Stelle der Zoisitkörnchen treten grössere Epidotstengel. Zugleich beginnt Albit in identifizierbaren Körnchen zu erscheinen. Das Maximum dieser Tendenz ist da erreicht, wo anstelle des zersetzen Plagioklases ein granoblastisches Gewebe von Albit, Epidot-Zosit, Sericit-Muskowit getreten ist, das mit den übrigen, ebenfalls neugebildeten Mineralien in innigem Verband steht. Dieser Fall ist jedoch in der Einheit des Mont Mary eine Ausnahme und soll nicht hier, sondern w. u. für sich kurz geschildert werden.

Seltener kommt Albit in Form grösserer, polysynthetisch verzwillinger Individuen vor. Diese haben idioblastische Formen und zeigen nur ganz leichte Zersetzung, geringfügige Verbiegungen und schwache undulöse Auslöschung. Nur in sehr sauren Gneistypen vorkommend, liegen sie als Porphyroblasten in einem Grundgewebe von Quarz, Albit und Muskowit. Es handelt sich hier um in einer frühen Phase der Metamorphose eines sauren Eruptivgesteins neugebildete Albite. Der Albit des jüngeren Grundgewebes ist nicht oder nur einfach verzwilligt und zeigt noch geringere undulöse Auslöschung.

Kalifeldspat wurde selten beobachtet. Wo er vorhanden ist, tritt er deutlich kataklastisch in monomineralischen, wohlbegrenzten Zonen als Körner wechselnder Grösse auf ( $d = 0,15$  bis  $0,01$  mm). Er löscht stark undulös aus. Bemerkenswert ist das Fehlen jeder Spur von Sericitbildung.

Muskowit entstand auch in den schiefrigen Gneisen durch Umwandlung des Biotits und durch Neubildung. Die Biotitumwandlung geht in genau gleicher Weise, wie in den massigen Gneisen, vor sich. Die Neubildungen dagegen sind mannigfaltiger: Sie kommen einerseits durch Sammelkristallisation des Sericits im zersetzen Plagioklas zustande ( $d =$  bis  $0,6$  mm), anderseits sind sie selbstständig. Hier wiederum ist zu unterscheiden zwischen in Zügen und Nestern angeordneten, gestauchten Schuppen und Blättchen und  $\pm$  rechteckigen Individuen mit nur schwachen Spuren von mechanischer Beanspruchung. Es ist offenbar, dass hier verschiedenartige Neu-

bildungen von Muskowit vorliegen. — Aller Muskowit ist farblos und frei von Pleochroismus. Die für die massigen Gneistypen beschriebene Vergesellschaftung von Muskowit mit Epidot ist auch in den schiefrigen Gneisen zu beobachten. — Biotit ist in manchen Gesteinen der hier besprochenen Gruppe in einem früheren Stadium ein wichtiger Hauptgemengteil gewesen. Jetzt aber tritt er nur noch in seltenen Relikten (mit Pleochroismus von Hellgelb bis Rotbraun) auf. Seine Umwandlungsminerale sind zahlreich: In erster Linie ist Chlorit zu nennen (grün mit leichtem Pleochroismus; tintigblaue anomale Interferenzfarben; optisch zweiachsig positiv,  $2V$  klein; es ist Pennin). Er enthält oft Sagenitgewebe. Die enge Vergesellschaftung von Muskowit mit Chlorit wurde schon erwähnt. Bildung von Titanit und Erzabscheidung finden häufig statt. — Epidot findet sich oft in ganz kleinen Körnchen mit Chlorit und Muskowit vergesellschaftet. Außerdem ist er eine häufige Neubildung innerhalb des zersetzen Plagioklasses. — Zoisit tritt ausser als Füllmineral von Plagioklas selten in grösseren neugebildeten Körnern auf. — Strahlstein fehlt in den basischen, plagioklasreichen Typen nie ganz. Er ist, in Form kleiner Fasern und strahliger Aggregate auftretend, meistens das epimetamorphe Produkt einer primären Hornblende. Seltener scheint er bei der Umwandlung des Biotites entstanden zu sein. In einem Dünnschliff fand er sich stets mit chloritisierter Biotit und nur mit diesem vergesellschaftet. Er scheint dort in Form von faserigen Aggregaten, Garben und schönen Rosetten hervorgewachsen.

Zirkon, Pyrit, Magnetit und Limonit sind die übrigen, gelegentlich, doch nur in kleinen Mengen, auftretenden Mineralien der hier besprochenen Gesteinsgruppen.

Die Hauptgemengteile in den verschiefererten Orthogneisen sind: Quarz, saussuritisierter und sericitisierter Plagioklas, resp. ein feinkristalloblastisches Gemenge von Albit, Zoisit-Epidot, Sericit-Muskowit; reiner Albit; Sericit bis Muskowit; Chlorit; Kalifeldspat (selten).

Als Nebengemengteile treten auf:

Epidot, Zoisit, Biotit, Chlorit, Strahlstein.

Übergemengteile sind:

Zirkon, Pyrit, Magnetit, Limonit.

Die Mannigfaltigkeit der Arollaserie ist in der Einheit des Mont Mary noch geringfügiger als in derjenigen der Dent Blanche. Hier, wie dort lassen sich einige Gneistypen unterscheiden, die eng verwandt sind und durch blosses Variieren der quantitativen-mineralogischen

schen Verhältnisse auseinander hervorgehen. In der unteren Einheit herrscht zudem ein einziger Gneistypus vor. Es ist ein Sericit- bis Muskowit-Saussuritgneis, dessen Hauptbestandteile Quarz, sericitisierter und saussuritisierter Plagioklas, Muskowit und manchmal (zurücktretend) Kalifeldspat sind. Geringfügige Variationen treten insofern auf, als die Saussuritisierung oder die Sericitisierung des Plagioklas überwiegen kann und Strahlstein, Epidot, Zoisit, reliktischer Biotit und Chlorit als Nebengemengteile vorhanden sein können.

Die Struktur der schiefrigen Gneise ist weitgehend abhängig von der Art und Weise, wie die zersetzte Plagioklasmasse im Dünn-schliff vorliegt. Bedeckt sie zusammenhängend den ganzen Dünn-schliff, so liegen die Quarzindividuen in kataklastischer oder rekristallisierter Form darin; die Struktur ist dann porphyroklastisch oder porphyroblastisch zu nennen. Wo hingegen Lagen sericitisierten und saussuritisierten Plagioklases mit Lagen vorwiegenden Quarzes abwechseln, ist die Struktur bald feinlepidoblastisch, bald granoblastisch. Granoblastisch bis lepidoblastisch ist die Struktur auch da, wo der ursprüngliche Plagioklas zu Vergesell-schaftungen von Albit, Zoisit-Epidot, Sericit-Muskowit „entmischt“ wurde.

Mehr noch, als in der Einheit der Dent Blanche, treten in der Einheit des Mont Mary kataklastische Strukturen der Arollaserie zurück: Mylonite oder auch nur gewisse Zonen nicht ausgeheilter Kataklaste aufweisende Gneise konnte ich nirgends finden.

Die Textur ist immer kristallisationsschiefrig.

Wie schon weiter oben bemerkt wurde, ist in den Orthogesteinen der Mont Mary-Einheit im allgemeinen die „Entmischung“ des Plagioklases nicht so stark fortgeschritten, wie es in denjenigen der Dent Blanche-Einheit der Fall ist. Nur in einem — allerdings ziemlich mächtigen — Gneiskomplex, der sich schon makroskopisch durch stärkste Verschieferung von den übrigen Orthogesteinen der Mont Mary-Einheit unterscheidet und den ich daher auf meiner Karte ausscheiden konnte, treten neugebildete Körner von Albit und Zoisit, resp. Epidot an die Stelle des Plagioklas.

Die Hauptgemengteile Quarz, Albit, Muskowit und manchmal Chlorit bilden ein vorwiegend granoblastisches Grundgewebe, das meist relativ reich ist an Nebengemengteilen Epidot und Zoisit. Darin liegen gelegentlich grössere Körner von Mikroklin und Albit. Die ersteren sind stets Porphyroklasten; bei

den Albitindividuen dagegen handelt es sich um in einer frühen Phase der Metamorphose gebildete Porphyroblasten.

Die Struktur ist demnach vorwiegend granoblastisch bis leicht porphyroblastisch mit einzelnen Porphyroklasten. Die Textur ist stets fein kristallisationsschiefrig. Der Typus dieser Gesteine ist ein Zoisit und Epidot führender Muskowitz-Chlorit-Albitgneis.

Wie in der Einheit der Dent Blanche, so bilden auch in derjenigen des Mont Mary die Verschieferungsprodukte eines Granitkörpers den Hauptanteil der Orthogneise. (Allerdings ist der ursprüngliche Granit der unteren Einheit — dies kann mit Sicherheit gesagt werden, obschon chemische Analysen fehlen — in seiner Gesamtheit etwas saurer als der der oberen Einheit.) Vervollständigt wird die Analogie durch das Auffinden von basischen Eruptiva in der unteren Einheit, die denjenigen, die in der oberen eine recht bedeutende Rolle spielen, genau entsprechen. Sie sind stark, zum Teil auch sehr stark verschiefert. Es handelt sich um feinschieferige, graublaue bis grünliche Gneise, die hauptsächlich aus einer „Grundmasse“ von Saussurit und darin schwimmenden Pseudomorphosen von Chlorit und Strahlstein nach Hornblende bestehen; hierin, sowie in dem sehr charakteristischen Auftreten von Apatit und Ilmenit mit starken Leukoxenrändern sind sie den für die Dent Blanche-Einheit beschriebenen „verschieferten Epidioriten“ vollkommen gleich, so dass sich ein weiteres Eingehen auf ihre Eigenschaften hier erübrigt.

Auf eine weitere Analogie dieser Gesteine mit den entsprechenden Gesteinen der Dent Blanche-Einheit muss hier noch hingewiesen werden: auf ihre gleiche tektonische Stellung. Treten die dioritischen Gesteine und ihre verschieferten Derivate in der Dent Blanche-Einheit mit der hangenden Valpellineserie in Kontakt, so werden sie in der Mont Mary-Einheit wegen lokalen Fehlens der Valpellineserie direkt vom Bündnerschiefer des Zuges von Roisan bedeckt. In beiden Fällen ist ihre Lage inbezug auf den Orthogneiskomplex extrem peripher, und es sind die kontaktnächsten Partien normalerweise äusserst stark verschiefert.

### *c) Die Aplite*

Als Gangfolge des ursprünglichen Eruptivgesteinsskörpers findet man — wie in der Dent Blanche-Einheit — nur Aplite. Stets verschiefert durchbrechen sie — meist unter spitzem Winkel — die Orthogneise, oder sie liegen konkordant zu ihnen.

**Makroskopisch** heben sie sich als feinschiefrige, manchmal leicht gefältelte, sehr helle Gneise von ihrer Umgebung ab. Der Quarz und die meist frischen Feldspäte bilden die Hauptmasse, in der Muskowit in Form feiner, sich selbst stets paralleler Blättchen eingelagert ist.

U. d. M. ist ein Grundgewebe von Quarz und Albit zu beobachten. Beide Mineralien sind völlig granoblastisch und gleichmässig miteinander verzahnt. Ihr Korndurchmesser ist im Mittel  $= 0.1$  mm. Der Quarz weist starke, der Albit schwache undulöse Auslöschung auf. Das granoblastische Quarz-Albitgewebe ist an und für sich massig.

Albit tritt ausserdem in Form von grösseren polysynthetischen, oft verbogenen und undulös auslöschenden, sowie leicht sericitisierten Neubildungen auf. Diese gehören einer frühen Phase der Metamorphose an. Zwischen ihnen und dem Albit des Grundgewebes schalten sich in bezug auf das Alter polysynthetische Neubildungen geringerer Grösse und mechanischer Beanspruchung ein, sodass für Albit eine lange, vielleicht ununterbrochene Bildungsperiode angenommen werden muss. Endlich finden sich ebenfalls grosse, jedoch unverzwilligte Albitkörner im Dünnschliff vor. Es handelt sich dabei — angesichts des Fehlens von Kalifeldspat — möglicherweise um total albitisierte Individuen dieses Minerals. Diese Annahme wird durch die Beobachtung von zerbrochenen, älteren, sericitisierten Albitindividuen, welche von frischer Albitsubstanz ausgeheilt sind, gestützt. Allerdings sind keine Spuren von Schachbrettalbitstruktur wahrzunehmen.

Der völlig farblose Muskowit liegt in parallelen Zügen im Schliff angeordnet. Es handelt sich um sichere Neubildungen, die aber relativ starke mechanische Beanspruchung erlitten haben. — Die parallele Anordnung des Muskowits ist der einzige Faktor, der ein schiefriges Aussehen des Dünnschliffs bewirkt.

Die drei genannten Mineralien sind die einzigen Hauptgemengteile; ausser ihnen werden nur noch Zoisit, Zirkon und ganz wenig Erz als Übergemengteile beobachtet.

#### *d) Die Amphibolite*

Stellenweise enthalten die Orthogneise der Mont Mary-Einheit Amphibolite. Es handelt sich um Linsen und Bänke von wechselnder Grösse, die konkordant in den sie umgebenden Gneisen liegen, in ihren mittleren Partien relativ massig und sehr hornblendereich, randlich von granitischen Adern und Äderchen injiziert sind.

Durch Überhandnehmen dieser letzteren findet der Übergang in die Gneise granitischen Ursprungs statt.

**Makroskopisch** ist der Amphibolit ein fast massiges bis leicht geschieferetes Gestein, welches aus zersetzen Plagioklas und einer grünlichen Hornblende besteht.

U. d. M. beobachtet man eine gewöhnliche Hornblende mit folgenden Eigenschaften:  $n_a =$  hellbräunlichgrün,  $n_b = n_g =$  braungrün;  $2V_a = 64^\circ$ ;  $c/n_g = 15^\circ$ . Die einzelnen Individuen sind rundlich bis länglich lappig; idioblastische Formen sind selten. Wenn die gewöhnliche Hornblende auch zum grössern Teil erhalten geblieben ist, so sind doch Umwandlungen häufig zu beobachten: Randliche Ausbleichung und Übergang in eine strahlsteinartige Hornblende; randliche und längs Rissen erfolgende Umwandlung in Pennin; hauptsächlich aber die pseudomorphosenartige Vertretung durch Epidot sind die Erscheinungen der Hornblendeumwandlung. Oft ist damit die Bildung von Titanit verknüpft.

Der Plagioklas ist vollständig sericitisiert und saussuritiert. Meistens ist anstelle des primären Plagioklases eine Vergesellschaftung von Albit, Zoisit (seltener Epidot) und Sericit in relativ groben, gut unterscheidbaren Körnern oder Schüppchen getreten. Albit kann in grösseren Neubildungen ( $d$  bis 0,5 mm) auftreten. Die Masse zersetzen Plagioklases kann insofern ein „Grundgewebe“ genannt werden, als die übrigen Mineralien in ihr eingebettet zu liegen scheinen.

Der Quarz zum Beispiel liegt in verschiedenen Formen der Zertrümmerung und Rekristallisation als Nebengemengteil in diesem Grundgewebe: Kataklasten mit eckigen Korngrenzen und stärkster undulöser Auslöschung, Kataklasten mit Mörtelkränzen, linsenförmige Sandquarzbildungen, deren Einzelkörnchen ebenfalls, wenn auch schwächer, undulös auslöschen und zuweilen mit Albitkörnchen eng vergesellschaftet sind, können als Arten des Auftretens des Quarzes genannt werden.

Ilmenit mit Leukoxenrändern, Blättchen zersetzen Biotits, sowie zuweilen einige Körnchen von Orthit vervollständigen den Mineralbestand.

Wegen der metamorphen Fazies, in welcher diese basischen Gesteine heute vorliegen, ist es kaum möglich, eindeutig etwas über ihre Entstehungsgeschichte auszusagen. Die Tatsache, dass sie von dem ursprünglichen Granit der Mont Mary-Einheit und von dessen aplitischen Ganggefolge injiziert wurden, schränkt die Anzahl der Möglichkeiten ihrer Bildungsweise nicht stark ein: Es kann sich um

das  $\pm$  unmittelbar vor den Graniten der Mont Mary-Einheit entstandene Differentiationsprodukt eines gemeinsamen Stammagmas handeln. Diese Annahme ordnet die Amphibolite den schon erwähnten verschieferten und nicht verschieferten Epidioriten der beiden Einheiten der Dent Blanche und des Mont Mary zu.

Man könnte sich auch versucht fühlen, in den Amphiboliten die metamorphen Produkte basischer Schlieren des ursprünglichen Granites zu erblicken. Die Ausmasse der beobachteten Amphibolitbänke übertreffen jedoch manchmal beträchtlich die Größenverhältnisse, die man an basischen Schlieren anzunehmen gewohnt ist.

Endlich können die Amphibolite auch durch Einschmelzung von Sedimenten, etwa von Mergeln, entstanden sein. Die Arollaserie der Mont Mary-Einheit enthält verschiedentlich Spuren sedimentärer Anteile. Wenn diese auch in Bezug auf die Masse keine grosse Rolle spielen, treten sie doch relativ häufig auf, sodass einige typische Vorkommen kurz erwähnt werden müssen.

#### e) Die Para- und Mischgesteine

In einem Block der w. o. beschriebenen massigen Orthogneise fand ich als Einschlüsse einige kleine (höchstens armlange), fast nur aus Strahlstein bestehende Linsen. Es handelt sich um einen hellgrünen Strahlsteinfels, dessen einzige Hauptmineralkomponente in Form grober, wirr aggregierter Stengel von grünlicher bis stahlgraue Farbe vorliegt. Lagenweise findet sich darin (nicht mehr ganz frischer) Biotit eingeschaltet. Der Kontakt des Strahlsteinfels gegen den ihn enthaltenden Gneis ist ein messerscharfer; Injektion findet nicht statt.

U. d. M. liegen die dicken und langen Stengel von Strahlstein ( $d =$  bis 0,5 cm,  $l =$  bis mehrere cm) ohne bevorzugte Lage durcheinander. Sie sind völlig farblos.  $2V_a = 80^\circ$ ;  $c/n_Y = 16^\circ$ .

Der Biotit weist Pleochroismus von farblos nach hellbraun auf: er scheint Fe-arm zu sein. Er ist meist frisch, wandelt sich aber zuweilen randlich in einen Chlorit mit stahlgrauen Interferenzfarben um (nahezu einachsig positiv; es ist Pennin).

Gewisse Partien im Dünnschliff werden nur von Biotit eingenommen. Außerdem kommt letzterer auch in einzelnen Blättern zwischen den Strahlsteinstengeln eingeschachtelt vor.

Die beiden Mineralien sind gut idioblastisch.

Als Übergemengteile treten Zirkon und Erz auf.

Die Struktur ist fibroblastisch, die Textur massig.

Ebenfalls in Blöcken massigen Gneises fanden sich als Einschlüsse Linsen von Zweiglimmerschiefer. Diese sind randlich stark von aplitischen Adern injiziert.

Makroskopisch erkennt man als Mineralbestand des Zweiglimmerschiefers Quarz, Biotit und Muskowit. Das Gestein erscheint fein geschiefert.

U. d. M. liegt ein mittelkörniges bis schuppiges Gewebe vor: Der Quarz ist sehr stark lappig mit den übrigen Mineralien verzahnt und löst intensiv undulös aus. — Der Biotit ist hellstrohgelb bis dunkelbraun pleochroitisch. Er ist unter Erzabscheidung sehr oft in Pennin umgewandelt; zwischen dessen einzelnen Blättchen schalten sich gelegentlich auch Schüppchen von Sericit ein. Der Biotit und seine ihn pseudomorphosenartig ersetzenden Umwandlungsprodukte sind stark mechanisch beansprucht. Die  $\pm$  parallelen Züge, zu welchen sie angeordnet sind, haben starke Verbiegungen und Stauchungen erfahren. — Der Muskowit ist nur in engstem Kontakt mit dem zersetzen Biotit vorhanden. Er macht, wenn er auch nicht ohne Spuren mechanischer Beanspruchung geblieben ist, den Eindruck weit grösserer Unversehrtheit als jener, scheint also eine jüngere Bildung zu sein. Es ist anzunehmen, dass hier Muskowit aus Biotit entstanden ist, allerdings nicht durch direkte Ausbleichung des letzteren, sondern durch Neubildung in engstem Zusammenhang mit dessen Chloritisierung.

Als Nebengemengteile tritt Granat in einigen grossen, schwach rosa gefärbten Individuen auf.

Übergemengteile sind Zirkon und Erz (Zersetzungspunkt des Biotits). — Feldspat fehlt völlig.

Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch, die Textur kristallisationsschiefrig.

Es liegt hier ein Gestein vor, das gewissermassen als „Fremdkörper“ in den Gneisen der Arollaserie erscheint. Sein sedimentärer Charakter ist auch ohne chemische Analyse sehr wahrscheinlich.

Es wurden weiterhin anstehend in der Arollaserie der Mont Mary-Einheit verschiedentlich Gesteine gefunden, welche ihren sedimentären Ursprung erkennen lassen oder als Mischgesteine bezeichnet werden müssen:

Ein schon makroskopisch infolge einer feinen Durchaderung mit aplitischem Material als typischer Injektionsgneis erscheinendes Gestein mit dem Mineralbestand Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskowit zeigt mikroskopisch folgendes Bild:

**P l a g i o k l a s** ist das vorherrschende Mineral. Er besitzt oft idioblastische Formen. Die Zwillingslamellierung ist zuweilen noch erhalten; häufiger ist sie jedoch infolge von Saussuritisierung verwischt. Insbesondere liegen zentral in den einzelnen Individuen Stellen, wo die „Entmischung“ des Plagioklases in Zoisit und Albit sehr schön zu sehen ist: Besen und wirre Aggregate von Zoisit liegen nicht mehr im primären Plagioklas, sondern in Agglomeraten relativ grober Albitkörper eingebettet. Der primäre Plagioklas hebt sich von jenen durch höhere Lichtbrechung deutlich ab. Er ist **O l i g o - k l a s**. — **B i o t i t** ist in spärlichen, hellgelb-rotbraun pleochroitischen Relikten erhalten. Meist ist er jedoch unter leichter Erzabscheidung von Pennin verdrängt, welcher seine Formen: Gestreckte, rechteckige Durchschnitte mit vertikalen Spaltrissen, meist aber unregelmässige Schuppen, getreulich abbildet. — **M u s k o w i t** ist auch hier bei der Chloritisierung des Biotits neu entstanden. Seine ruhigen, manchmal idioblastischen Umrisse charakterisieren ihn als sicher jünger als Biotit. — **Q u a r z** tritt in Form stark lappiger Xenoblasten und einiger Kataklasten auf. Er löscht undulös aus.

Im ganzen Dünnschliff unregelmässig verteilt finden sich als **N e b e n g e m e n g t e i l T u r m a l i n**. Er tritt in Form kleiner, sehr gute Eigengestalt aufweisender Säulchen mit Prisma und trigonalen Pyramiden auf. Der Pleochroismus ist charakterisiert durch:  $n_e =$  farblos,  $n_\omega =$  gelbbraun.

Übergemengteile sind **Zirkon**, **Apatit** und **Erz**.

Die Struktur ist granoblastisch, die Textur kristallisationsschiefrig.

Ein letzter von den Orthogneisen der Mont Mary-Einheit abweichender Gesteinstypus ist mehrmals gefunden worden in Gestalt eines sattgrünen Schiefers, dessen Komponenten Quarz, Epidot und ein makroskopisch nicht sicher zu bestimmendes, grünes, blättriges Mineral sind.

U. d. M. erweist sich das letzte der obgenannten Mineralien als ein Muskowit mit leichtem grünlichen Pleochroismus (Richtung stärkster Absorption =  $n_\gamma$ ). Man ist versucht, von einem Phengit zu sprechen, doch erscheint der gemessene Achsenwinkel ( $2V = 36^\circ$ ) hiefür wenig typisch. Dieser Glimmer bildet zusammen mit Quarz und Epidot ein vollkommen blastisches Grundgewebe. Es bestehen darin Zonen des Vorherrschens der einzelnen Mineralien: Der Muskowit durchzieht den Dünnschliff zu  $\pm$  parallelen, schuppigen Lagen aggregiert. Die einzelnen Blättchen sind von wechselnder Grösse und liegen nicht streng, doch angenähert, in der Schieferungsebene. —

Der Quarz kommt in granoblastischen Körnern mittlerer Grösse (d um 0,2 mm) in monomineralischen Partien des Schliffs oder mit den andern Mineralien in engem Verband im granoblastischen Grundgewebe vor. Er weist mittelstarke undulöse Auslösung auf. — Der Epidot, in kleinen Körnern ( $d = 0,08$  mm) vorkommend, besitzt leichten gelben Pleochroismus. Die Körner scharen sich zu Zügen, die im allgemeinen die Nähe der Muskowitzüge bevorzugen. Als Übergemengteile treten Pyrit in frischen Würfeln und Zirkon auf.

Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch, die Textur kristallisationsschiefrig.

In diesem Epidot-Muskowitschiefer liegt sehr wahrscheinlich das epimetamorphe Produkt eines sandig-mergeligen Tons vor.

#### *f) Lagerung und Kontaktverhältnisse*

Die Gesteine der Arollaserie der Mont Mary-Einheit nehmen den SW-Zipfel meines Untersuchungsgebietes ein. NE Roisan aus der glazialen Bedeckung zutagetretend, bilden sie die Gipfel Becca de Roisan, Becca di Viou und Mont Mary sowie den untern Teil der Südflanke des Gipfelzuges Tête d'Arpisson-Tsaat à l'Etsena. N und S dieser Wasserscheide finden sich in der glazialen Bedeckung viele grössere und kleinere Aufschlüsse.

Das allgemeine Streichen der Mont Mary - Arollaserie ist ein wechselndes: Im Westzipfel verläuft es SW-NE, in den östlichen Partien WNW-ESE und dazwischen W-E. Das Fallen ist stets gegen das Tal des Buthier gerichtet. Auf die Bedeutung des auffallenden Wechsels im Streichen soll an anderer Stelle noch zurückgekommen werden.

Die Arollaserie der Mont Mary-Einheit ist das tektonisch tiefstliegende Glied meines Untersuchungsgebietes. Sie liegt den Bündnerschiefern des Tals der Dora Baltea auf. Ihr Hangendes ist normalerweise die Valpellineserie der Mont Mary-Einheit (Gebiet zwischen Comba Deché und Comba d'Arpisson). Westlich dieses Tales setzt jedoch die Valpellineserie aus; es liegen dann der Arollaserie bis zu ihrem letzten Zutagetreten bei Roisan die Bündnerschiefer des Zuges von Roisan unmittelbar auf.

Der Kontakt zwischen der Arollaserie und ihrem Hangenden ist — wie in der Einheit der Dent Blanche — stets ein mechanischer. Dass die Grenzfläche Arollaserie/Valpellineserie eine Überschiebungsfäche ist, wird allerdings mehr beim Studium der kontaktnahen Partien der Valpellineserie, als bei dem der anstossenden

Arollaserie offenbar. Die Gneise dieser letzteren zeigen bis wenige Meter vom Kontakt keine merkliche Veränderung. Sie verhalten sich hierin gleich, wie die kontaktnahen Arollagneise der Dent Blanche-Einheit. Erst die der Valpellineserie allernächsten Orthogneise erlangen durch feinste Verschieferung ein mylonitähnliches Aussehen.

Die wenigen aufgeschlossenen Kontaktstellen von Arollaserie und Bündnerschiefer sind ebenfalls durch feinste Verschieferung und mylonitartiges Aussehen der Orthogneise ausgezeichnet.

Die Unterscheidung der schiefrigen und der massigen Orthogneise konnte auf meiner Karte nur so gemacht werden, dass innerhalb der Orthogneise Partien mit Vorherrschenden der massigen Fazies ausgeschieden wurden. Die viele Übergänge aufweisenden und häufig wechseltagernden Bänke der beiden Gneistypen im einzelnen anzugeben, war nicht möglich. Immerhin geht aus der Karte die Beschränkung des Vorkommens der massigen Gneise auf ein enges Gebiet — auf das der obersten Comba d'Arpisson — hervor.

Das w. o. erwähnte, einzige Auftreten stärkstverschieferter, saurer Orthogneise, deren ursprünglicher Plagioklas durch die Epimetamorphose vollständig in Albit und Zoisit, resp. Epidot zerlegt wurde, bildet den Gipfel des Mt. Mary und seinen NE-Sporn bis zum Col Chaudière. Sie wurden als dritte Unterteilung der Orthogneise ausgeschieden.

Die „verschiefererten Epidiorite“ finden sich in der Mont Mary-Einheit nur in sehr beschränktem Masse vor. W Praperia im Kontakt mit den Bündnerschiefern des Zuges von Roisan anstehend, bilden sie einen schmalen Zug, der seiner allgemeinen Bedeutung wegen in die Karte aufgenommen wurde.

Von den Amphiboliten, die sporadisch in der ganzen Arollaserie auftreten, konnten nur die mächtigsten Bänke angegeben werden.

Die Para- und Mischgesteine treten immer nur in kleinen Linsen und Bänken, den Orthogneisen konkordant eingelagert, auf. Sie erscheinen in der Umgebung der Gipfel Becca di Viou und Mont Mary und namentlich auf deren Südflanken nicht selten, doch erlangen sie nie die Grösse, die eine Ausscheidung auf der Karte ermöglichen würde.

#### *g) Vergleich mit der Arollaserie der Dent Blanche-Einheit*

Auf Ähnlichkeiten und Verschiedenheiten der Arollaserie in der Einheit der Dent Blanche einerseits, in der des Mont Mary ander-

seits ist im Verlauf der Beschreibung ihrer Gesteine manchmal hingewiesen worden. Eine kurze Zusammenfassung der in diesem Sinne liegenden Beobachtungen mag hier am Platze sein.

Zu den Verschiedenheiten ist einmal der Unterschied im Gesamtchemismus zu rechnen: Die Orthogesteine der Mont Mary-Einheit sind — gemäss der Schätzung der quantitativ-mineralogischen Verhältnisse — im Mittel etwas saurer, als die der Dent Blanche-Einheit.

Sodann ist in dieser eine grössere Mannigfaltigkeit an Orthogesteinstypen zu beobachten, als in jener und zwar nach zwei Gesichtspunkten:

1. inbezug auf mineralogische Zusammensetzung,
2. inbezug auf die metamorphe Fazies.

Betreffs Punkt 1 soll nur an die relativ hohe Zahl der voneinander verschiedenen Arollagneise in der Dent Blanche-Einheit, an das starke Vorherrschen eines einzigen Gneistypus und die kleine Anzahl anderer Typen in der Arollaserie der Mont Mary-Einheit erinnert werden.

Hinsichtlich Punkt 2 hat die Dent Blanche-Einheit eine Serie sehr verschieden metamorpher Faziestypen aufzuweisen: Kaum oder gar nicht metamorphe, massive Granite bis Diorite und ihre sehr intensiv verschieferten Produkte sind die Endglieder einer Reihe mit vielen metamorph-faziellen Übergängen. Demgegenüber kann man in der Mont Mary-Einheit bloss zwei metamorphe Typen unterscheiden: Den massigen und den verschieferten Orthogneistypus. Von einer Ausnahme (einem nicht anstehend gefundenen Handstück) abgesehen, konnte ich kein nicht oder wenig metamorphes Gestein feststellen. — Charakteristisch ist auch die Art und Weise, wie der Plagioklas in der Arollaserie der beiden verschiedenen Einheiten von der Epimetamorphose erfasst wird. In der oberen Einheit ist seine „Aufspaltung“ bei einem bestimmten Grad der Verschieferung des ihn enthaltenden Gesteins ganz allgemein eine vollständige: Albit- und Zoisit-, resp. Epidotkörper finden sich an seiner Stelle im Mineralbestand. In der unteren Einheit dagegen ist diese „Aufspaltung“ nur ausnahmsweise verwirklicht; in der Regel bleibt der Plagioklas im Dünnschliff — wenn auch stark saussuritisiert, sericitisiert und ausgewalzt — als solcher identifizierbar.

Eine gewisse Belebung erfährt die Arollaserie der Mont Mary-Einheit durch das Auftreten der Amphibolite, sowie durch die verschiedenen Vorkommen von Para- und Mischgesteinen. Diese Merk-

male fehlen der Arollaserie der Dent Blanche-Einheit im Gebiet meiner Untersuchungen.

Alle diese sekundären Abweichungen vermögen jedoch folgende grundlegende Tatsache nicht zu verwischen: Die Arollaserie der Dent Blanche- und der Mont Mary-Einheit des untern Valpellines ist im wesentlichen eine einheitliche Serie epimetamorpher, saurer Orthogneise von stets konkordanter Lagerung und von grosser Gleichmässigkeit. Dieser Umstand, sowie das Auftreten der sehr charakteristischen, massigen oder verschieferten Gesteine dioritischen Ursprungs in der Arollaserie der Mont Mary-Einheit, wie in derjenigen der Dent Blanche-Einheit, lassen die Annahme sehr wahrscheinlich erscheinen, dass zwei infolge von tektonischen Vorgängen getrennte, *genetisch jedoch eine Einheit bildende Serien* vorliegen. Den strengen Beweis hiefür kann nur die chemisch-analytische Bearbeitung des Problems liefern. Ich verweise auch hier auf die Untersuchungen von STUTZ (63).

## II. DIE GESTEINE DER VALPELLINESERIE

Die Haupteigenschaft, die die Gesteine der Valpellineserie auszeichnet und zu denen ihrer Umgebung in ausgesprochenen Gegensatz stellt, ist ihr überwiegend katametamorpher Para-Charakter.

Lithologisch ist die Valpellineserie in der Hauptsache gekennzeichnet durch die Vergesellschaftung von

- Kata-Tonerdesilikatgesteinen,
- Amphiboliten,
- Marmoren bis Kalksilikatfelsen.

Diese Gesteine treten in stets konkordanter, oft sehr feiner Wechsellagerung auf.

Ausserdem ist die Valpellineserie von Pegmatiten durchzogen und von zuweilen quarzführenden Feldspatäderchen fein injiziert.

Neben den Eigenschaften, die die Valpellineserie zu einer katametamorphen Gesteinsvergesellschaftung stempeln, treten auch deutliche Spuren einer Epimetamorphose auf. Ihre Intensität wechselt mit der Gesteinsart, aber auch mit der speziellen örtlichen Stellung des Gesteins. So ist beispielsweise der Hauptunterschied zwischen der Valpellineserie der Mont Mary-Einheit und derjenigen der Dent Blanche-Einheit der, dass die Epimetamorphose in der ersteren eine viel grössere Rolle spielt, als in der letzteren.

Der Anteil meines Untersuchungsgebietes an der Valpellineserie soll daher für die beiden tektonischen Einheiten getrennt besprochen werden.

## 1. Die Gesteine der Valpellineserie der Dent Blanche-Einheit

### a) *Die Kata-Tonerdesilikatgesteine*

Die verbreitetsten unter den Gesteinen der Valpellineserie sind die von verschiedenen Autoren Kinzigte und kinzigitische Gneise<sup>3)</sup> genannten *kata metamorphen Tonerdesilikatgesteine*. Ihre relativ grosse Mannigfaltigkeit hat zwei Ursachen: Den starken Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung und die Verschiedenheit der mechanischen Beanspruchung. Je nach dem Grad dieser letzteren lassen sich einem mineralogischen Gesteinstypus eine Reihe mineralogisch gleicher Gesteine mit verschiedenem Deformationsgrad zuordnen. Diese sind hauptsächlich durch die Zersetzung- und Umwandlungsformen eines Teils ihrer Mineralien charakterisiert.

Um den Überblick über die ganze Serie zu erleichtern, wird es zweckmäßig sein, zunächst die Typen, welche die geringste mechanische Beanspruchung erlitten haben, kennen zu lernen.

#### aa) Die relativ unbeanspruchten Tonerdesilikatgesteine

Es handelt sich um Katagesteine, welche — vom Feldspat abgesehen — immer mindestens ein spezifisches Tonerdemineral führen. Makroskopisch erscheinen diese Gesteine (Gneise und Felse) im Handstück vorwiegend massig. Leicht geschiefertes bis lagiges Aus-

<sup>3)</sup> Die nach FISCHER (16) von ROSENBUSCH (56) gegebene Definition des Kinzigites lautet: „Kinzigte sind sehr granatreiche, meistens quarzarme Paragneise von sehr wechselnder Zusammensetzung mit hohem Gehalt an dunklem Glimmer, dem hie und da farbloser Glimmer beigemengt ist, akzessorischem Cordierit, Sillimanit, auch Spinell, und selten mit herrschendem Kalifeldspat (auch Mikroklin), weit öfter mit herrschendem Plagioklas (Oligoklas), stets graphithaltig und oft graphitreich.“ — LOVISATO (36) fand die Kinzigte in gewissen Gesteinen Calabriens wieder, welche von BUCCA (9) mikroskopisch beschrieben wurden. — NOVARESE (50) gibt über die Auffindung von Kinzigiten und verwandten Gesteinen in Italien erschöpfend Auskunft; er unterscheidet streng zwischen Kinzigiten s.s. und verwandten Gesteinsvarietäten, wie kinzigitischen Gneisen u. a.

Es soll im folgenden, entsprechend der obigen Definition, unter der Bezeichnung „Kinzigit“ die Kombination Granat-Biotit-Feldspat ( $\pm$  andere Alumosilikate) bei zurücktretendem Quarzgehalt, unter der Bezeichnung „Kinzigitgneise“ dieselbe Mineralvergesellschaftung bei erhöhtem Quarzgehalt verstanden werden. Die Summe von Granat und Biotit  $\pm$  Sillimanit, Cordierit usf. soll stets  $\geq 1/3$  des Mineralbestandes ausmachen. Der Feldspat ist, namentlich wenn in großer Menge auftretend, vorherrschend Plagioklas; dieser kann jedoch auch — besonders in feldspätärmeren Varietäten — zurücktreten oder fehlen und durch Alkalifeldspäte ersetzt werden. — Die Namen Kinzigit und Kinzigitgneis sind also Abkürzungen für Granat-Biotit-Feldspatfels, bzw. -Gneis.

sehen ist jedoch nicht selten; es kann durch verschiedene Umstände bewirkt werden: Die einzelnen Gesteinstypen weisen oft sehr feine Wechsellagerung auf; Lagen verschiedener mineralogischer Zusammensetzung von bisweilen nur 1 cm Mächtigkeit lösen einander ab. — Ferner liegen die blättrigen und stengligen Mineralien nicht selten in einer Ebene, resp. sie bevorzugen eine Richtung im Gestein. — Endlich ist in der Valpellineserie in wechselnder Intensität Injektion durch Feldspatsubstanz zu beobachten. Sie äussert sich in den Gesteinen der hier zu besprechenden Gruppe dadurch, dass diese makroskopisch von weissen, parallelen Adern und Äderchen sehr verschiedener Mächtigkeit durchsetzt erscheinen, wodurch ein lagiges Aussehen zustandekommen kann. Auf diese Erscheinung wird noch zurückzukommen sein.

Die Farbe der Tonerdesilikatgesteine ist — solange diese frisch sind — je nach dem Mineralbestand sehr verschieden. Die unfrischen Gesteine weisen eine schmutzig-rötliche Farbe auf.

Die Mineralien, welche die obgenannten Gesteine aufbauen, und ihre makroskopischen und mikroskopischen Eigenschaften sind die folgenden:

Die hellen Gemengteile Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat haben sehr wechselnden Anteil am Mineralbestand. Von den Gesteinen, in denen sie, zusammen oder einzeln, die Hauptmasse bilden, in welcher die übrigen Mineralien enthalten sind, bis zu solchen, die nur feine Lagen oder Äderchen dieser Gemengteile führen, sind alle Übergänge vorhanden. In seltenen Fällen fehlen Quarz und Feldspat völlig.

Der Quarz wird mikroskopisch stets in Form von lappigen, buchtigen, völlig xenoblastischen Körnern beobachtet. Deren Grösse ist sehr verschieden. Grosse Individuen (d bis mehrere mm) sind oft länglich, und ihre Längsachse liegt in der Schieferungsebene. Sie zeigen stets die Spuren mechanischer Beanspruchung: Undulöse Auslöschung (die oft sehr intensiv und dann von Zweiachsigkeit des Quarzes begleitet ist), sowie Böhm'sche Streifung treten auf. Nicht selten sind Mörtelkränze. Kleinere Quarzindividuen sind meist ± isometrisch. Auch sie zeigen undulöse Auslöschung. Der Quarz ist das Mineral mit der schlechtesten Eigengestalt. Er füllt in der Regel die Zwischenräume der mit ihm vergesellschafteten Mineralien aus und gibt sich dadurch als Englied in der kristalloblastischen Reihe zu erkennen. Eine Umkristallisation des Quarzes während der Dislokationsmetamorphose hat nur in beschränktem Umfang stattgefunden. Granoblastisches Gewebe neugebildeter Individuen kommt vor, ist jedoch selten.

Der Plagioklas weist in seiner Zusammensetzung gewisse Schwankungen auf. Die extrem sauren, resp. extrem basischen Werte 32 und 33 An, resp. 52 und 55 An für die beiden Lamellensysteme polysynthetischer Zwillinge wurden auf dem Universaldrehtisch je einmal gemessen. Die übrigen Messungen ergaben Daten, die stets in das Intervall 40 bis 53 % An fielen, wobei die beiden Lamellensysteme eines Zwillings stets eine kleine Diskrepanz im An-Gehalt aufwiesen. Es liegt demnach in den weitaus meisten Fällen Andesin bis Andesin-Labrador vor. Der Plagioklas ist immer polysynthetisch verzwillingt. Das Albitgesetz ist bei weitem das häufigste Zwillingsgesetz. Daneben wurde auch das Periklin- oder das Aklin gesetz gefunden, zwei Gesetze, die im Bereich der vorliegenden, intermediären Plagioklase nicht auseinandergehalten werden können. Sie äussern sich nicht selten in einer Querlamellierung des einen der beiden nach dem Albitgesetz verzwillingten Lamellensysteme. — Der Plagioklas ist selten idioblastisch; meist tritt er in Form isometrischer, etwas gerundeter Körner zu einem kristalloblastischen Gewebe vereinigt, auf. Unter den Kristallflächen, die immerhin manchmal Begrenzungselemente bilden, ist (010) die weitaus häufigste. Eine vollständig xenoblastische, zerlappte Gestalt, wie beim Quarz, kann nur sehr selten beobachtet werden; der Plagioklas füllt jedoch in der Regel die Zwischenräume der dunklen Gemengteile aus.

Ganz frisch ist kein Plagioklas der hier untersuchten Gesteine. Die zu beobachtenden Zersetzungerscheinungen sind Saussuritisierung und Sericitisierung. Die erstere überwiegt immer stark; die Sericitisierung kann überhaupt fehlen. Die Intensität der Zersetzungerscheinungen ist innerhalb des hier in Frage kommenden Plagioklasbereiches weniger von der Zusammensetzung als von der mechanischen Beanspruchung des Plagioklases abhängig: Es kann in den Dünnschliffen oftmals Andesin-Labrador beobachtet werden, dessen Saussuritisierung und Sericitisierung weit geringfügiger ist als die vieler Andesine und auch als die des einzigen beobachteten Oligoklasandesins. Hingegen nimmt die Zersetzung mit der makroskopisch und mikroskopisch feststellbaren mechanischen Beanspruchung des betreffenden Gesteins zu. In den hier besprochenen, relativ unbeanspruchten Gesteinstypen wird die Saussuritisierung bei mittlerer Vergrösserung und nicht  $\times$  Nic. als ein Auftreten von dunkelgrauen Flecken, seltener von Zoisitbesen, die nur einen Teil des Plagioklasindividuums einnehmen, beobachtet. Diese Flecken treten in Bezug auf das sie beherbergende Plagioklaskorn ganz unregelmässig auf. Sie greifen oft über die Korngrenze von einem Indi-

viduum auf das benachbarte über. Der Sericit findet sich in kleinen, wirr aggregierten Schüppchen ausserhalb der saussuritisierten Partien unregelmässig verteilt. Neubildungen von grösseren Zoisitkörnern können gelegentlich wahrgenommen werden; Albitneubildungen sind nur sehr selten beobachtbar.

Die mechanische Beanspruchung des Plagioklases äussert sich ferner durch leichte Verbiegungen seiner Lamellen und durch fast durchgehende schwache undulöse Auslöschung.

Der Kalifeldspat ist meist Mikroklin. Die charakteristische Gitterung ist nur selten scharf erkennbar, öfters aber verschwommen angedeutet. Oft fehlt sie jedoch ganz. Orthoklas tritt in seltenen Fällen auf. Manchmal ist eine Entscheidung, ob das monokline oder das trikline Kalifeldspatmineral vorliegt, wegen starker undulöser Auslöschung nicht möglich. Die Kalifeldspäte weisen stets perthitische Entmischungen in Form von feinen Lamellen oder tropfenförmigen Flecken von albitreichem Alkalifeldspat oder Albit auf. Sericitisierung ist nicht selten. Inbezug auf die Stellung in der kristalloblastischen Reihe lässt sich Quarz gegenüber manchmal kein Unterschied nachweisen: Die einzelnen Körner zeigen dann dieselben zerlappten, xenoblastischen Formen wie die des Quarzes und passen sich den Umrissen aller andern Mineralien an. In andern Fällen ist eine Tendenz zur Eigengestalt wenigstens angedeutet.

Wie w. u. dargetan werden soll, kommen Kalifeldspat und Plagioklas nur selten in ein und demselben Gestein vor. Wo dies ausnahmsweise doch der Fall ist, lassen sich im Dünnschliff sehr typische Vorkommen von „echtem Myrmekit“ im Sinne von SEDERHOLM (57) beobachten.

Der Granat erscheint makroskopisch in Individuen sehr verschiedener Grösse (d um 1 mm bis über 2 cm) von rosa bis violetter, aber auch rötlichschwarzer bis schwarzer Farbe.

Im Dünnschliff überragt er an Grösse die übrigen Gemengteile fast immer beträchtlich, sodass eine porphyroblastische Struktur zu standekommt. Nur selten ist sein Korn von  $\pm$  gleicher Grösse wie das der übrigen Mineralien. Seine Form ist variabel: Sehr häufig tritt er als rundliche Individuen, nicht selten als ganz unverzerrte Rhombendodekaeder auf. Andrerseits ist in geschiefereten Gesteinen oft auch dickspindelige Gestalt zu beobachten. Die Längsachse liegt dann parallel der Schieferungsebene. Die Risse, die normalerweise den Granat nach allen Richtungen durchziehen, liegen in diesem Fall hauptsächlich senkrecht zur Längsachse des dickspindeligen Kernes. Diese Ausbildungsform spricht für eine Aus- oder Umkristallisation

des Granats unter einseitigem Druck. — Der Granat erscheint bei mittlerer Vergrösserung stets farblos. Er ist vollkommen isotrop.

Zuweilen lässt sich entlang Rissen eine leichte Umwandlung in Pennin feststellen; oft sind die Risse auch mit (auf Kosten von Biotit-Einschlüssen gebildetem) Sericit und Chlorit ausgefüllt.

Die Einschlüsse des Granats sind sehr mannigfaltiger Art: Es können praktisch alle andern Komponenten des Mineralbestandes als solche auftreten. Je nach ihrer Grösse und Form gestatten sie, etwas über die Zeit und die Geschwindigkeit der Granatbildung auszusagen: Wenn im gute Eigengestalt aufweisenden Individuum Einschlüsse überhaupt fehlen, so sagt uns dies, dass der Granat einer relativ frühen Bildungsphase angehört und rasch gewachsen ist. Dasselbe gilt für den Fall, dass Einschlüsse zwar vorhanden, aber sowohl in den zentralen als auch in den peripheren Partien des Granats klein sind. Nun kann aber auch beobachtet werden, dass die Einschlüsse nach der Peripherie hin gröber werden. Dies spricht für eine längere Bildungsdauer des Granats, während welcher die Begleitminerale Zeit gefunden haben, sich zu entwickeln, bevor sie durch den rascher wachsenden Granat eingeschlossen wurden. Eine xenoblastische, stark buchtige Entwicklungsform des Granats, wie sie gelegentlich beobachtet wird, verrät für dieses Mineral eine Bildungsphase, die weitgehend mit derjenigen der mit ihm lappig vergesellschafteten Mineralien Quarz und Feldspat übereinstimmt.

Der Biotit erscheint makroskopisch in Gestalt schwarzer, bronzeschillernder Blättchen.

U. d. M. ist er, wenn frisch, stets intensiv pleochroitisch:  $n_a =$  hellgelb,  $n_v =$  dunkelrotbraun. Seine Verteilung im Dünnschliff ist mannigfaltig: Bald ist er in einzelnen Blättchen  $\pm$  regelmässig im kristalloblastischen Gewebe verbreitet, bald durchzieht er dieses letztere zu schmalen Zügen angeordnet, oder er bildet strahlige Aggregate und Nester. Mit Sillimanit ist er oft zu durchgehenden Lagen vergesellschaftet, die die Granatporphyroblasten flaserig umfliessen. — Der Biotit besitzt im allgemeinen relativ gute Eigengestalt: Man beobachtet länglich-rechteckige, selten hexagonale Umrisse. Xenoblasten, buchtige und zerlappte Formen sind jedoch häufig. Die primäre Eigengestalt des Biotits wird teilweise verwischt durch mechanische Beanspruchung. Knickung, Aufblätterung und Stauchung sind nicht selten. Gelegentlich kann der Zerfall eines Biotitindividuums in Schüppchen kleinerer Ordnung, doch gleicher optischer Eigenschaften, beobachtet werden.

Hand in Hand mit der mechanischen Beanspruchung des Biotits geht seine Zersetzung. Hiervon können verschiedene Arten, ferner Stufen von zunehmender Intensität unterschieden werden: Eine Zersetzungsfom ist die Ausbleichung: Farbe und Doppelbrechung des Biotits werden schwächer und verschwinden schliesslich ganz. Diese Art der Zersetzung hat ihr Endstadium erreicht, wenn anstelle des Biotits nur noch ein „Skelett“ dieses Minerals zurückbleibt. Es besteht aus Erzschnüren, die die fröhern Umrisse des Biotits abbilden. Dazwischen können sich Neubildungen von Pennin und Sericit, seltener von amorpher oder doppelbrechender  $\text{SiO}_2$ -Substanz einschalten (Baueritisierung). Die Ausbleichung kann in andern Fällen auch nur soweit fortschreiten, dass der Biotit von einem alle optischen Eigenchaften des Muskowits aufweisenden Mineral ersetzt wird.

Eine andere Art der Zersetzung des Biotits ist die Chloritisierung: Pennin tritt pseudomorphosenartig an die Stelle des Biotits. Damit im Zusammenhang steht oft die Neubildung von Sericit, ferner von Titanit und Erz.

Interessant ist die Beobachtung, dass in vielen Dünnschliffen die Zersetzung der Biotitindividuen eine sehr unterschiedliche ist: In gewissen Partien des Schliffes vollständig frisch, kann der Biotit in andern sehr weitgehend zersetzt sein; dieser Umstand illustriert die Bereitschaft des Biotits, sich bei jedem, auch dem kleinsten Anstoß von aussen, den herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen anzupassen. Der im Granat eingeschlossene Biotit ist in der Regel der Zersetzung weniger unterworfen, als der normal im Dünnschliff auftretende.

Der Sillimanit ist makroskopisch immer gut erkennbar. Er erscheint dem Beobachter als ein filziger, aus vielen feinen, weissen Nadeln bestehender Überzug des Hauptbruches der ihn führenden, stets leicht schiefrigen Gesteine. Oft sind auch einzelne dünne Stengel gut identifizierbar.

Dementsprechend erscheinen die Sillimanitindividuen u. d. M. als Stengel von beträchtlicher Dicke ( $d$  im Mittel um 0,1 mm (Fig. 1, Taf. I)). Ausnahmsweise können Durchmesser bis über 1 mm beobachtet werden. Die Eigengestalt des Sillimanits ist stets eine vollkommene, durch das Vertikalprisma (110), ferner durch das seitliche Pinakoid (010) gegebene. (In einem einzigen Fall wurde ein rundliches Korn ( $d = 0,5$  mm) ohne jede kristallographische Begrenzung beobachtet.) Endflächen fehlen. In den rhombenförmigen Querschnitten ist die sehr vollkommene Spaltbarkeit nach (010) gut zu

beobachten. Sehr deutlich und immer vorhanden ist auch eine Absonderung nach der Basis.

Der Sillimanit ist vollständig farblos, frei von Pleochroismus und optisch positiv. Der Achsenwinkel ( $2V_Y = 29^\circ$ ) lässt sich sehr zuverlässig einmessen.

Die Sillimanitstengel sind stets streng parallel für sich oder mit Biotit zu Zügen angeordnet; sie umfliessen vorzugsweise die Granatporphyroblasten. In Form von Einschlüssen tritt Sillimanit in fast allen übrigen Hauptgemengteilen auf.

Infolge mechanischer Beanspruchung sind die Sillimanitstengel oftmals verbogen und löschen dann undulös aus. Bei starker Stauung kommt es vor, dass terminale Partien dicker Stengel in — oft quergestellte — „Bündel“ feinster Nadelchen ( $d = 0,01$  mm) zeragliert sind. — In bezug auf Zersetzung erweist sich das ausgesprochene Katamineral auch bei starker äusserer Beeinflussung als sehr widerstandsfähig. Immerhin kann in seltenen Fällen beobachtet werden, wie die Brechungsindizes des Sillimanits niedriger werden; zugleich nimmt die Doppelbrechung ab, ohne dass sich jedoch der Achsenwinkel merklich ändert; die Stengel verlieren die Bestimmtheit ihrer Umrisse. Ganz schwache Sericitisierung ist zu beobachten. Bei Anwesenheit von zersetzen Biotit im Dünnschliff kann es lokal zu vollständiger Sericitisierung von Sillimanitindividuen kommen: In einem Fall fanden sich im Dünnschliff zersetzer Biotit und relativ stark mechanisch beanspruchter Sillimanit. Wo die beiden Mineralien unmittelbar im Kontakt miteinander waren, fand vollständige Verdrängung des Sillimanits durch Sericit statt, während in den übrigen Partien des Dünnschliffs Sericitbildung auf Kosten von Sillimanit nicht zu beobachten war (Fig. 1, Taf. I).

Der Cordierit erscheint, wenn frisch, makroskopisch als ein quarzhähnliches, jedoch leicht milchig trübes, hartes Mineral. Mit beginnender Zersetzung wird er grünlich, und seine Härte nimmt ab. In fortgeschrittenen Stadien der Zersetzung findet man an seiner Stelle eine lauchgrüne, weiche Substanz ( $H = 2 - 3$ ).

U. d. M. erkennt man den frischen Cordierit leicht mit Hilfe seiner oft sehr charakteristischen polysynthetischen Durchkreuzungsdrillinge nach (110) (Fig. 2, Taf. I). Daneben sind auch unverdrillingte Individuen (völlig xenoblastisch ausgebildet) nicht selten. Bemerkenswert ist, dass der Cordierit der hier geschilderten Gesteine stets optisch positiv ist ( $2V_Y$  schwankend:  $75 - 86^\circ$ ). Die Lichtbrechung ist etwas höher als die des Quarzes; Pleochroismus wurde nie beobachtet. — Cordierit steht in der kristalloblastischen Reihe

hinter Sillimanit, Granat und Biotit, jedoch deutlich vor den Feldspäten und Quarz.

Cordierit wurde in den Dünnschliffen relativ selten angetroffen. Es muss zugegeben werden, dass die Möglichkeit, ihn mit Quarz oder Plagioklas zu verwechseln, besteht (Cordierit-Drillinge, deren eines der drei Lamellensysteme nur rudimentär entwickelt ist, können oft von polysynthetischen Plagioklasindividuen kaum unterschieden werden. Die Auswertung eines Universaldrehtisch-Stereogramms im Sinne einer Plagioklasbestimmung ergäbe den Trugschluss, dass ein Bavenozwilling von intermediärer Zusammensetzung vorliegt<sup>4)</sup>). Die Ausmessung der Plagioklase fast aller Dünnschliffe auf dem Univer-



Fig. 3. In feine Lamellen aufgeblätterter Graphit mit zwischengelagerten Muskowitneubildungen.

saldrehtisch, sowie die genaue Verfolgung der Zersetzungerscheinungen, von welchen der Cordierit nie ganz frei ist, sollten jede Verwechslung ausschliessen. Die Zersetzung, die von Saussuritisierung sehr verschieden ist, unterscheidet den unverdrillingten Cordierit von Quarz und von Plagioklas. Sie kann in mehreren Stadien beobachtet werden. In ihrer am wenigsten vorgerückten Form besteht sie aus der Bildung von Sericit-, seltener von Chloritschüppchen, verbunden mit der Abnahme oder dem Verschwinden der Doppelbrechung bis zur Isotropie der Cordieritsubstanz. Diese Zersetzungerscheinungen treten in schmalen Randzonen und längs Rissen der Cordieritkörper auf. Sie nehmen — in fortgeschritteneren Stadien — dem stets dichter werdenden, unregelmässigen Rissystem entlang noch zu und beginnen, sich auch flächenhaft zu entwickeln, sodass nur noch einzelne Kerne unzersetzten Cordierits übrigbleiben, die schliesslich ganz verschwinden können. In der nach Cordierit pseudomorphen, zersetzen

<sup>4)</sup> Darauf hat schon WILLEMSE (66) hingewiesen.

Masse herrscht die isotrope Substanz vor; die Sericitschüppchen liegen regellos darin eingebettet. Bei mittlerer Vergrösserung und nicht gekreuzten Nicols erscheinen die Pseudomorphosen gelblich-grau getrübt. Der zum Handstück mit dem makroskopisch grünen, weichen Zersetzungspunkt des Cordierits gehörende Schliff ist durch intensive Neubildung von Sericit in der soeben beschriebenen Masse ausgezeichnet, Sericitindividuen sind in Form charakteristischer, oft geflammter Schuppen miteinander vergesellschaftet. Die Neubildungen entwickeln sich von einer gemeinsamen Achse aus, senkrecht zu ihr in die zersetzte Cordieritmasse vordringend. Sie löschen alle miteinander aus. Der Sericit nimmt im Dünnschliff von der Fläche der pseudomorphen Masse ungefähr die Hälfte ein. Dies ist das fortgeschrittenste Stadium der Cordierit-Zersetzung (Fig. 3, Taf. I). — Die hier wiedergegebenen Tatsachen stempeln diese Umwandlung im Sinne der von GAREISS stammenden Untersuchungen (18) zu einer *Pinitisierung* des Cordierits.

Nur selten als Hauptgemengteil tritt Graphit auf. Makroskopisch erkennt man ihn in vielen Typen der Tonerdesilikatgesteine in Form von metallischglänzenden einzelnen oder zu Nestern aggregierten Blättchen (d bis 2 mm).

U. d. M. sind die ± rechteckigen, im auffallenden Licht dunkelstahlgrau schimmernden und oft eine leichte Streifung aufweisenden Individuen von Erzmineralien meist gut zu unterscheiden. Sehr typisch ist die Tendenz des Graphits, in — möglicherweise gesetzmässiger — Verwachsung mit Biotit aufzutreten. Es kann oft lamellarer Wechsel der beiden blättrigen Mineralien beobachtet werden. Ist der Biotit der Zersetzung anheimgefallen, so kommt eine starke, scheinbare Aufblätterung des Graphits zustande (Fig. 3). Die Zwischenräume der Graphitlamellen sind zuweilen von Muskowitneubildungen ausgefüllt.

Der Chlorit ist immer ein typisch sekundäres Mineral. Die Zersetzungsprozesse, die zu seiner Neubildung führen, sind w. o. erörtert worden. Es handelt sich immer um hellgrünen Pennin; er ist optisch positiv und zwar zweiachsig mit kleinem 2V oder einachsig. Seine Interferenzfarben sind stets anomale: tintigblau bis violett, bräunlich oder stahlgrau.

Die verschiedenen Arten der Neubildung von Sericit bis Muskowit sind ebenfalls schon erwähnt worden. Dass es sich bestimmt um Kaliglimmer handelt, geht schon daraus hervor, dass die Neubildung stets — auch wenn sie in zersetzenem Plagioklas erfolgt — mit Zersetzung von Biotit im Zusammenhang steht.

Auf Zersetzung von Biotit ist auch die Bildung von Titanit zurückzuführen.

**Rutil** ist ein häufiges Begleitmineral, das als Körner von beträchtlicher Grösse und selten auch in Form von herzförmigen Zwillingen auftritt. Er gehört sicher zum primären Mineralbestand.

**Zirkon** fehlt in keinem der hier beschriebenen Gesteine. Sehr häufig als Einschluss in Biotit auftretend, veranlasst er merkwürdigerweise nie die Bildung pleochroitischer Höfe.

**Zoisit** kommt selten in Form mittelgrosser Körner im Gefolge von zersetzt Plagioklas vor. Gelegentlich treten **Apatit** und **Erz** (**Magnetit** und **Pyrit**) auf.

Kein einziger der Hauptgemengteile der Serie der Tonerdesilikatgesteine kommt in allen Typen vor. Fast immer ist jedoch Granat Hauptgemengteil (HG). Sehr häufig HG und manchmal Nebengemengteile (NG) sind Biotit, Sillimanit, Plagioklas und Quarz. Kalifeldspat ist ein nicht seltener HG. Cordierit wurde einigemale als HG und einmal als NG gefunden. Graphit tritt in einem Gesteinstypus als HG, oft als NG, seltener als Übergemengteil (ÜG) auf. Sowohl NG als auch ÜG sind Sericit/Muskowit, Chlorit, Zoisit, Titanit, Rutil, immer ÜG Zirkon und gelegentlich ÜG Apatit, Pyrit und Magnetit.

Beim Durchmustern aller gefundenen Tonerdesilikatgesteine ergibt sich sofort die Tatsache, dass von allen möglichen Kombinationen der als HG auftretenden Mineralien nur eine beschränkte Anzahl verwirklicht ist. Es können insgesamt 14 Typen unterschieden werden. Eine ganz kurze Übersicht über Mineralbestand (mit roher Schätzung der Verhältniszahlen der einzelnen Komponenten), Struktur und Textur, sowie gewisse makroskopische Eigenschaften soll für jeden von ihnen hier gegeben werden.

I. **Granat** 50, **Biotit** 50. (Die Zahlen bedeuten % des Hauptmineralbestandes.) Die beiden HG bilden ein massiges bis leicht kristallisationsschiefriges, grano- bis lepidoblastisches Gefüge; Granat liegt in Form runder, mittelgrosser Körner in den biotitischen Partien eingebettet. Es finden häufig Übergänge in plagioklasreiche (injizierte) Partien statt. Bezeichnung: **Biotit-Granatfels**.

II. **Granat** 60, **Andesin** 10, **labrador** 40. Es liegt ein sehr feinkörniges, völlig massiges bläulich-rötliches Gestein vor. Der Plagioklas füllt xenoblastisch die Zwischenräume der gut eigengestaltigen Granatindividuen aus. Als NG tritt viel Rutil auf. Die Struktur ist granoblastisch. Bezeichnung: **Plagioklas-Granatfels**.

III. Biotit 10—50, Labradorandesin bis Andesin-labrador 50—90. In einer mittel- bis grobkörnigen Grundmasse von Plagioklas liegt unregelmässig in Form von Nestern oder regelmässig als einzelne Blättchen Biotit verstreut. Der Beginn einer Schieferung ist angedeutet. Quarz ist stets, Granat manchmal NG. Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch. Bezeichnung: Biotit-Plagioklasgneis.

IV. Granat 30—60, Biotit 10, Andesin labrador 30—60. Die Grundmasse des richtungslosen, meist hellen Gesteins ist auch hier Plagioklas mittleren Kornes. Darin schwimmt Granat in mittelfeiner bis grober Ausbildung, begleitet von Biotitlagen und -nestern. Quarz und manchmal Sillimanit sind die wichtigsten NG. Die Struktur ist grano- bis porphyroblastisch. Bezeichnung: Kinzigit.

V. Granat 10—20, Biotit 10—30, Andesin bis Oligoklas andesin 40—70, Quarz 10—30. Dieser Typus ist ein massiges oder infolge von feiner Injektion lagiges Gestein mittleren Kornes. Je nach der Menge von Plagioklas kann es helleres oder dunkleres Aussehen annehmen. Die Struktur ist mehrheitlich grano-blastisch (die Granatindividuen sind kaum grösser als ihre Begleitmineralien). Bezeichnung: Kinzigitgneis.

Typus IV und V unterscheiden sich mineralogisch im wesentlichen nur durch das Mengenverhältnis von Quarz und durch die Basizität des Plagioklases.

VI. Granat 80, Sillimanit 10, Labradorandesin 10. Die stark vorherrschenden, gerundeten, rötlichen Granate prägen dem Gestein ihre Farbe auf. Plagioklas und Sillimanit füllen die Räume zwischen den Granatindividuen in flaserigen Zügen aus. Quarz, Rutil und pinitisierte Cordierit sind die wichtigsten NG. Die Struktur ist porphyroblastisch, die Textur massig. Bezeichnung: Sillimanit-Granat-Plagioklasfels.

VII. Granat 60, Sillimanit 30, Mikroklin 10. Durch die  $\pm$  parallelen Lagen von Sillimanit, die sich im Verband mit Mikroklin flaserig um die Granatindividuen legen, erlangt das Gestein eine deutliche Schiefrigkeit; Haupt-, Längs- und Querbruch sind leicht auseinanderzuhalten. Wichtigste NG sind Biotit, Quarz und Rutil. Die Struktur ist porphyroblastisch. Bezeichnung: Quarzärmer Sillimanit-Granat-Alkalifeldspatgneis.

VIII. Granat 40, Sillimanit 15, Mikroklin 25, Quarz 20. Das vorwiegend hellrötlich gefärbte Gestein ist fein geschiefert.

Biotit ist der verbreitetste NG. Die Struktur ist porphyroblastisch. Bezeichnung: Sillimanit-Granat-Alkalifeldspatgneis.

IX. Granat 30—40, Sillimanit 10, Biotit 10—20, Kalifeldspat 30, Quarz 10. Es liegt ein geschiefertes, oft fast violett schimmerndes Gestein vor. Zwei texturelle Untertypen sind auseinanderzuhalten: Der Granat des einen tritt in Form grosser linsenförmiger Porphyroblasten auf und wird von sehr deutlichen, einander ablösenden Lagen von Biotit und von Kalifeldspat-Sillimanit flaserig umschmiegt. Der Granat des andern Typus ist von mittlerem, ebenfalls linsenförmigem Korn; seine Begleitminerale umfliessen ihn in weniger geordneter textureller Lagerung. Der erste Typus zeigt ausgesprochene Neigung zu Plattenbildung, der zweite zerfällt eher in Quader. Graphit ist der wichtigste NG. Zwischen Quarz und Biotit kommt es oft zu innigen vermiculären Verwachsungen, die im Sinne von SEDERHOLM (57) als symplektitische Bildungen anzusprechen sind. Bezeichnung: Sillimanit-Kinzigit.

X. Granat 25, Sillimanit 10, Biotit 10, Mikroklin 15, Andesinlabrador 25, Quarz 15. Quarz/Feldspat- und sillimanitreiche Lagen umfliessen stark flaserig die linsenförmigen, grossen Granatindividuen. Als wichtigster NG tritt Graphit auf. Bezeichnung: Sillimanit-Kinzigitgneis.

XI. Granat 35, Sillimanit 10, Graphit 10, Andesin 30, Quarz 15. Das kristallisationsschiefrige, manchmal grobflasige Gestein ist das graphitreichste der ganzen Serie. Die bis 2 cm Durchmesser aufweisenden Granate liegen als Prophyroblasten in einem unruhigen grano- bis nematoblastischen Grundgewebe aller übrigen HG. Bezeichnung: Graphit und Sillimanit führender Granat-Plagioklasgneis.

XII. Granat 20, Sillimanit 10, Cordierit 40, Quarz 30. Die rötlichen Granatindividuen liegen in stark pinitisierter, schwärzlichgrüner Grundmasse eingebettet. Die Textur ist leicht flaserig; die Struktur ist, da Granat-, Quarz- und Cordieritkörper von derselben Grössenordnung sind, mehrheitlich granoblastisch. Als NG tritt Graphit reichlich auf. Bezeichnung: Sillimanit führender Granat-Cordieritfels.

XIII. Granat 35, Sillimanit 10, Biotit 10, Cordierit 25, Quarz 20. Es liegt ein sehr schönes, frisches Gestein vor, dessen blutrote Granate als Prophyroblasten aus dem leicht geschieferten Gewebe von milchigtrübem Cordierit, Biotit, Sillimanit und Quarz herausragen. Es kommen symplektitartige Verwachsungen von Quarz mit Biotit, aber auch von Quarz mit Sillimanit und Cordierit vor. Be-

zeichnung: Sillimanit und Biotit führender Cordierit-Granatfels.

XIV. Granat 55, Sillimanit 10, Cordierit 15, Andesinlabrador 10, Quarz 10. Der rote Granat und der lauchgrüne, völlig pinitisierte Cordierit geben dem massigen Gestein ein eklogitähnliches Aussehen. Die Struktur ist porphyroblastisch. Biotit ist wichtigster NG. Bezeichnung: Sillimanit führender Cordierit-Granatgneis.

Unter diesen 14 Typen weisen manche gewisse Beziehungen zueinander auf: Bei qualitativ gleichem Mineralbestand weichen sie zum Teil nur durch dessen quantitative Verschiedenheit voneinander ab, oder sie unterscheiden sich bloss durch den verschiedenen Charakter ihres Feldspates. Schon erwähnt wurde das Beispiel der Typen IV und V. Ähnlich verhalten sich die Typen VI, VII und VIII zueinander. VII geht durch Zunahme der Quarzkomponente in VIII über und unterscheidet sich vom plagioklasführenden Typus VI bloss dadurch, dass sein Feldspat Mikroklin ist. In X treten Kalifeldspat und Plagioklas auf, in IX ist bei sonst gleichem Mineralbestand nur der erstere, in XI nur der letztere vorhanden. Typus XI unterscheidet sich von den beiden ihm vorangehenden Typen ausserdem durch das Auftreten von Graphit als HG. Aber auch der Übergang von VIII in IX, der durch zusätzliches Auftreten von Biotit im Mineralbestand zu stande kommt, ist nicht ein unvermittelter. In der Gruppe der Typen XII, XIII und XIV ist die Anwesenheit von Cordierit das fundamentale Merkmal. Dem Auftreten, resp. Nichtauftreten von Biotit und Plagioklas kommt erst in zweiter Linie Bedeutung zu. Als nur aus zwei HG bestehende Gesteine lassen sich die Typen I, II und III zu einer Gruppe zusammenfassen.

Zur Charakterisierung der Tonerdesilikatgesteine ebenso wichtig wie die aufgestellten Typen sind die Übergänge, die sie verbinden. Die 14 Typen können daher niemals die Tonerdesilikatgesteine in ihrer ganzen Mannigfaltigkeit repräsentieren, sondern sie sollen bloss ein Rahmenschema darstellen. Sie gestatten auch, ohne dass hier schon auf spezielle Erscheinungen eingegangen sei, einen Einblick in eine interessante Gesetzmässigkeit: Die Anwesenheit von Plagioklas scheint diejenige von Kalifeldspat auszuschliessen und umgekehrt (Typus X bildet die einzige Ausnahme). Ferner ist in den Kalifeldspatgesteinen immer, in den Plagioklasgesteinen jedoch nur gelegentlich Sillimanit vorhanden.

Übergänge der Typen ineinander sind im Feld immer wieder zu beobachten. In bestimmter Richtung erfolgende Zunahme gewisser

Mineralien auf Kosten anderer leitet von einem Gestein zum andern über; und zwar ist der Wechsel senkrecht zum allgemeinen Streichen in der Regel ein rascher: es darf behauptet werden, dass 1 m mächtige Schichten ein und desselben Gesteins unter den Tonerdesilikatgesteinen zu den Seltenheiten gehören. Parallel dem Streichen kann die mineralogische Zusammensetzung auf ziemlich lange Strecken dieselbe bleiben. Unter diesen Umständen ist es recht schwierig, etwas über die Häufigkeit des Vorkommens und die Verteilung im Feld der einzelnen Typen von Katatonerdesilikatgesteinen der Valpellineserie auszusagen. Immerhin steht fest, dass die plagioklasführenden Gesteine über die kalifeldspatführenden stark vorwiegen. Von den ersten wiederum sind die Typen IV und V, ferner III die am häufigsten im Feld angetroffenen. Schon etwas untergeordnet sind die Kalifeldspat und reichlich Sillimanit führenden, wenig verbreitet die cordierithaltigen Typen. I und II sind ausgesprochen selten. In bezug auf die räumliche Verteilung der Gesteinstypen im Untersuchungsgebiet ist festzustellen, dass jeder von ihnen prinzipiell überall innerhalb der Grenzen der Valpellineserie vorkommen kann. Immerhin ist es möglich, einige wenige Zonen des Vorherrschens eines bestimmten Typus auseinanderzuhalten.

Der rasche Wechsel in der Zusammensetzung der Tonerdesilikatgesteine hat zwei Ursachen: Einmal die primären Unterschiede im Chemismus der den katametamorphen Gesteinen zugrundeliegenden Sedimente (rascher Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung innerhalb einer metamorphen Serie gilt ja ganz allgemein als ein Indizium für ihren Paracharakter), sodann die an verschiedenen Orten sehr ungleiche Intensität der Injektion. Diese verursacht hauptsächlich die starken Schwankungen im Feldspat- und Quarzgehalt. Es kann, wo die Substanzzufuhr durch Injektion ihr Maximum erreicht, zur Bildung von fast nur aus Quarz und Feldspat bestehenden, massigen Gesteinen kommen. Es soll schon hier festgehalten werden, dass der Feldspat darin immer Plagioklas ist und den Quarz bei weitem überwiegt. Als übriger HG tritt — sehr untergeordnet — meist Biotit, seltener Granat auf. Eine häufig beobachtete Zusammensetzung dieser Gesteine ist die folgende: Plagioklas (meist Oligoklasandesin) 60, Quarz 30, Biotit 10. Sie sind als leukokrate Biotit-Plagioklasgneise zu bezeichnen.

#### bb) Die mechanisch beanspruchten Derivate der Tonerdesilikatgesteine

Alle oben angeführten, mechanisch wenig beanspruchten Typen der Tonerdesilikatgesteine besitzen, wie bereits erwähnt, stark bis

sehr stark mechanisch beanspruchte Äquivalente. Die Veränderungen, welche diese jenen gegenüber charakterisieren, liegen vor allem auf dem Gebiet der Mineralumkristallisationen, Mineralzersetzung, Mineralneubildungen, wie sie zum Teil schon für die relativ unbeanspruchten Typen beschrieben wurden.

Die diesbezüglichen, am Quarz zu beobachtenden Eigenschaften sind viel ausgesprochener, als die schon erwähnten. Die undulöse Auslöschung der grossen Individuen ist ausgeprägter, die anomale Zweiachsigkeit eine ganz allgemeine. Die Böhm'sche Streifung ist sehr verbreitet und oft ausserordentlich klar zu sehen. Es konnte Streifung sowohl parallel  $\omega$ , als auch parallel  $\epsilon'$  beobachtet werden. In Schnitten maximaler Doppelbrechung bilden die beiden Streifen-systeme gelegentlich eine starke, rechtwinklige, mikroklinähnliche Gitterung. — Einer noch weitergehenden mechanischen Beanspruchung passt sich der Quarz durch Kornzerfall an. Dieses Verhalten des Quarzes bildet in den beanspruchten Typen die Regel. Kataklase ist jedoch nicht häufig zu beobachten, sondern meist nimmt ein monomineralisches, granoblastisches Gewebe den Platz der grossen Quarzindividuen ein. Die neugebildeten Körner sind gerundet bis stark lappig ineinandergreifend und von sehr verschiedener Grösse: Durchmesser von 0,08 bis 0,8 mm sind häufig. Es ist offenbar, dass eine allgemeine Kataklase des Quarzes die unmittelbare Folge der mechanischen Beanspruchung gewesen ist und dass Neukristallisation die Kataklaseprodukte hat ausheilen lassen. Die Neubildung der Quarzkristalloblasten wurde von mechanischer Beanspruchung begleitet oder gefolgt, wie die leichte, aber durchwegs anzutreffende, undulöse Auslöschung auch dieser jüngsten Quarzbildungen beweist. Übergänge im Verhalten des Quarzes sind in manchen Schliffen zu beobachten: Man findet zuweilen im gleichen Dünnschliff zwei Generationen: die ältere besteht aus grossen, fremdgestaltigen Körnern, die Spuren stärkster mechanischer Beanspruchung aufweisen und hie und da auch kataklastische Formen besitzen. Die jüngere Generation setzt sich aus Körnchen von etwa zehnmal kleinerer Grössenordnung zusammen, die zu einem granoblastischen Gewebe umkristallisiert sind.

Eine besondere Art der Umkristallisation muss noch erwähnt werden: In einem grösstenteils aus Plagioklas und Quarz bestehenden, mechanisch äusserst stark beanspruchten Gestein wurde der Quarzanteil zwischen den Plagioklasindividuen zu langen, schmalen und gewundenen Zügen feinster Bruchstücke ausgewalzt. Die nachfolgende Rekristallisation sammelte diese letzteren zu granoblasti-

schen Körnern, und in einer noch fortgeschritteneren Phase der Rekristallisation schlossen sich diese zu einem einzigen, den Raum des ganzen Quarzzuges einnehmenden Individuum zusammen (Fig. 4, Taf. I).

Über die Zersetzung des Plagioklasses kann den schon erwähnten Beobachtungen nichts prinzipiell Neues hinzugefügt werden. — Die Saussuritisierung und die Sericitisierung, unter welchen die erstere im allgemeinen überwiegt, erfassen nun allerdings das ganze Plagioklasindividuum. Die wenigen, kleinen Relikte, die gelegentlich noch erhalten sind, können zur Bestimmung der Zusammensetzung des Plagioklasses kaum noch benutzt werden. Selten kommt es zur Bildung gröberer Zoisit- oder Epidotindividuen und von kleinen Albitkörnchen. Niemals aber findet eine „Entmischung“ des Plagioklasses zu einem granoblastischen Gewebe dieser Komponenten statt, wie das in vielen Gneisen der Arollaserie beobachtet wird. Können einzelne, zersetzte Plagioklasindividuen unterschieden werden, so sind sie von lappiger und mehr noch von linsiger bis dickspindeliger Form. Meist aber tritt der zersetzte Plagioklas in Zügen, die den ganzen Dünnschliff durchströmen, auf, und sehr oft bildet er eine einzige zusammenhängende „Grundmasse“, deren sericitisierte und saussuritisierte Partien bei mittlerer Vergrösserung und nicht gekreuzten Nicols als helle und dunkle (bräunlichgraue) Flecken in Erscheinung treten.

Der Kalifeldspat leistet der Zersetzung weit grösseren Widerstand als der Plagioklas. Erst bei ziemlich starker mechanischer Beanspruchung beginnt er sich zu sericitisieren. Es bilden sich winzige Schüppchen, die, wirr aggregiert, erst in lichter, dann in gedrängter Packung das Kalifeldspatkorn erfüllen. Relikte von Kalifeldspat sind fast immer erhalten; nur selten kommt es zu vollständiger Pseudomorphosenbildung. Durch Sammelkristallisation entstehen oft grössere Blättchen von Sericit, manchmal auch von Muskowit. Zuweilen beginnt die Sericitisierung nicht in allen Kalifeldspatindividuen eines Dünnschliffes zugleich, sondern sie geht von einem Teil des Dünnschliffes aus und schreitet gegen die andern Partien, wo sich Kalifeldspat befindet, fort.

Der Granat behält auch bei starker mechanischer Beanspruchung oft noch seine Frische und seine gute Eigengestalt (Rhomboedodekaeder) bei. Meist ist indessen eine leichte Chloritisierung längs seinen Rissen zu beobachten. Von diesen aus beginnt der Chlorit sich im Dünnschliff flächenhaft auszubreiten, d. h. den Granat zu verdrängen. Es können schliesslich in einer Chloritgrundmasse

schwimmende, gerundete Reliktstücke von Granat beobachtet werden (Fig. 2, Taf. II). Der neugebildete Chlorit ist immer Pennin. Als Nebenprodukte der Chloritisierung des Granats findet man gelegentlich spärlich Titanit und Calcit.

Der Biotit, der schon in den wenig mechanisch beanspruchten Typen der Tonerdesilikatgesteine die Tendenz hatte, sich zu zer setzen, kommt bei stärkerer mechanischer Beanspruchung kaum anders, als in den schon beschriebenen Zersetzung- oder Umwandlungsformen vor. Es können die „Skelette“ seiner total ausgebleichten Blättchen mit ihren Chlorit- und Sericitneubildungen und die direkt chloritisierten Individuen beobachtet werden.

Die Intensität der Zersetzung des Sillimanits ist, mechanische Beanspruchung vorausgesetzt, in hohem Grade davon abhängig, ob das zur Sericitisierung notwendige K in unmittelbarer Nähe des Sillimanits vorhanden ist. In Frage kommende Kalilieferanten sind sich zersetzender Biotit und in Sericitisierung begriffener Kalifeldspat. Wo sie im Dünnschliff auftreten, ist eine starke Sericitisierung des Sillimanits immer zu beobachten. Reliktische Individuen von stengeliger Form liegen dann in einem wirren Gewebe von Sericit. Es sind auch deutliche Pseudomorphosen zu sehen; schliesslich kann es zur vollkommenen Umwandlung des Sillimanits in Sericit kommen.

Die Zersetzungsf orm des Cordierits wurde schon beschrieben. In den mechanisch beanspruchten Typen ist Cordierit nie anders, als völlig pinitisiert, anzutreffen.

Struktur und Textur der mechanisch beanspruchten Gesteine sind denen der unbeanspruchten Typen gegenüber im allgemeinen wenig verändert. In den seltenen Fällen, wo Granatporphyroblasten von Chlorit verdrängt werden, verliert das Gestein seinen porphyroblastischen Charakter. Eine Verstärkung der Schieferung wird nie beobachtet, hingegen kann eine starke Unruhe im Verlauf einzelner Lagen der Gesteine die Textur charakterisieren.

Das Dünnschliffbild wird in erster Linie von den obgenannten Umwandlungen der Hauptmineralien beeinflusst. Die neugebildeten Epimineralien sind im allgemeinen in direkter Abhängigkeit von nur einer, maximal zwei Komponenten des alten Katamineralbestandes als Umwandlungsprodukte entstanden. Es hat sich also nicht ein ganz neuer, nur durch die pauschal-chemische Zusammensetzung des Gesteines, sowie durch die Druck- und Temperaturverhältnisse gebener Mineralbestand eingestellt; es ist blos s der alte Katamineral-

bestand durch eine Epimetamorphose mehr oder weniger überprägt worden.

Ein einziges, nur an einer Stelle anstehend gefundenes Gestein macht einigermassen den Eindruck eines eigentlichen epimetamorphen Produktes. Es erscheint der makroskopischen Betrachtung als ein sericitreicher Schiefer von grünlichgrauer Farbe, welcher allerdings noch Granat und ausgebleichten Biotit enthält. U. d. M. sind Relikte (Schwärme von erhalten gebliebenen Granatkörnchen, Biotitrückstände, sericitisierter Sillimanit) von Neubildungen zu unterscheiden. Diese setzen sich zu einem feinkristalloblastischen, homogenen Gewebe zusammen. Sericit nimmt darin eine Vormachtstellung ein. Die feinen Schüppchen ( $d$  um 0,01 mm) sind teils wahllos aggregiert, teils so angeordnet, dass in einer bestimmten Partie des Dünnschliffes alle gleichzeitig auslöschen. Bisweilen ist Bildung von Muskowitblättchen zu beobachten. Selten erscheint im Gewebe auch Chlorit in ebenso kleinen Schüppchen wie Sericit. Quarzkörnchen ( $d = 0,02-0,05$  mm) liegen in engem Verband mit den beiden blättrigen Mineralien. In diesem feinlepidoblastischen Grundgewebe schwimmen als Porphyroblasten viele Individuen eines Gliedes der Sprödglimmergruppe. Es handelt sich um das Mineral Chloritoid, welches in Form von Blättchen oder häufiger von leistenförmigen Querschnitten (Größenordnung um 0,1 mm) in oft radialer Aggregation im Dünnschliff beobachtet wird. Es weist deutlichen Pleochroismus auf:  $n_a$  = hellblaugrün,  $n_b$  = gelblichgrün,  $n_c$  = hellgelb. Die Lichtbrechung ist hoch, die Doppelbrechung sehr niedrig. Der optische Charakter ist zweiachsig positiv bei kleinem  $2V_r$ . Verzwilligung ist gelegentlich zu beobachten: Mehr faser- als lamellenförmige Individuen sind zu zwei verschiedenen auslöschenden Systemen polysynthetisch aneinander gereiht. Die Sprödglimmerporphyroblasten liegen, ohne eine besondere Richtung einzunehmen, unregelmässig im lepidoblastischen Grundgewebe.

Von den spärlichen Relikten abgesehen, liegt in dem soeben beschriebenen Gestein ein vollständig neugebildetes Produkt der Epimetamorphose vor. Kommt diesem Gestein auch höchst beschränkte Verbreitung zu, so ist ihm doch prinzipielle Bedeutung nicht abzusprechen: Unter den vielen diaphoritischen Gesteinen der Valpelline-Serie ist es der einzige eigentliche Diaphorit.

Makroskopisch macht sich die mechanische Beanspruchung durch eine zuweilen sehr intensive Klüftung des Gesteins bemerkbar. Diese kann in beliebig gelegten Ebenen verlaufen. Es ist dann oft schwierig, Handstücke zu schlagen. In andern, nicht seltenen Fällen sind

drei Scharen ausgesprochener Klüftungsebenen deutlich auseinanderzuhalten; davon fällt die ausgeprägteste stets mit der Schieferungsebene zusammen; eine andere liegt meist  $\pm$  horizontal, und die dritte schneidet die beiden erstgenannten unter schiefen, ungefähr gleichen Winkeln. Das so geklüftete Gestein hat die Tendenz, in rhomboederähnliche Sechsflächner zu zerfallen.

Die Farbe der beanspruchten Typen ist allgemein dunkler, als die der unbeanspruchten. Die Hauptursache dafür liegt in der vollständigen Saussuritisierung der sehr verbreiteten Plagioklase; anderseits entstehen durch Absatz limonitischer Substanz auf Ober- und Kluftflächen schmutzigrote bis rostbraune Tönungen.

Es war bis jetzt in bezug auf die Ursache der Deformationen der beschriebenen Gesteine stets nur von „mechanischer Beanspruchung“ die Rede. In der Tat liessen sich in keiner Weise spezielle Eigenschaften der deformierten Gesteine auffinden, die eine weniger allgemeine Bezeichnung erlaubt hätten.

Ganz anders verhält sich in dieser Beziehung eine letzte Gruppe von ebenfalls mechanisch beanspruchten Tonerdesilikatgesteinen: Sie weisen sehr deutlich die Spuren von Differentialbewegungen auf. Mylonitisation, Ultramylonitisation und noch weitergehende Zertrümmerungsscheinungen des Mineralbestandes sind die nachweisbaren Folgen. Zu deren Studium eignen sich vorzüglich die hauptsächlich aus Quarz und Plagioklas bestehenden, ursprünglich massigen Gesteine, die in engem Verband mit den Tonerdesilikatgesteinen in Zonen starker Injektion auftreten. Das normalerweise granitähnliche Gestein erlangt infolge der erlittenen Differentialbewegungen das Aussehen eines Augengneises, dessen Augen von Plagioklas gebildet werden. Das mikroskopische Bild entspricht genau dem makroskopischen Befund: Die völlig saussuritisierten und sericitisierten Plagioklaskörper liegen in dickspindeliger Form mit der Längsachse parallel der Schieferungsebene, voneinander nur durch schmale, flaserige Züge umkristallisierten Quarzes getrennt, im Dünnschliff. Das Gestein ist als ein Blastomylonit zu bezeichnen. Das nächste Stadium im Sinne zunehmender Differentialbewegung wird durch ein Gestein repräsentiert, das ebenfalls Plagioklasaugen aufweist; diese schwimmen aber in einer bläulichschwarzen Masse, die sich ihren Formen vollkommen anschmiegt. Von zahlreichen weissen Einschlüssen abgesehen, erscheint sie homogen und völlig amorph. Die Augen keilen oft nur ganz allmählich aus, sodass schmale, weisse, oft wieder anschwellende Züge ihre Fortsetzung bilden. U. d. M. erweist sich die bläulichschwarze Substanz bei mitt-

lerer Vergrösserung als braune, im allgemeinen isotrop erscheinende Masse. Erst bei stärkster Vergrösserung lassen sich darin regelmässig miteinander abwechselnde Flecken verschiedenen Charakters (Grössenordnung 0,02 mm) unterscheiden:

1. Doppelbrechende, goldgelbe, leicht pleochroitische Flecken. Wahrscheinlich handelt es sich um feine, limonitisierte Neubildungen von Sericit.
2. Deutlich als Erzanhäufungen erkennbare, dunkelbestäubte Stellen.

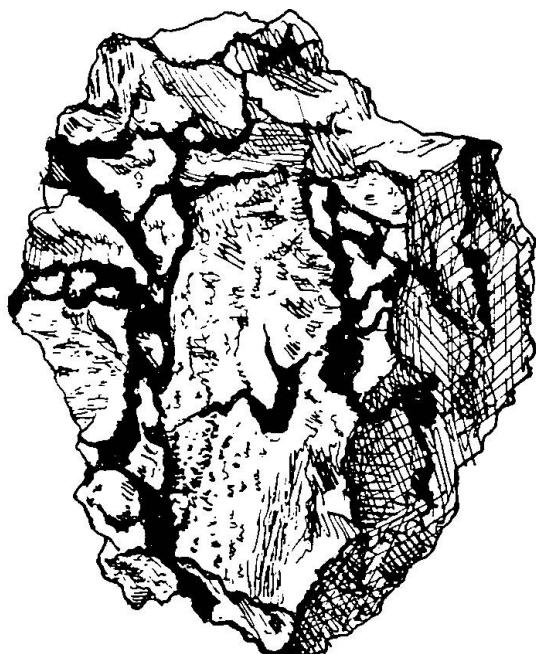


Fig. 4. Von Pseudotachyliten durchzogenes Tonerdesilikatgestein

3. Isotrop erscheinende, farblose und klare, tropfenförmige Ge- bilde. Der Charakter dieses dritten Bestandteils der bräunlichen Masse ist nicht näher bestimmbar. — In anderen Vorkommen liess der Dünnenschliff nur eine vollständig isotrope, mehr oder weniger stark braun gefärbte Grundmasse erkennen. Die Farbunterschiede scheinen in diesen Fällen einer ungleich starken Limonitisierung zu- zuschreiben zu sein. Man findet ferner zahlreiche, feine Einschlüsse von saussuritisiertem Plagioklas und von Quarz, die in der Grund- masse schwimmen. Diese wechseltlagert in Strömen von ungleicher Breite mit feinstmylonitisierten Quarzzügen, in welchen Doppel- brechung eben noch erkennbar ist, sowie mit Schnüren stark linsig ausgewalzter, völlig zersetzer Plagioklasindividuen. Intensive Fälte- lungen, welche diese verschieden gearteten Züge ergreifen, schaffen eine „pseudofluidale“ Textur (Fig. 1, Taf. II; Fig. 1, Taf. III).

Die Eigenschaften der soeben beschriebenen,  $\pm$  isotrop scheinenden Grundmasse sind denjenigen der von verschiedenen Autoren — zuerst von SHAND (58) und HAMMER (28) — aus Pseudotachyliten und Gangmyloniten geschilderten Grundmasse gleich.

Man findet die Grundmasse nicht selten in den Tonerdesilikatgesteinen. Als wenig wichtiger Bestandteil kommt sie in stark mechanisch beanspruchten Gesteinen in Form feinster Nester und netzartig verzweigter Adern und Äderchen vor. Sie kann an Bedeutung gewinnen und den Hauptanteil eines Gesteins bilden in der Weise, dass in ihr stark deformierte Partien des Nebengesteins oder auch nur noch einzelne Mineralien als Einschlüsse vorkommen. Diese Bildungen liegen konkordant in den geschieferten Tonerdesilikatgesteinen, oder sie durchbrechen sie diskordant. Lagerungsformen, die zuweilen an die von Gängen, seltener von Eruptivbreccien (Fig. 4) erinnern, können mitunter beobachtet werden, ohne dass jedoch eruptiver Charakter dieser Erscheinungen je in Frage kommen könnte. Es liegen in diesen Fällen dieselben Bildungen vor, die von BEARTH (6) in der Silvretta gefunden und beschrieben wurden. Sie können entsprechend „Gangmylonite“ genannt werden.

Nicht mehr passend ist diese Bezeichnung dann, wenn es sich um eine Schichtserie grösseren Ausmasses handelt, die in *globo* infolge von Differentialbewegungen in ausschliesslich oder hauptsächlich aus der  $\pm$  amorphen Substanz bestehende Gesteine verwandelt wurde. Dieser Prozess ist eine extrem starke Mylonitisation; ihre Produkte haben das Ultramylonitstadium schon überschritten. Sie sollen hier „aphanitische Ultramylonite“ genannt werden. Makroskopisch sind sie bläulichschwarz und vollkommen dicht. Ganz ähnliche Gesteine wurden neuerdings aus der San Andreas Fault-Zone (Californien) von WATERS und CAMPBELL (65) als „ultramylonites with an isotropic groundmass“ beschrieben.

Der chemisch-analytische Nachweis, dass die isotrop erscheinende Grundmasse der Gangmylonite und aphanitischen Ultramylonite die chemische Zusammensetzung des jeweiligen Nebengesteins aufweist, konnte erbracht werden. Es wird an anderer Stelle darauf zurückzukommen sein.

### cc) Die speziellen Lagerungsverhältnisse

Die Tonerdesilikatgesteine bilden in der Valpellineserie der Dent Blanche-Einheit bei weitem die Hauptmasse. Die andern zu dieser Serie gehörigen Gesteine treten darin als Einlagerungen auf. So ist

die spezielle Lagerung der Tonerdesilikatgesteine die der Valpellineserie überhaupt.

Das südwestlichste Vorkommen der Tonerdesilikatgesteine meines Gebietes liegt unmittelbar S Valpelline bei „ex Miniere“. Von jenem Orte aus streichen diese Gesteine — dem Tallauf  $\pm$  parallel — in NE-Richtung gegen das obere Valpelline fort. Ihr Fallen ist unmittelbar links des Buthier senkrecht bis steil NW, unmittelbar rechts dieses Baches senkrecht, steil SE, seltener auch steil NW gerichtet. Mit zunehmender Entfernung vom Talweg wird das Fallen auf der linken Seite allmählich flacher. Die Grenze Arolla/Valpellineserie ist durch konkordante Lagerung der beiden Serien ausgezeichnet. Die Beschreibung ihres Verlaufs findet sich im Kapitel über die Arollaserie. Während die Valpellineserie im untern Talabschnitt des Buthiers nur die unmittelbar links und rechts vom Bache liegenden Partien bildet, baut sie, nur wenig talaufwärts, die Gipfel Becca Morion, Pointe de Vameà und Becca di Nona auf.

Die Mannigfaltigkeit der Tonerdesilikatgesteine ist zu gross, als dass sie auf der geologischen Karte wiedergegeben werden könnte. Es wurden immerhin folgende Unterteilungen vorgenommen:

1. Zone des Vorherrschens von Kinzigiten, Kinzigitgneisen und Biotit-Plagioklasgneisen (Typen IV, V und III).
2. Zone des Vorherrschens von tafligen Sillimanit-Kinzigiten (Typus IX a).
3. Zone des Vorherrschens von gewöhnlichen, sillimanitreichen Gesteinen (Typen IX b und X).
4. konnten die grösstenteils aus Plagioklas und Quarz bestehenden, biotitführenden Gesteine (Injektionsmaxima der Tonerdesilikatgesteine) ausgeschieden werden.
5. wurden alle mechanisch stark beanspruchten Typen, welche keine Anzeichen erlittener Differentialbewegungen aufweisen, zu einer Gruppe vereint, angegeben.
6. wurden die Gangmylonite und aphanitischen Ultramytonite in die Karte aufgenommen.

Interessant ist weniger die Verteilung der mineralogischen Typen der Katatonerdesilikatgesteine innerhalb der Grenzen der Valpellineserie, für welche sich keine Gesetzmässigkeit finden lässt, als diejenige der wenig und der stark mechanisch beanspruchten Gesteine. Die ersten liegen — roh ausgedrückt — zentral, die letzteren peripher im Zug der Valpellineserie verteilt. Wohl kommen Spuren mechanischer Beanspruchung auch in der Nähe des Talwegs, wo die

relativ unbeanspruchten Typen bei weitem vorherrschen, immer wieder vor; zur bestimmenden Eigenschaft werden sie jedoch erst in der Nähe des Kontakts mit den Gesteinen der Arollaserie. Am Kontakt selbst werden, wo immer dieser der Beobachtung zugänglich ist, die aphanitischen Ultramylonite als die Vertreter der Valpellineserie gefunden. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 5 m; doch ist die Zone, in welchen sie und die Gangmylonite in gewöhnlich stark deformierten Typen der Tonerdesilikatgesteine unregelmässig verteilt liegen, oft bis 20, seltener bis 50 m mächtig. Aus dem Studium der Grenzverhältnisse der Arolla- und der Valpellineserie, welches den mechanischen Charakter des Kontaktes offenbart, geht die Annahme eines Überschiebungshorizontes zwischen beiden Serien als notwendige Folgerung hervor. Die Tatsache, dass die bei dieser Überschiebung entstandenen und erhalten gebliebenen mechanischen Deformationen für die Tonerdesilikatgesteine der Valpellineserie von kaum zu überbietender Intensität, für diejenigen der Arollaserie im Vergleich damit recht geringfügig sind, ist ein interessanter Beitrag zu dem Problem der selektiven Metamorphose.

#### dd) Anhang: Die Hornfelse

In den Tonerdesilikatgesteinen der Valpellineserie treten häufig Einlagerungen von hornfelsartigem Charakter auf. Es handelt sich um linsen- bis gangförmige Vorkommen eines vollkommen massigen, sehr feinkörnigen, grauschwarzen bis bräunlichen Gesteins. Die Einlagerungen sind meist nur finger- bis handbreit (Mächtigkeiten bis 1 m sind sehr selten zu beobachten) und keilen im Streichen rasch aus. Durch diese Eigenschaften, aber auch durch das vollständige Fehlen von Injektionserscheinungen, heben sich die Hornfelse von ihrem Nebengestein ab. Und doch sind sie in offensichtlicher Weise an Zonen starker Injektionstätigkeit gebunden: Sie treten stets im Kontakt mit stark injizierten Tonerdesilikatgesteinen, relativ breiten Injektionsadern oder Pegmatiten auf. In den beiden letztern Fällen ist der Übergang des einen Gesteins in das andere stets ein messerscharfer; im ersten Fall kann ein allmählicher Wechsel im Mineralbestand und in der Korngrösse zuweilen beobachtet werden, doch ist auch hier eine ziemlich scharfe Grenze häufiger. Auch mit den Amphiboliten der Valpellineserie besteht ein enger Zusammenhang: Wo diese letzteren von einem Pegmatit durchbrochen werden, bildet oft ein Hornfels die Kontaktpartie.

U. d. M. erscheinen die Hornfelse als Gesteine von etwas wechselnder Zusammensetzung, die aber im wesentlichen charakterisiert

sind durch das Auftreten von Hypersthen und einem basischen Plagioklas als stets wichtigste HG.

Der Plagioklas schwankt in seiner Zusammensetzung zwischen den Werten 60 An bis 85 An: Es ist Labrador bis Bytownit. Polysynthetische Verzwilligung ist die Regel, doch wurden auch einfache Zwillinge beobachtet; Zwillingsgesetz ist stets das Albitgesetz. Oft ist eines der beiden Lamellensysteme, resp. eine der beiden Lamellen, quer zur Verwachsungsebene nochmals fein verzwilligt. Dieses zweite Zwillingsgesetz konnte nicht ermittelt werden; möglicherweise ist es — wie in den Plagioklasen der Tonerdesilikatgesteine — das Periklin- oder das Aklingesetz. — Die Plagioklasindividuen sind stets isometrisch und zeigen keinerlei kristallographische Begrenzung. Sie greifen oft lappig ineinander und in die Einbuchtungen der übrigen HG. Der Korndurchmesser beträgt im Mittel = 0,2 bis 0,25 mm. — Die Zersetzung des basischen Plagioklases ist in vielen Vorkommen der Hornfelse relativ geringfügig. Die Saussuritisierung überwiegt die Sericitisierung, welche nur in Dünnschliffen, die auch Biotit führen, beobachtet wird. In der Regel erfüllen die saussurisierten Partien nur einen — meist zentralen — Teil des Plagioklaskornes. Sie erscheinen bei mittlerer Vergrösserung und nicht gekr. Nic. in Form von intensiv schwarzbraunen Flecken, die sich weit kräftiger von den nicht zersetzen Partien abheben, als dies in den saureren Plagioklasen der Fall ist. Seltener ist das ganze Plagioklaskorn saussurisiert. Typisch für den Vorgang der Saussuritisierung ist hier, dass diese nicht, allmählich stärker werdend, gleichmäßig das ganze Korn erfüllt, sondern dass sie von einem Punkte aus sich kräftig nach allen Seiten weiterentwickelt. — Sericitschüppchen finden sich gelegentlich in wirren Aggregaten von stets untergeordneter Bedeutung als Füllungsmineralien des Plagioklases. — Die Auslöschung der unzersetzten Plagioklasindividuen ist normal bis leicht undulös.

Der Hypersthen ist im Dünnschliff vollkommen farblos und niedrig doppelbrechend. Er wurde optisch auf seine Zusammensetzung hin untersucht. Der Achsenwinkel  $2V_a$  schwankt für die Gesamtheit der verschiedenen Vorkommen nur zwischen 56 und 60°. Nach den neuen Untersuchungen und Zusammenstellungen von HENRY (30) entsprechen diesem Winkelintervall zwei mögliche Zusammensetzungsintervalle. Andrerseits ist der aus Spaltblättchen bestimmte Brechungsindex  $n_y$  stets  $< 1,74$ . Damit ist die Zusammensetzung des Hypersthen ziemlich eindeutig festgelegt: Der Gehalt an  $\text{FeSiO}_3$  beträgt = 42 bis 44 Molekularprozent. — Der Hypersthen

ist stets xenoblastisch und oft von gleichem gerundetem Korn, wie Plagioklas; in vielen Fällen ist die Zerlappung stark ausgeprägt.

Der Hypersthen tritt stets in Begleitung eines diopsidischen Augites auf. Dieser ist, ohne merklichen Pleochroismus aufzuweisen, leicht hellgrünlich gefärbt und liefert folgende optische Daten:  $2V_\gamma = 56^\circ$ ,  $c/n_\gamma = 43^\circ$ . Die maximale Doppelbrechung ist mittelstark. Die Formen der Körner dieses Augites sind dieselben, wie die des Hypersthens. Umwandlungsbeziehungen zwischen den beiden Pyroxenmineralien lassen sich nicht feststellen; sie sind gleichzeitig entstanden.

Dagegen wandeln sich beide in ein und dieselbe Hornblende um, deren optische Eigenschaften die folgenden sind: Deutlicher Pleochroismus ( $n_\alpha = \text{farblos}$ ,  $n_\beta = n_\gamma = \text{hellgelichgrün}$ );  $2V_\alpha = 76^\circ$ ;  $c/n_\gamma = 16—18^\circ$ ; maximale Doppelbrechung mittel. Es liegt eine gewöhnliche Hornblende vor. Sie bildet oft die Randpartien der Augite, aber sie kann dieselben in gewissen Schliffen auch ganz verdrängen. Nicht selten sind Körner, die aus einem Augitkern und aus einer breiten Zone von Hornblende bestehen.

Biotit mit hellgelbem bis dunkelrotbraunem Pleochroismus kommt gelegentlich in kleinen Blättchen und leistenförmigen Querschnitten vor. Er ist meist frisch; nur selten findet leichte Ausbleichung statt.

Ebenfalls nur in einem Teil der Vorkommen der Hornblende findet sich Quarz. Er tritt in Form von völlig xenoblastischen, stark zerlappten Individuen von gleicher Korngrösse wie der Plagioklas und die Augite auf. Ausser einer leichten undulösen Auslöschung zeigt er keinerlei Anzeichen von mechanischer Beanspruchung.

Weitere, doch stets nur als NG oder ÜG auftretende Mineralien sind Titanit, Titanaugit, Magnetit, Apatit und Zirkon.

Ständige HG sind nur Plagioklas und Hypersthen, manchmal HG diopsidischer Augit, gewöhnliche Hornblende und Quarz. Die beiden wichtigsten Typen der Hornfelse sind Plagioklas-Hypersthenhornfels und Plagioklas-Hypersthen-Diopsidhornfels. Das zusätzliche Auftreten von Hornblende und Quarz als Hauptmineralien bedingt einige neue Typen, die jedoch keine prinzipielle Verschiedenheit von den beiden genannten aufweisen.

Die Struktur ist teils durch pflastersteinartige Anordnung der Hauptmineralien, welche gleichzeitig entstanden sind, teils durch deren buchtiges ineinandergreifen ausgezeichnet. Sie ist eine typische Kontaktstruktur. — Die Textur ist vollkommen massig.

Ein Beispiel für die zuweilen makroskopisch feststellbaren Übergänge von Tonerdesilikatgestein in Hornfels liefert ein Dünnschliff, der eine 4 cm breite Übergangsstrecke erfasst. Der Gesteinsplitter, aus welchem er gewonnen wurde, zeigt makroskopisch die folgende Zonenanordnung:

1. Zone: Stark injizierter Granatgneis; Granate mittleren Kornes schwimmen in einer hauptsächlich von Plagioklas gebildeten Grundmasse.
2. Zone: Plötzliche Verkleinerung der allgemeinen Korngrösse. Neben Granat und Plagioklas ist Biotit wichtiger HG; hornfelsartiger Granat-Biotitgneis.
3. Zone: Plagioklas - Hypersthenhornfels, durch einen allmählichen Übergang mit Zone 2 verbunden.

Im Dünnschliff beobachtet man in der ersten Zone ausser den genannten Mineralien grobe Xenoblasten von Quarz und total ausgebleichte Biotitindividuen. Der Korndurchmesser der die Granatporphyroblasten umgebenden Plagioklasxenoblasten schwankt zwischen 0,3 und 0,6 mm. In Zone 2 ist der Hauptmineralbestand Granat, Plagioklas, Quarz, frischer Biotit. Die Korngrösse der drei letzteren Mineralien geht nicht über 0,15 mm hinaus. Die Granatporphyroblasten sind ebenfalls kleiner, als die der Zone 1 und poikiloblastisch von Einschlüssen durchsetzt. Es liegt typische Kontaktstruktur vor. In der Richtung gegen die dritte Zone hin nimmt der Biotit mengenmäßig sehr rasch ab. Die Grenze, an welcher er aus dem Dünnschliff verschwindet, bezeichnet zugleich den Anfang des Bereiches, in welchem Hypersthen auftritt. Dieser nimmt in der Richtung maximaler Biotitnahme rasch zu. Der Granat verschwindet im gleichen Sinne allmählich, doch etwas weniger rasch, als der Biotit, aus dem Dünnschliff, sodass in diesem eine Partie des Zusammenvorkommens von Granat und Hypersthen beobachtet werden kann. Der von der ersten Zone am weitesten entfernte Teil des Dünnschliffes ist aus ungefähr gleichviel Hypersthen (resp. daraus hervorgegangener Hornblende), wie Plagioklas zusammengesetzt. Die Struktur ist auch hier die für Hornfels typische Kontaktstruktur. — Der Plagioklas ist das einzige in allen drei Zonen des Dünnschliffes vorkommende Mineral. Er ändert seine Zusammensetzung ganz kontinuierlich, wie dies schon die von Zone 1 nach Zone 3 allmählich erfolgende Zunahme seines Reliefs verrät: In Zone 1 ist er Andesinlaborador, in Zone 2 im Mittel Labrador, und in Zone 3 sind die An-reichsten Individuen Bytownit.

Auffällig ist, sowohl in diesem Schliff, als auch ganz allgemein, die Geringfügigkeit der Spuren der mechanischen Beanspruchung der Hornfelse. Die nur schwache undulöse Auslöschung des Quarzes, die in Anbetracht der starken Basizität des Plagioklases meist unbedeutende Saussuritisierung dieses Minerals, der frappante Unterschied in der Frische des Biotits, je nachdem ob er in der feinblättrigen Ausbildung des Hornfelses oder — unmittelbar daneben — in Form der grösseren Xenoblasten des Granat-Biotitgneises vorkommt, endlich die ganze ungestörte Textur sind Tatsachen, welche den Widerstand, den die Hornfelse einer Epimetamorphose entgegensezten, klar zum Ausdruck bringen. Es kann ja kein Zweifel darüber herrschen, dass die Hornfelse den gleichen physikalischen Bedingungen der Metamorphose unterworfen waren, wie die oft stark deformierten Tonerdesilikatgesteine gröberen Kornes, in welchen sie eingelagert sind. Es tritt hier die Selektivität der Metamorphose für Gesteine von verschiedener Korngrösse deutlich in Erscheinung. (Dass die Unterschiede in der Deformation nicht auf die Verschiedenheit der mineralogischen Zusammensetzung der hypersthenführenden Hornfelse und der Tonerdesilikatgesteine zurückzuführen sind, geht daraus hervor, dass der Biotit-Granatgneis, sobald er — wie in der Zone 2 des obenerwähnten Dünnschliffes — hornfelsartig auftritt, sich genau wie die Plagioklas-Hypersthenhornfelse verhält.)

### *b) Die Amphibolite*

Sie sind ein wichtiges Glied der Valpellineserie der Dent Blanche-Einheit. Es handelt sich um makroskopisch massig bis lagig erscheinende Gesteine mittelfeinen Korns, die als HG immer Hornblende und Plagioklas führen. Sie haben meist Injektion erlitten; diese tritt in verschiedener Weise in Erscheinung: Es können Gesteinspartien, in welchen Hornblende über die andern Mineralien dominiert, von stets  $\pm$  parallelen Plagioklasadern verschiedener, doch 1 cm nie überschreitender Breite, in unregelmässigen Abständen durchzogen werden (Typus 1 der Injektion). Andrerseits kann sich der Amphibolit aus einander regelmässig ablösenden, streng parallelen Lagen von Plagioklas und Hornblende zusammensetzen. Die einzelnen Lagen haben oft nur die Mächtigkeit eines Mineralkorns; die Injektion ist somit die denkbar feinste, gleichmässigste und intensivste (Typus 2). Zwischen diesem und dem erstgenannten Typus der Injektion lassen sich mancherlei Übergänge nachweisen, sodass die Annahme, dass im zweiten Falle lagige Sammelkristallisation und nicht Injektion stattgefunden hat, nicht zutreffend erscheint.

Mit der Injektion ist das Erscheinen von Augit im Mineralbestand aufs engste verknüpft. Er unterscheidet sich als grünes Mineral von der schwarzen Hornblende. In den dem Typus 2 der Injektion angehörenden Amphiboliten bildet er, regelmässig in den Hornblendelagen verstreut, einen Teil des Hauptmineralbestandes. In Typus 1 aufweisenden Amphiboliten ist er an die Injektionsader gebunden. In sehr charakteristischer Weise tritt dies in einem Handstück in Erscheinung, welches aus folgenden Lagen besteht:

1. einer aus viel Hornblende, ferner aus Plagioklas bestehenden schwarzbraunen Schicht (Mächtigkeit 1,5 cm);
2. einer daranstossenden, sich aus Augit und wenig Plagioklas zusammensetzenden, grünen Schicht (0,5 cm);
3. einer weissen Ader von Plagioklas (2 mm).

Diese Lagenanordnung wiederholt sich auf der andern Seite der Injektionsader spiegelbildlich. In dieser Weise bildet — oft allerdings weniger typisch — der Augit immer eine schmale Kontaktzone zwischen der hornblendereichen Partie und der Injektionsader.

Ebenfalls an Injektion gebunden scheint der Granat zu sein, doch sind hier die Beziehungen weniger klar. Immerhin gilt die Feststellung: Injektion ohne Granat ist häufig zu beobachten; Granat kommt in nicht injizierten Partien nicht vor.

Die Amphibolite liegen als Einlagerungen in den Tonerdesilikatgesteinen der Valpellineserie. Die Kontakte der beiden Gesteinsarten sind oft folgender Natur: Es findet ein allmählicher Übergang statt. Dieser geht so vonstatten, dass ein feininjizierter, augitführender Amphibolit nach einer Richtung hin auch Granat, dann ebenfalls Biotit zu führen beginnt, die in dem Masse überhandnehmen, wie Hornblende und Augit aus dem Mineralbestand verschwinden. Nach einer gewissen (stark variierenden) Strecke ist der Übergang in einen Biotit-Granatgneis vollzogen. Andere, als die beiden genannten Tonerdesilikate, treten bei diesem Typus des Kontakts — vom Plagioklas abgesehen — in nächster Nähe eines Amphibolits nie auf. Es kommen jedoch auch scharfe Kontakte zwischen Amphiboliten und Tonerdesilikatgesteinen aller Zusammensetzungen vor. — Ganz ähnlich, wie die Amphibolite in den Tonerdesilikatgesteinen eingebettet liegen, kommen diese — allerdings seltener — in jenen als Einlagerungen vor.

Die makroskopisch schwarze Hornblende erscheint u. d. M. in zwei Varietäten, einer grünen und einer braunen. Die optischen Eigenschaften je eines typischen Exemplars der beiden Varietäten sind die folgenden:

	I. <sup>5)</sup>	II.
Farbe und Pleochroismus:	$n_a =$ hellstrohgelb $n_\beta =$ bräunlichgrün $n_\gamma =$ bräunlichgrün	hellgelb bis farblos dunkelgelbbraun gelbbraun
	$c/n_\gamma = 15^\circ$	$19^\circ$
	$2V_a = 68^\circ$	$81^\circ$
D-Licht	$n_\gamma - n_a = 0,0251$ $n_\gamma - n_\beta = 0,0078$ $n_\beta - n_a = 0,0173$ $n_\gamma = 1,681$	$0,0228$ $0,0132$ $0,0096$ $1,692$
	aus Spaltplättchen parallel (110).	

Die Hauptdoppelbrechungen wurden nach BEREK (8) mit dem Kompensator bestimmt und daraus die optischen Achsenwinkel errechnet. Der gefundene Wert  $2V_a$  wurde durch die Messung auf dem Universaldrehtisch bestätigt. Messungen in mehreren andern Schliffen ergaben für  $2V_a$  Streuungen zwischen  $66^\circ$  und  $74^\circ$  für Hornblende I, zwischen  $80^\circ$  und  $82^\circ$  für Hornblende II. Wenig charakteristisch ist die Auslöschungsschiefe  $c/n_\gamma$  der beiden Hornblendens. Ausser den obigen Daten wurden für die grüne Hornblende auch Winkel zwischen  $12^\circ$  und  $17^\circ$ , für die braune Hornblende solche zwischen  $14^\circ$  und  $19^\circ$  gemessen.

Es liegen zwei verschiedenartige Ausbildungen von gemeiner Hornblende vor.

Von den optischen Eigenschaften abgesehen, weisen die beiden Hornblendens keine mikroskopisch feststellbaren Unterschiede auf. Sie kommen in der Regel in Form isometrischer Körner ( $d$  meist um 0,3 bis 0,5 mm), oft auch als stark lappige Individuen vor. Eigen-gestalt ist selten, doch können zuweilen einfache Formenkombinationen (seitliches Pinakoid und Vertikalprisma; sechsseitige Querschnitte) beobachtet werden.

Die Hornblende ist im allgemeinen frisch. Beginnende Zersetzung offenbart sich jedoch nicht selten in Form einer kleinfleckigen Umwandlung in eine schwächer doppelbrechende, schwächer pleochroitische, intensiv grüne Hornblende. Diese Umwandlung geht vorzugsweise randlich oder längs Rissen vor sich. Direkte Chloritisierung ist selten; etwas häufiger kommt es im Zusammenhang mit einer leichten Zersetzung der Hornblende zu Neubildungen von Pennin in Hohlräumen. Gegen mechanische Beanspruchung ist die Hornblende — und sind damit auch die Amphibolite — sehr widerstandsfähig. Stark deformierten Typen der Tonerdesilikatgesteinen einge-

<sup>5)</sup> Über den Chemismus dieser Hornblende vgl. S. 177.

lagerte Amphibolitlinsen bleiben — von Saussuritisierung des Plagioklasses abgesehen — nahezu unverändert. Die Folgen der Beanspruchung sind für die Hornblende fast ausschliesslich mechanische Veränderungen: Stauchungen und damit verbundene undulöse Auslösung, Zerreissungen, die oft von einer strahlsteinartigen Hornblende ausgeheilt werden, Querstellungen einzelner Faseraggregate. Interessant ist der zuweilen beobachtete randliche Zerfall der Hornblendeindividuen in kleine, ründliche Körner des gleichen Minerals, welche in mörtelkranzartiger Ausbildung das Hauptkorn umgeben.

Der Augit der Amphibolite ist im allgemeinen ein diopsidischer Augit, der folgende optische Eigenschaften aufweist: Die Farbe ist stets sehr hellgrünlich, wobei  $n_y$  manchmal eine Schattierung kräftiger erscheint als  $n_a$  und  $n_b$ .  $2V_Y = 56^\circ - 58^\circ$ ;  $c'n_y = 39^\circ - 45^\circ$ .

Form und Grösse des Korns sind sehr angenähert dieselben, wie die der Hornblende; höchstens ist manchmal eine etwas ausgeprägte Tendenz zur Eigengestalt wahrzunehmen. Auch der Augit zersetzt sich nicht leicht. In stark durchbewegten Amphiboliten sind verbogene Lamellen und undulöse Auslösung, seltener „mörtelkranzartige“ Strukturen die hauptsächlichen Veränderungen, die er erfährt. Hin und wieder wird jedoch fleckige Umwandlung in eine strahlsteinartige Hornblende beobachtet, seltener sind Pseudomorphosen dieser letzteren nach diopsidischem Augit.

In einem einzigen Fall wurde ausser diopsidischem Augit auch Hypersthen festgestellt.

Sind Augit und Hornblende im gleichen Dünnschliff vorhanden, so bilden sie, miteinander in engem Verband liegend, mit dem Plagioklas zusammen ein granoblastisches Gewebe. Sie gehören beide ± derselben Bildungsphase an, und es erscheint, angesichts der Tatsache, dass meist die Hornblende- und die Augitindividuen unverändert nebeneinander vorkommen, ausgeschlossen, dass die Hornblende ein Umwandlungsprodukt des Augits sein könnte. Ganz im Gegenteil machen die Erscheinungen in gewissen Schliffen eine Verdrängung der Hornblende durch den Augit wahrscheinlich: In einem durch eine Injektionsader von Plagioklas mit Augitsaum durchzogenen Amphibolit, beispielsweise, ist die Grenzzone Amphibolit/Augit durch sehr typische Verdrängungerscheinungen charakterisiert: Die Hornblende ist nur in unfrischen, reliktartigen Fetzen vorhanden und besitzt sehr oft starke, frische Ränder von Augit. Wo ein Mineralkorn teils aus Augit, teils aus Hornblende besteht, macht der aus letzterem bestehende Teil immer den weitaus frischeren Eindruck.

Der Plagioklas ist, soweit nicht Zersetzung der Ermittlung seiner Zusammensetzung im Wege stand, stets als Andesinlabrador bestimmt worden. Alle frischen Individuen lassen polysynthetische Verzwilligung erkennen. Als Zwillingsgesetz wiegt das Albitgesetz bei weitem vor; Periklin- oder Aklin-Gesetz ist nicht selten. Die Form der Plagioklaskörner ist durchwegs lappig und die Grösse gleich der der Hornblende- und Augitindividuen. — Die Art der Zersetzung ist weitgehend dieselbe, wie sie für die Plagioklase der Tonerdesilikatgesteine geschildert wurde. Die dort gemachte Beobachtung, dass Sericitisierung des Plagioklases u. a. durch die Nähe zersetzen Biotits bedingt ist, wird für die Amphibolite bestätigt: Da Biotit in diesen Gesteinen selten auftritt, ist die Zersetzung der Plagioklase im allgemeinen reine Saussuritisierung. Sie ist in sehr verschiedenen Intensitätsgraden zu beobachten: Von dem ganz frischen oder nur kleine Zoisitbesen enthaltenden Korn bis zum von Saussurit vollständig erfüllten Individuum, das keine Doppelbrechung mehr aufweist, sind viele Übergänge vorhanden.

Der Granat ist im Dünnschliff stets leicht rötlich gefärbt. Im allgemeinen liegt er in Form von Porphyroblasten im Grundgewebe. In ein und demselben Dünnschliff kann er in verschiedener Ausbildung beobachtet werden: Die Porphyroblasten weisen keine oder höchstens Apatit-Einschlüsse auf und sind gut eigengestaltig (Rhomboedodekaeder). Häufiger sind jedoch Einschlüsse von Erz, Hornblende, Plagioklas, Augit und Quarz wahrnehmbar. Mit dem Überhandnehmen der Siebstruktur wird auch die äussere Umgrenzung des Granats sehr buchtig; die Eigengestalt geht verloren. Kornvergrößerung der Einschlüsse leitet schliesslich zur rein granoblastischen Ausbildung von Granat in Form ausserordentlich zerlappter Körner über. — Es wurden keine Zersetzungsscheinungen des Granats beobachtet.

Biotit kommt selten als HG vor. In einem Fall wurde er in Form von gut idiomastischen, hellgelb bis dunkelrotbraun pleochroitischen, leistenförmigen Querschnitten festgestellt.

Die obigen Mineralien sind die HG der Amphibolite der Vallenineserie in der Dent Blanche-Einheit. Als NG treten auf: Apatit und Erz (Pyrit, Magnetkies; Magnetit oder Ilmenit) in oft reichlichen Mengen, Quarz und Pennin.

Als ÜG wurden festgestellt: Chloritisierter Biotit, Titanit, seltener Zirkon. Gelegentlich auftretende, kleine Spalten im Amphibolit sind mit Calcit, strahlsteinartiger Hornblende und Epidot ausgeheilt.

Es können an Amphibolit-Typen auseinandergehalten werden:

1. **A m p h i b o l i t e**; durch Verarmung an Plagioklas lokal in Hornblendefelse übergehend.
2. **A u g i t a m p h i b o l i t e**.
3. **G r a n a t - A u g i t a m p h i b o l i t e**.
4. **B i o t i t - A u g i t a m p h i b o l i t e**.

Diese Reihenfolge gibt die Häufigkeitsabstufungen der verschiedenen Amphibolite an. — Es kommen beide eingangs erwähnten Varietäten der gewöhnlichen Hornblende in allen vier Typen vor.

Die Struktur der Amphibolite ist im allgemeinen grano-blastisch, in einigen Fällen (Typus 3) porphyroblastisch.

Die Textur ist massig bis lagig, zuweilen — infolge von paralleler Anordnung länglicher Hornblendekörner — schiefrig. Die Feininjektion der Amphibolite kommt u. d. M. nicht gut zum Ausdruck. Im Handstück, oder noch besser an Gletscher- oder Bachschliffen kann sie makroskopisch eindeutig festgestellt werden.

Die Amphibolite verteilen sich auf die Valpellineserie der Dent Blanche-Einheit in Vorkommen sehr verschiedener Größenordnung; stets ist jedoch die Form ihrer Lagerung dieselbe: Es sind längliche Züge, Bänke und Linsen, die (mit den charakteristischen Übergängen) in den Tonerdesilikatgesteinen eingeschaltet liegen. Im unteren Valpelline sind diese Einlagerungen eher klein. Rasch auskeilende, nur wenige Meter mächtige Bänke, aber auch bloss handbreite Linsen sind häufig. Erst talaufwärts beginnen wichtigere Amphibolitzüge überhandzunehmen.

Die Amphibolite können als kleine Vorkommen innerhalb der Grenzen der Valpellineserie überall auftreten. Immerhin gibt es Partien, wo sie besonders zahlreich erscheinen. Ich habe diese Partien, sowie die wenigen grösseren Amphibolitzüge meines Untersuchungsgebietes auf der geologischen Karte ausgeschieden.

### *c) Die Marmore bis Kalksilikatfelse*

Diese Gesteine bilden im untern Valpelline eine Serie mit kontinuierlichen Übergängen: Von den reinen bis schwach kieseligen Marmoren leiten die Kalk- und Magnesiumsilikatmarmore zu den Kalksilikatfelsen über.

Die reinen Marmore sind normalerweise makroskopisch weisse bis hellgelbliche, seltener schwarze Karbonatgesteine von meist mittlerer Korngrösse ( $d = \text{um } 2 \text{ mm}$ ). Es kommen auch fein- und grobkörnige Varietäten vor. U. d. M. erscheinen sie, von einigen

Quarzkörnern abgesehen, nur von Karbonat gebildet, dessen stark lappig ineinander verzahnte Körner ein im wesentlichen granoblastisches Gefüge bilden. Spuren mechanischer Beanspruchung bleiben jedoch auch in diesen Gesteinen nicht aus: Ausser intensiver Verzwilligung, Verbiegungen und undulöser Auslöschung zeigen die Karbonatindividuen oft die Erscheinung eines inneren Zerfalls in ein Gemenge von kleineren, verschieden auslöschenden, ebenfalls buchtig ineinandergreifenden Körnern, ohne dass jedoch bei nicht gekr. Nic. zwischen ihnen eine deutliche Korngrenze festgestellt werden könnte. Ferner kann um die normalen Karbonatkörper die Neubildung von Körnchen geringerer Gröszenordnung beobachtet werden, die als Mörtelkränze die Grenzräume der grösseren Individuen einnehmen. — Die stärkstbeanspruchten Marmore nehmen eine Schmutziggraue Farbe an und sind äusserst feinkörnig. Im Dünnschliff erscheinen die Karbonatkörnchen auch dann nicht als Kataklasten, doch zeigt ihr sehr dichtes und feines Gewebe die Spuren starker Durchbewegung: Es treten Zonen, in welchen die Karbonatkristalle nach einer Richtung gestreckt sind, in häufigem, unruhigem Wechsel auf.

Die in den Kalk- und Magnesiumsilikatmarmoren ausser Karbonat auftretenden Mineralien, sowie ihre mikroskopische Charakterisierung sind die folgenden:

**Augit.** Es ist ein bald farbloser, bald leicht grünlicher diopsidischer Augit. Messungen ergaben für ihn:  $2V_a = 56^\circ - 59^\circ$ ;  $c/n_Y = 41^\circ - 43^\circ$ . In einem Dünnschliff konnte neben diopsidischem Augit auch Diallag an der charakteristischen Absonderung nach (100) erkannt werden; sein Achsenwinkel betrug =  $56^\circ$ , seine Auslöschungsschiefe  $c/n_Y = 49^\circ$ . Der Augit kommt in den Marmoren in Form isometrischer, rundlicher, manchmal recht gut idiomorpher Körper vor. Er ist nicht selten randlich, zum Teil auch in seinen inneren Partien fleckig in eine intensiv grüne, gemeine Hornblende umgewandelt.

**Olivin** erscheint in farblosen Körnern von mittlerer Doppelbrechung im karbonatischen Grundgewebe. Sein Achsenwinkel  $2V_a$  beträgt =  $86^\circ - 88^\circ$ ; es handelt sich demnach um einen Forsterit mit 18 bis 24 Molekularprozent beigemischtem  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ . Die tropfenähnlichen, gerundeten Körner sind nie vollständig frisch erhalten, sondern sie erweisen sich als stets mehr oder weniger intensiv serpentinisiert. Der Serpentin ersetzt den Olivin allmählich, indem er ihn netzartig durchzieht und bis auf runde, reliktische Körner, welche schliesslich ganz verschwinden können, verdrängt. In ein und demselben Schliff können alle Stufen dieses Prozesses beobachtet werden.

In den durch die Serpentinisierung erzeugten Spalten des Olivins kommt es gelegentlich zum Absatz von Sericit- bis Muskowitblättchen und von Calcitkörnchen.

Der Serpentin erscheint, wo er den Olivin ganz verdrängt hat, in gelblichen, die Umrisse des letzteren genau abbildenden Pseudomorphosen. Bei gekr. Nic. erweist er sich als Aggregat stahlblauer, wirr durcheinanderliegender Schuppen. Er ist optisch praktisch einachsig. — Als Einschlüsse in den Serpentinpseudomorphosen beobachtet man gelegentlich Neubildungen eines in feinen Schüppchen auftretenden, sericitähnlichen Minerals von mittlerer Doppelbrechung und gerader Auslöschung. Es ist jedoch optisch einachsig bis schwach zweiachsig positiv. Diese Eigenschaften, sowie das Vorkommen in engstem Zusammenhang mit der Umwandlung Forsterit-Serpentin, welche MgO liefert, lassen auf das Vorhandensein von Brucit schliessen.

Gewisse Marmore sind durch reichliche Führung von Glimmer ausgezeichnet. Dieser erscheint makroskopisch in bis 3 mm Durchmesser aufweisenden Blättchen von teils goldbrauner, teils sehr hellbräunlicher Farbe im Handstück. U. d. M. unterscheiden sich die beiden Varietäten in keiner Weise voneinander: Hohe Doppelbrechung, Abwesenheit jeder Färbung, praktisch strikte Einachsigkeit sind für beide charakteristisch. Es handelt sich in beiden Fällen um Phlogopit; der Unterschied in den makroskopisch wahrnehmbaren Farben beruht wohl auf leichter Verschiedenheit des — an sich geringen — Eisengehaltes. — Die Phlogopitindividuen liegen stets regelmässig, doch richtungslos im Dünnschliff verstreut. Sie sind mechanisch nur wenig beansprucht und im allgemeinen recht frisch, doch sind einzelne Blättchen teilweise oder fast völlig von Chlorit verdrängt. In einem Dünnschliff war vollständige Chloritisierung des Phlogopits zu beobachten. Der neugebildete Chlorit ist stets farblos (geringer Fe-Gehalt), gerade auslöschen und praktisch einachsig positiv; seine Interferenzfarben sind anomal stahlgrau bis tintig. Es ist Pennin.

Plagioklas tritt in Form stets äusserst stark zersetzter Körner in den Marmoren auf. Saussuritisierung ergreift in der Regel das ganze Individuum; Sericitschüppchen sind darin nur gelegentliche Neubildungen. Zwillingslamellen sind sehr selten zu unterscheiden; die Bestimmung der Zusammensetzung des Plagioklases ist nicht möglich. Immerhin lässt sich auf Grund der starken Saussuritisierung, der Art des Vorkommens, sowie der Beobachtungen in analogen Gesteinen (beispielsweise den von NOVARESE (48) beschrie-

benen Calabrischen Silikatmarmoren) ein intermediärer bis basischer Plagioklas vermuten.

**Titanit** ist ein recht persistenter, allerdings nie bedeutender Gemengteil der Silikatmarmore. — Nur vereinzelt kommen in gewissen Dünnschliffen **Rutil**, **Kalifeldspat**, **Apätit**, **Pyrit**, **Zoisit** und **Graphit** vor. Letzterer tritt in Form der für die Ton-erdesilikatgesteine beschriebenen, feinverteilten Blättchen auf.

Dies sind die Mineralien, die in meist wenig dichter, gleichmässiger Anordnung in dem granoblastischen Karbonatgrundgewebe der Silikatmarmore, welches in den Hauptzügen demjenigen der reinen Marmore entspricht, eingestreut liegen. Als wichtigste Typen der Kalk- und Magnesiumsilikatmarmore sind zu nennen:

- Diopsidmarmor,
- Plagioklas-Diopsidmarmor,
- Phlogopitmarmor (Cipollin),
- Phlogopit-Olivinmarmor und sein epimetamorphes Derivat:
- Chlorit-Serpentinmarmor.

Es ist auffällig, dass die hauptsächlichen Silikatmineralien mit einer einzigen Ausnahme, dem Plagioklas, Mg-reiche Silikate sind. Dieser Umstand lässt die Vermutung aufkommen, dass die Silikatmarmore ihre Entstehung einer rein thermischen Kata metamorphose eines im wesentlichen dolomitisch-kalkigen Materials (das ja ganz allgemein von  $\text{SiO}_2$ , und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Beimengungen nie völlig frei ist) verdanken. Eine solche Metamorphose ist bekanntlich durch „Entdolomitisierung“ charakterisiert, welche freies und reaktionsfähiges  $\text{MgO}$  liefert (GRUBENMANN-NIGGLI (26)). Tatsächlich sind die Silikatmarmore nie von Injektionsadern durchzogen; Materialzufuhr ist nirgends nachweisbar.

Um über das Ausgangsmaterial der Silikatmarmore etwas aussagen zu können, wurden nach dem Verfahren von PASSON, welches den Kalk- und Dolomitgehalt eines Gesteinspulvers zu bestimmen gestattet, folgende Gesteine untersucht:

1. Weisser Marmor: 82 Gewichtsprozent bestehen aus Calcit, 2 Gewichtsprozent aus Dolomit. Der Rest ist Quarz.

2. Aus einem Silikatmarmor wurde eine silikatfreie Partie herauspräpariert und der Untersuchung unterworfen. Diese ergab das Resultat, dass ein praktisch reines Karbonatgestein vorliegt, welches aus 12 Molekularprozent Dolomit und 88 Molekularprozent Calcit besteht.

3. Der Karbonatanteil eines Phlogopitmarmors erwies sich als ausschliesslich aus Calcit bestehend.

Diese kurze Versuchsreihe bestärkt uns in der Annahme von Entdolomitisierung als Ursache der Silikatbildung. Es wurde das Vorkommen dolomitfreier und dolomitführender Karbonatgesteine nachgewiesen. Im ersten Fall hat eine Silikatbildung, trotz dem Vorhandensein von Quarz, nicht stattgefunden; im zweiten Fall kommt es im allgemeinen, Hand in Hand mit völliger Entdolomitisierung des Karbonatanteils, zur Magnesiumsilikatbildung.

Die Kalksilikatfelsen kommen nur in unmittelbarem Kontakt mit Pegmatiten oder stark injizierten Tonerdesilikatgesteinen, ferner in eigentlicher injizierter Ausbildung vor. Bei ihrer Metamorphose hat sicher Substanzzufuhr eine Rolle gespielt.

Die Kalksilikatfelse sind massige, teils feine, teils mittelkörnige Gesteine von bläulicher bis grünlicher Grundfarbe. Ihre von blossem Auge erkennbaren Mineralien sind Calcit, zersetzer Plagioklas, grüner Augit. Der letztere bildet auf den der Verwitterung ausgesetzten Oberflächen aus kugeligen Körnchen bestehende, rauhe Überzüge. Nester, Linsen und auch parallele Äderchen von Quarz werden nicht selten beobachtet. Auch die Calcit- und die Plagioklaspartien sind manchmal lagenweise parallel angeordnet.

U. d. M. weisen die Hauptmineralien Calcit, diopsidischer Augit und Plagioklas weitgehend dieselben Eigenschaften auf, wie in den Silikatmarmoren.

Als gelegentliche, neue HG erscheinen Titanit und namentlich Skapolith im Dünnschliff. Das letztgenannte Mineral liegt in Form rundlicher Körner im Gewebe der übrigen Gemengteile. Die Messung seiner Doppelbrechung ergab den Wert 0,04. Es handelt somit — nach NIGGLI (41), SUNDIUS (64) u. a. — um ziemlich reinen Mejonit. Sehr oft weist der Skapolith teilweise Zersetzung auf. Sie kommt bei nicht gekreuzten Nicols als stark an feinste Saussuritierung des Plagioklases erinnernde, graue bis grauschwarze Partien, welche fleckig die Skapolithsubstanz ersetzen, zum Ausdruck. Sericitschüppchen sind seltene Neubildungen innerhalb der zersetzen Skapolithmasse.

Die in den Silikatmarmoren vorkommenden NG treten auch in den Kalksilikatfelsen als solche auf. Ausserdem ist Quarz ein stetiger NG, welcher zuweilen in Form von Adern oder als zu parallelen Schnüren angeordnete, lappige, undulös auslöschende Körner im Dünnschliff beobachtet werden kann.

Die häufigsten Kalksilikatfelstypen sind die folgenden:

Calcit-Diopsid-Plagioklasfels, lokal in Diopsid-Plagioklasfels übergehend,

**Titanit-Calcit-Diopsid-Plagioklasfels,  
Calcit-Skapolith-Diopsid-Plagioklasfels.**

Die Reihenfolge der namengebenden Mineralien ist, angesichts des starken Wechsels der quantitativ-mineralogischen Zusammensetzung nicht von Bedeutung.

Die Körner der die Kalksilikatfelse zusammensetzenden Mineralien sind stets von gleicher Größenordnung (0,3 mm); die Struktur ist granoblastisch, die Textur massig bis schwach lagig.

Marmore, Silikatmarmore und Kalksilikatfelse kommen im unteren Valpelline als langgestreckte, konkordant zu den übrigen Gesteinen der Valpellineserie liegende Einlagerungen vor. Sehr häufig sind hand- bis meterbreite, im Streichen rasch auskeilende Linsen. Geländepartien, wo sie relativ dicht beisammen vorkommen, sind auf der Karte besonders ausgeschieden worden. Mächtige Bänke sind nicht selten. Von Valpelline an sind sie talaufwärts in fast ununterbrochener Folge namentlich am linken Hang anstehend, wo sie u. a. auch den Gipfel des Becca di Nona bilden. Im Gebiet unmittelbar NE der Comba di Vessona überwiegen sie zuweilen die übrigen Gesteine der Valpellineserie. — Die grösseren Marmorzüge zeigen recht häufig starke mechanische Deformationen: Knickungen, jähes Umbiegen und Auswalzungen sind zu beobachten. Der Kontakt mit ihrem Nebengestein ist manchmal ein mechanischer, durch Rutschungen und Mylonitbildungen ausgezeichneter.

Die Lage von Marmor, Silikatmarmor und Kalksilikatfels relativ zueinander ist charakteristisch. Die Massigkeit der Karbonatgesteine verhindert oft ein Tiefgreifen der mehr lagigen Injektion. Die inneren Partien grösserer Bänke sind stets entweder reiner Marmor oder Silikatmarmor; Kalksilikatfelse bleiben an die Peripherie gebunden. Dagegen kommen kleinere, nur aus Kalksilikatfels bestehende Linsen vor.

*d) Die Pegmatite*

Die Pegmatite, welche die Valpellineserie durchziehen, stellen die jüngste Phase der allgemeinen Injektion dar: Sie durchsetzen als Gänge wechselnder, doch selten mehr als 1 Meter betragender Mächtigkeit ihre Nebengesteine, deren feine Injektionsadern senkrecht oder schief abschneidend.

Es können, je nach ihrem Gehalt an hellen Gemengteilen, drei verschiedene Pegmatittypen unterschieden werden; ihre Hauptmineralbestände sind die folgenden:

1. Plagioklas > Quarz = Alkalifeldspat
2. Alkalifeldspat > Quarz } Plagioklas zurücktretend
3. Quarz > Alkalifeldspat } oder fehlend.

Die dem Typus 1 angehörenden Pegmatite sind grobkörnige, massive Gänge, in welchen mattweisse, zum Teil idiomorphe Plagioklaskristalle die Hauptmasse bilden. In ihren Zwickeln liegen bläulichschwarze Alkalifeldspäte und kleinere Quarzkörper, ferner teilweise ausgebleichter Biotit in oft dicken Tafeln. — Die Pegmatite des zweiten Typus' fallen durch ihre blauschwarze Grundfarbe auf, die von dem wichtigsten HG, Alkalifeldspat, herrührt. Dieser tritt in oft sehr grossen, durch Kristallflächen begrenzten Individuen auf, zwischen welchen die Quarzkörper eingebettet liegen. Plagioklas kommt gelegentlich noch vor. Im Pegmatit-Typus 3 bildet Quarz in Form spröder Körper die Hauptmasse, in welche sich kleinere Alkalifeldspatinividuen eingliedern. Verschwinden diese aus dem Mineralbestand, kommt es zur Bildung reiner Quarzgänge.

Nach der mikroskopischen Beobachtung lässt sich der Typus 1 der Pegmatite folgendermassen kurz charakterisieren: Ungefähr neun Zehntel des Dünnschliffs werden von einem feinpolysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingten Plagioklas, einem Andesin mit etwas über 40 An, eingenommen. Die einzelnen Individuen sind relativ gross (d bis 5 mm) und stets xenomorph. Sie sind leicht saussuttiert und nicht selten von einem neugebildeten Albitsaum umrandet. — Der Quarz liegt in Form stark lappiger, undulös austüscher Individuen in den seltenen Zwischenräumen der Plagioklaskörper, desgleichen der Alkalifeldspat, der sich als ein Mikroklinmikroperthit erweist. Er ist erst zu einem Zeitpunkt zur Ausscheidung gekommen, als der Plagioklas schon auskristallisiert war, wie nicht selten zu beobachtende, an Plagioklasindividuen durch den Mikroklinmikroperthit hervorgerufene Korrosionserscheinungen beweisen. — Der Biotit ist meist ausgebleicht oder chloritiert (damit stehen feine Sericitneubildungen im Zusammenhang); im rischen Zustand ist er hellgelb bis dunkelrotbraun pleochroitisch. — Recht zahlreiche, oft schön bipyramidal begrenzte Kriställchen von Zirkon vervollständigen den Mineralbestand.

Die Struktur ist panxenomorph-körnig, die Textur massig.

Die dem zweiten Typus angehörenden Pegmatite bestehen grösstenteils aus einem triklinen, feinspindelig und intensiv entnischten Alkalifeldspat. Die auf dem Universalrehtisch gemessenen optischen Konstanten der die Albit- (oder albitreichen)

Spindeln enthaltenden Grundsubstanz sind die folgenden:  $2V_a = 76^\circ$ ; Auslöschungsschiefe auf (010) gegenüber der Spur von (001) =  $8^\circ$ . Unter den von SPENCER (60) angegebenen, sowohl chemisch als auch optisch untersuchten Mikroklinmikroperthiten befinden sich zwei Exemplare (U, Kodarma, No. I; X, Patna, No. II), welche genau die obigen optischen Daten lieferten. Nach ihrer chemischen Analyse setzen sie sich zusammen aus 84,63 Or, 12,51 Ab und 1,40 An, resp. 79,31 Or, 19,27 Ab und 1,55 An. Die grossen, im Dünnschliff völlig xenomorph erscheinenden Alkalifeldspatkristalle sind oft von dem später gebildeten Quarz korrodiert worden. Normalerweise liegt dieser in Form lappiger Individuen, die stark undulös auslöschen, selten in granoblastisch ausgeheilten Trümmern (Sandquarzen) zwischen den Alkalifeldspatkörnern. Die Ausscheidungsfolge Alkalifeldspat-Quarz ist offensichtlich. — Biotit und Zirkon sind auch in Typus 2 in gleicher Ausbildung, wie in 1 vorhanden. Dazu kommen Nester von Graphit (grössere hexagonale Blättchen sind gelegentlich schon makroskopisch zu beobachten) und ein mattgraues Erz das sich in einem Anschliff als Ilmenit entpuppte.

Struktur und Textur sind dieselben, wie in Typus 1.

Die Dunkelblau- bis Schwarzfärbung der Alkalifeldspäte der Pegmatite ist eine ganz allgemeine Erscheinung, welche auch aus manchen andern Vorkommen alpiner Pegmatite bekannt ist. Nach der speziellen mikroskopischen Untersuchung der Feldspäte meines Gebietes muss dafür die stets erkennbare, leichte Zersetzung verantwortlich gemacht werden. Völlige Gewissheit hierüber verschaffte die Beobachtung eines grossen Alkalifeldspatkristalles, der, anstelle der üblichen unregelmässig fleckigen Verteilung schwarzer und grauer Partien, in einer weissen Grundsubstanz nur feine, verästelte schwarze Linien aufwies. Ein durch diesen Kristall gelegter Dünnschliff ermöglichte die Feststellung, dass den makroskopisch wahrnehmbaren, schwarzen Linien mikroskopisch leicht bräunliche, zersetzte Züge entsprechen.

Der Typus 3 der Pegmatite ist durch seine reiche Quarzführung ausgezeichnet. Dieses Mineral liegt in verschiedener Ausbildung vor: Meistenteils findet es sich im Dünnschliff in Form grosser völlig xenomorphen, stark undulös auslösrender Körner. Ihre Randpartien werden jedoch nicht selten von Aggregaten granoblastisch umkristallisierter, kleinerer Individuen gebildet, die nur schwach undulös auslöschen. — Der Feldspat ist Orthoklas. Er weist leichte Sericitisierung und — im Gegensatz zu den Feldspäten der beiden erstgenannten Typen — keine Entmischung auf. — Il-

**m e n i t** ist ein häufiger ÜG im panxenomorph-körnigen und massigen Schliffbild.

Der **Zirkon**, welcher praktisch schon in jedem injizierten Stein der Valpellineserie in Form kleiner Körnchen vorhanden ist, erreicht hier seine grösste und schönste Ausbildung. Dunkelrote, tetragonal bipyramidal, isometrisch bis prismatisch entwickelte, flächenreiche Kriställchen (Längsachse bis 3 mm lang) konnten relativ leicht aus dem spröden Gestein herauspräpariert werden. Die Resultate der goniometrischen Untersuchung und einer chemischen Analyse sind an einer andern Stelle dieser Arbeit wiedergegeben.

Ausser den angeführten Mineralien enthalten die Pegmatite oft noch weitere Komponenten, welche nicht ihrem primären Mineralbestand angehören, sondern endomorphe Kontaktprodukte sind. Ihr Auftreten ist stets an die Randpartien der Pegmatite gebunden. Zu ihnen gehört in seltenen Fällen **Granat**; der **Biotit** ist oft ebenfalls Kontaktprodukt, scheint aber zum Teil doch zum primären Pegmatitmineral zu gehören. Das typischste, durch Tonerdeassimilation entstandene, endomorphe Kontaktmineral der Pegmatite ist **Sillimanit**. Seine schönste Ausbildung erreicht er, wie der Zirkon, in einem (Tonerdesilikatgesteine durchbrechenden) Vorkommen des Pegmatit-Typus 3. Er tritt dort in ganz aussergewöhnlich dicken und langen Stengeln (d bis 5 mm, 1 bis 10 cm) von weisser Farbe und grösster Frische auf. Die Ergebnisse einer chemischen und goniometrischen Untersuchung der manchmal rhombische Querschnitte und Prismenflächen, nie aber Terminalflächen aufweisenden Kristalle sollen in einem anhangsweise beigegebenen, mineralogischen Abschnitt mitgeteilt werden.

Die Typen-Nummerierung 1, 2, 3 bringt in dieser Reihenfolge auch die Altersfolge der verschiedenen Pegmatite zum Ausdruck. Diese Tatsache ergibt sich schon daraus, dass Typus 3, eine schon hydrothermale Bildung, durch Übergänge mit Typus 2, dieser ebenso mit Typus 1 verbunden ist. Die beiden letzten Typen gehören der pegmatitischen Phase des Magmakörpers, dessen Differentiate sie sind, an. — Andrerseits sind die Altersbeziehungen der drei Pegmatit-Typen, die sich auch als Plagioklas-, Alkalifeldspat- und Quarztypus der Pegmatite charakterisieren lassen, durch die in der ganzen Serie mikroskopisch beobachtbare Ausscheidungsfolge dieser drei Hauptminerale im gleichen Sinne festgelegt. — Eine Bestätigung für die Richtigkeit der aufgestellten Altersfolge ist auch das Vorhandensein der sehr intensiv entmischten Alkalifeldspäte in den bei relativ hohen Temperaturen gebildeten Pegmatiten des ersten und

des zweiten Typus, das Fehlen von Entmischung in den bei relativ tiefer Temperatur gebildeten Pegmatiten des dritten Typus.

Auf den Gesamtverlauf der Injektion der Valpellineserie wird, in dem Masse wie er sich aus den hier und w. o. geschilderten Beobachtungen ablesen lässt, im speziellen, der Valpellineserie gewidmeten Teil dieser Arbeit noch zurückzukommen sein.

Alle bisher beschriebenen Gesteine der Valpellineserie waren grossenteils bekannt und treten in grosser Verbreitung auf. Weit seltener ist eine letzte Gesteinsgruppe:

*d) Die basischen Eruptiva der Valpellineserie*

Es sind makroskopisch vollkommen massige, relativ feinkörnige, grünlich- bis braungraue Gesteine, welche zur Hauptsache aus einem bräunlichen Augit und Plagioklas bestehen. Die Form ihrer Lagerung ist für Eruptivgesteine typisch: Sie sitzen als kleine Stöcke in ihrem Nebengestein, das meist von den Tonerdesilikatgesteinen der Valpellineserie gebildet wird. Die randlichen Partien dieser kleinen stockartigen Vorkommen sind in gleicher Weise, wie ihre Kontaktgesteine injiziert. Die Injektion verwischt den Übergang des einen Gesteins in das andere. — Interessant sind die Kontakterscheinungen, welche die basischen Eruptiva an den Marmoren der Valpellineserie hervorrufen; sie zerfallen in Erscheinungen

1. der endomorphen und
2. der exomorphen Kontaktmetamorphose.

1.: In der Nähe des Marmors ist nicht mehr Augit, sondern eine braunschwarze, halbmetallischglänzende Hornblende der dunkle Gemengteil des basischen Eruptivgesteins. Sie bildet den weitaus grösseren Teil des Mineralbestandes und ist in ganz ausgezeichneter Weise von Plagioklas grobpoikiloblastisch durchsetzt. Die unmittelbar an den Marmor anstossende, äusserste Randpartie der kleinen Eruptivstücke ist ein 2—3 cm breiter, feinkörniger, aus Plagioklas und Diopsid bestehender Saum.

2.: Die Veränderungen des Marmors erschöpfen sich in der Bildung einer diopsidreichen Kontaktzone gegen das Hornblendegestein, welche bis 10 cm Mächtigkeit erreichen kann.

Erwähnung verdient auch ein nicht anstehend, aber in nächster Nähe eines Vorkommens der obgenannten Eruptiva gefundenes, mit den letzteren nahverwandtes Gestein, das bei völlig massiger Textur den Hauptmineralbestand Diallag + Plagioklas aufweist.

U. d. M. erkennt man für den Typus des unveränderten, basischen Eruptivgesteins folgende Mineralzusammensetzung:

Der Augit ist ein magnesiumreicher Hypersthen. Sein Achsenwinkel  $2V_a$  beträgt =  $66^\circ$ ; sein Brechungsindex  $n_\gamma$  ist kleiner als 1,74. Nach HENRY (30) ergibt sich somit für ihn die Zusammensetzung  $35 \text{ FeSiO}_3$ ,  $65 \text{ MgSiO}_3$ . Die Doppelbrechung ist schwach; Pleochroismus ist nicht zu beobachten. — Die Hypersthenindividuen sind isometrisch bis prismatisch; Tendenz zur Eigengestalt ist nicht zu erkennen. Der Korndurchmesser parallel zur Basis beträgt ca. 1 mm. — Es findet eine intensive Umwandlung des Augits in Hornblende statt. Alle Individuen besitzen einen Saum von hellbrauner Hornblende; ausserdem sind oft ihre inneren Partien in sehr dichter, regelmässig-fleckiger Anordnung von gleich auslöschen Hornblendekörnchen durchsetzt, sodass eine poikilitisch anmutende Struktur des Hypersthens zustande kommt. Es finden sich auch vollständig umgewandelte Individuen. Die Hornblende lässt sich folgendermassen charakterisieren: Sie ist schwach pleochroitisch ( $n_a$  = farblos,  $n_\beta = n_\gamma$  = hellgelblichbraun) und optisch positiv:  $2V_\gamma = 76^\circ - 80^\circ$ ; die Auslöschungsschiefe  $c/n_\gamma$  beträgt =  $16^\circ$ ; Licht- und Doppelbrechung sind mittel. Diese optischen Eigenschaften, sowie die Umwandlung aus einem Mg-Fe-Augit lassen in der betreffenden Hornblende ein Glied der Cummingtonit-Reihe erkennen.

In kleinen Mengen erscheint auch ein diopsidisches Augit im Mineralbestand.

Der Plagioklas lässt sich, sofern er frisch ist, als nach dem Aklin-, seltener nach dem Albitgesetz verzwillingter Bytownitlabrador (67 An) bestimmen. Meist ist er jedoch vollständig zersetzt: Saussuritierte und sericitisierte Partien erfüllen die Plagioklaskörper ungefähr im Verhältnis 1:1. Das Füllungsmineral Zoisit ist meist in relativ groben Körnchen ausgebildet; Muskowitneubildungen innerhalb der sericitisierten Partien sind nicht selten. — Der Plagioklas füllt in Form xenomorpher Individuen die Zwischenräume des Augits aus.

Ausser dem diopsidischen Augit tritt auch reichlich Pyrit als NG auf. Apatit und Quarz sind gelegentliche ÜG.

Die Struktur ist hypidiomorph-körnig, die Textur massig.

Das Mengenverhältnis der HG beträgt ungefähr 65 Hypersthen (wovon normalerweise bis zu einem Dritteln hornblendiert ist): 35 Plagioklas. Das Gestein ist, mineralogisch klassifiziert, ein Norit bis Norithypersthenit. Seine chemische Analyse wird später wiedergegeben werden (S. 176). Sie ergab nach NIGGLI (44) hornblenditische Zusammensetzung.

Ein ebenfalls zu der Gruppe der basischen Eruptiva gehöriges Vorkommen weist anstelle des Augits nur Hornblende auf. Diese zeigt leichten, hellgrünlichbraunen Pleochroismus, einen Achsenwinkel  $2V_\gamma = 80^\circ$  und eine Auslöschungsschiefe  $c/n_\gamma = 16^\circ$ . Es ist die typische, durch Umwandlung aus Hypersthen hervorgegangene Hornblende der Cummingtonit-Reihe. — Dieser Typus ist als Hornblendegabbro zu bezeichnen.

Der injizierte Norit ist ein ebenfalls massiges, zuweilen leicht lagiges Gestein, das sich vom normalen Typus makroskopisch im wesentlichen nur durch ein reziprokes Mengenverhältnis von Plagioklas zu Hypersthen, sowie durch einen geringen Gehalt an Biotit unterscheidet. Der infolge der Injektion neu entstandene Plagioklas durchsetzt das Gestein in  $\pm$  gut ausgeprägten, feinen Adern.

U. d. M. stellt man fest, dass der Hypersthen genau gleiche Zusammensetzung aufweist, wie im nicht injizierten Typus. Die in gelichteter Verteilung in der Plagioklasgrundmasse schwimmenden isometrischen Körner haben durch die Injektion keinerlei Beeinflussung, wie etwa Korrasion, erlitten. Der neu entstandene Plagioklas besitzt einen von der Zusammensetzung des ursprünglichen Bytownitlabradors zu wenig verschiedenen Chemismus, als dass er mit dem Hypersthen im Ungleichgewicht liegen könnte. Er ist ein Andesinlabor mit 52 An, welcher stets nach dem Albit-, seltener auch nach dem Periklin- oder Aklingesetz verzwillingt ist. Seine stark lappigen Individuen bilden ein granoblastisches Gefüge; sie löschen annähernd normal aus und zeigen nur beginnende Saussuritisierung. — Als NG erscheinen hellgelb bis dunkelrotbraun pleochroitischer Biotit und Magnetit. ÜG sind Apatit und Zirkon. — Das Gestein ist ein Hypersthen-Plagioklasfels.

Der Übergang in die Tonerdesilikatgesteine ist ein allmählicher: Hypersthen tritt zurück und wird immer mehr erst nur durch Biotit, dann auch durch Granat ersetzt.

Die eingangs dieses Kapitels erwähnten, an die Nähe der Marmore gebundenen Plagioklas-Hornblendefelse bieten u. d. M. das Bild eines typischen Kontaktgestein: Die Hornblende erfüllt in Form sehr grosser (d bis über 1 cm), stenglicher, doch keine Kristallflächen aufweisender Individuen den grösseren Teil des Dünnschliffs. Diese Stengel sind von Plagioklas, ferner von Magnetit und spärlichem Biotit intensiv poikiloblastisch durchsetzt. Isometrische Plagioklaskörper füllen auch die Zwickel zwischen den Hornblendeindividuen aus.

Die Hornblende ist optisch durch folgende Angaben charakterisiert: Der Pleochroismus ist stark:  $n_a = \text{hellgelb bis fast farblos}$ ,  $n_b = n_g = \text{kräftig gelbbraun}$ ;  $2V_a = 72^\circ$ ;  $c/n_g = 15^\circ$ ; die drei Hauptdoppelbrechungen sind:

$$\begin{aligned}n_g - n_a &= 0,0351 \\n_g - n_b &= 0,0123 \quad (\text{gemessen mit dem Kompensator}) \\n_b - n_a &= 0,0228 \quad (\text{nach BEREK, D-Licht});\end{aligned}$$

der auf Spaltblättchen nach (110) gemessene Brechungsindex  $n_g' = 1,672$  (D-Licht).

Der Plagioklas ist ein basischer Labrador (65 An); er ist nach dem Albit- und dem Periklingesetz verzwillingt. Er weist praktisch normale Auslöschung und beginnende Saussuritisierung auf.

Der Biotit ist frisch, hellgelb bis dunkelrotbraun-pleochroitisch und tritt in Form von leistenförmigen, oft der Hornblende eingelagerten Blättchen im Dünnschliff auf.

Magnetit ist NG; ÜG sind spärliche Körnchen von Quarz, sowie gelegentlich die Hornblende ersetzender Pennin. Calcit ist ein bei der Chloritisierung entstandenes Nebenprodukt.

U. d. M. ist der Kontakt des Plagioklas-Hornblendefelses mit der schon erwähnten Diopsid-Plagioklaszone ein plötzlicher. Die eine Hälfte eines durch diesen Kontakt gelegten Schliffes wird von einem granoblastischen, pflastersteinartig struierten Gewebe, in welchem Hornblende und Plagioklas einander ungefähr die Waage halten, eingenommen; in der andern, von der ersten scharf abgegrenzten Hälfte tritt anstelle der Hornblende Diopsid auf. Die Zusammensetzung des Plagioklases ändert sich nicht, hingegen tritt dieser mit zunehmender Entfernung vom Kontakt mit der hornblendeführenden Partie zugunsten des Diopsides zurück. Wo Calcit neben Diopsid aufzutreten beginnt, verschwindet der Plagioklas vollständig. Zwischen dem Calcit-Diopsidfels und dem reinen Marmor findet allmäßlicher Übergang statt.

Das schon erwähnte, nicht anstehend gefundene Diallag-Plagioklasgestein sei nur kurz mikroskopisch charakterisiert: Der Diallag ist an seiner Absonderung nach (100) gut erkennbar;  $2V_g = 56^\circ$ . Er zeigt ebenso, wie der Hypersthen des Norits, starke Hornblendisierung. Die dabei neugebildete Hornblende ist jedoch optisch negativ,  $2V_a = 88^\circ$ ;  $c/n_g = 16^\circ$ .

Der Plagioklas ist ein basischer Bytownit (85 An); er ist häufiger nach dem Periklin-, als nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwillingt.

ÜG sind Biotit, Pennin (Umwandlung aus Hornblende), Magnetit und Apatit.

Die Struktur ist panxenomorph-körnig bis hypidiomorph-körnig, die Textur massig.

Das sich ungefähr aus 60 Diallag (wovon ein Drittel hornblendiert) und 40 Bytownit aufbauende Eruptivgestein ist ein Hornblende-Diallaggabbro.

Wie die beschriebenen Gesteine Norit, Plagioklas-Hornblendefels, Plagioklas-Diopsidfels zwischen dem ersten und dem Marmor inbezug auf räumliche Verteilung eine fortlaufende Serie bilden, so lassen sich deren dunkle Hauptminerale: Hypersthen, Hornblende, Diopsid in dieser Reihenfolge einer kontinuierlichen Reihe im Sinne zunehmenden Kalkgehalts zuordnen. Der Plagioklas-Hornblendefels mit seiner ausgeprägten Kontaktstruktur darf mit grosser Wahrscheinlichkeit als ein Kalkassimulationsprodukt des normalerweise den Norit liefernden Magmas bezeichnet werden. Völlige Gewissheit darüber könnte nur die Feldbeobachtung des kontinuierlichen Übergangs des Norits in den Plagioklas-Hornblendefels liefern, leider besteht gerade hier eine Lücke, die auszufüllen mir bisher nicht gelang. — Auch der nicht anstehend gefundene Hornblende-Diallaggabbro könnte einer Kalkaufnahme des basischen Magmas seine Entstehung verdanken.

Auf meiner geologischen Karte sind basische Eruptiva nur an zwei Stellen eingetragen worden: S Valpelline an der Grenze zwischen Arolla- und Valpellineserie und in der E-Flanke der Becca di Nona, ebenfalls nahe dieser Grenze. Kleinere, nicht ausscheidbare Vorkommen in zentraleren Partien der Valpellineserie zeigen, dass die betreffenden Gesteine nicht unbedingt an die Grenzzone gebunden sind.

#### *f) Anhang*

Es sind nun alle in der Valpellineserie meines Untersuchungsgebietes vorkommenden Gesteine aufgezählt und kurz beschrieben worden. Von zwei vereinzelten Ausnahmen abgesehen, erfasst diese Besprechung, soviel mir bekannt ist, alle prinzipiell verschiedenen, die Valpellineserie in ihrer ganzen Ausdehnung aufbauenden Gesteinsarten. — Von STUTZ (63) wurden in seinem Untersuchungsgebiet noch zwei neue Gesteine der Valpellineserie gefunden. Sie seien hier anhangsweise kurz erwähnt:

In konkordanter Lagerung erscheinen zwischen hellen Biotit-Plagioklasgneisen der Valpellineserie am Buthier SE von Bionaz bis

2 m mächtige Linsen von Quarzit und Epidotfels. Die beiden Vorkommen wechsellagern und sind voneinander und von dem Biotit-Plagioklasgneis durch scharfe Kontaktflächen getrennt. — Der Quarzit ist ein blendendweisses, nur aus feinkörnigem Quarz bestehendes, vollkommen massiges Gestein. — Der Epidotfels ist hellbräunlich-grau, mittelkörnig und ebenfalls völlig massig. Auf Kluftflächen ist Bildung von feinem Grammatit zu beobachten. — Mikroskopisch lässt sich der Epidot mit Hilfe seines Achsenwinkels  $2V_a = 88^\circ$  nach GOLDSCHLAG (22) als ein 8 Molekularprozent Fe-Epidot enthaltendes Glied der Klinozoisit-Pistazitreie bestimmen. Er füllt in Form dick-prismatischer, leicht gelblicher, von Pleochroismus freier Stengel 90 % der Schlifffläche aus. — NG sind in Hohlräumen neugebildeter, feinfaseriger Grammatit, sowie Titanit. Als ÜG tritt limonitisierter Pyrit auf.

## 2. Die Gesteine der Valpellineserie der Mont Mary-Einheit

Für diese Gesteine sind zwei Feststellungen von prinzipieller Bedeutung:

1. Sie haben in einem gewissen Zeitabschnitt in ihrer Gesamtheit die gleiche mineralogische Zusammensetzung aufgewiesen, wie die Gesteine der Valpellineserie der Dent Blanche-Einheit.

2. Sie liegen heute vorwiegend in nicht mehr rein katametamorpher Fazies, sondern in epimetamorpher oder doch epimetamorphe Züge aufweisender Ausbildung vor. Es handelt sich demnach um diaphitoritische Gesteine oder um eigentliche Diaphorite.

In der Tat führen die Feldbeobachtungen zum Schluss, dass die Valpellineserie der Mont Mary-Einheit, wie die der Dent Blanche-Einheit, aus der charakteristischen Vergesellschaftung reliktisch noch vorhandener Kata-Tonerdesilikatgesteine und ihrer verbreiteteren Deformationsprodukte mit Amphiboliten und Marmoren besteht. Injektionserscheinungen fehlen ebenfalls nicht, wenn sie auch von der ganz allgemeinen mechanischen Beanspruchung stark verwischt wurden.

In bezug auf die Beschreibung der Gesteine der Valpellineserie der Mont Mary-Einheit kann ich mich kurz fassen. — Was die reliktisch auftretenden, noch vorwiegend katametamorphen Gesteine anbelangt, so genügt die Feststellung, dass keine andern Typen, als die schon für die Dent Blanche-Einheit beschriebenen auftreten, und dass anderseits die meisten Typen der Dent Blanche-Einheit in der Mont Mary - Einheit — in ± deformierter Ausbildung — wieder-

kehren. Eine nähere Schilderung sollen nur diejenigen Gesteine erfahren, welche zur Valpellineserie gehören und der Dent Blanche-Einheit in dieser Umbildung fehlen. Dadurch wird eine Doppel-spurigkeit in der Beschreibung vermieden, andererseits wird so ein Bild von der gesamten metamorph-faciellen Variationsbreite der Valpellineserie erhalten.

#### *a) Die Kata-Tonerdesilikatgesteine und ihre Derivate*

Für diese, auch in der Mont Mary-Einheit den grössten Raum einnehmenden Gesteine, lässt sich eine Einteilung treffen, die sich wegen der w. o. festgestellten Analogie mit den entsprechenden Gesteinen der Dent Blanche-Einheit nicht auf Unterschiede in der ursprünglichen mineralogischen Zusammensetzung stützt, sondern die Facies der Dislokationsmetamorphose berücksichtigt.

Zum Deformationstypus I sind diejenigen Gesteine zu rechnen, welche die geringste mechanische Beanspruchung erlitten und demzufolge den Katamineralbestand relativ am besten beibehalten haben. Die Hauptkomponenten dieses letzteren sind in ihrer Ausbildung wie folgt charakterisiert: Quarz ist selten in Form grösserer Kataklasten vorhanden, sondern bildet Nester, Linsen und Züge eines granoblastischen, seltener noch schwach granoklastischen Gewebes. Zuweilen kommt es darin zur Rekristallisation einzelner Partien zu schwach undulös auslöschenden, einheitlichen, schnurartigen Gebilden (Fig. 4, Taf. I). Der Plagioklas ist stets saussuritisiert und sericitisiert und unbestimmbar. Der Kalifeldspat ist teils albitisiert, teils sericitisiert. Die Granatporphyroblasten sind immer frisch; Chloritisierung findet nur längs Rissen statt. Biotit tritt in Fetzenform auf und ist sehr oft gänzlich ausgebleicht oder chloritisiert. Sillimanit ist teilweise schwach sericitisiert. Muskowitneubildungen sind nicht selten. Cordierit oder sichere Umwandlungsprodukte dieses Minerals wurden nicht angetroffen. — Die Struktur ist meist porphyroblastisch, seltener granoblastisch, die Textur deutlich kristallisationsschiefrig.

Der Deformationstypus II umfasst Gesteine, deren Dünn-schliffbild durch weitergehende Umwandlung auch der in I noch frischen Mineralien charakterisiert ist: Granat ist in voller Umwandlung in Pennin begriffen, Sillimanit sehr stark sericitisiert; Pseudomorphosen von Sericit nach Sillimanit sind nicht selten. Biotit kommt nur noch in Form total chloritisierter Blättchen und skelettartiger Rückstände vor. Innerhalb der völlig zersetzen Plagioklasindividuen ist manchmal die Tendenz zu „Entmischung“ zu be-

obachten: Albitkörnchen treten im Verband mit Zoisitkriställchen und Sericit- bis Muskowitschüppchen auf. Als Gegenstück zur oft sehr intensiven Sericitisierung des Plagioklases ist die Albitisierung des Kalifeldspates zu nennen: Albitindividuen, deren gelegentlich gut sichtbare, schachbrettartige Struktur sie als durch Alkalien austausch umgewandelte Kalifeldspäte kennzeichnet, sind nicht sehr selten. Andrerseits wird auch vollständige Sericitisierung des Kalifeldspats beobachtet. — Trotz allen diesen Umwandlungen ist der ursprüngliche Katamineralbestand noch nicht völlig verwischt.

Im Deformationstypus III sind alle den Epimineralbestand anstrebenden Umwandlungsvorgänge vollständig zu Ende geführt mit Ausnahme der Chloritisierung des Granats. Von diesem Mineral sind in schuppigen Chloritaggregaten schwimmende, runde, kleine Körnerreste in lokaler Anhäufung oft erhalten geblieben (Fig. 2, Taf. II). — Noch liegt aber kein einheitlich rekristallisiertes epimetamorphes Produkt vor. Die allgemeine Umbildung hat sich nicht auch auf die Struktur und Textur als Ganzes erstreckt. Die neu entstandenen Mineralien oder Mineralkombinationen nehmen im Dünnschliff genau die Stelle der Komponente des Katamineralbestandes, aus welcher sie entstanden sind, ein. Ein homogenes, epimetamorphes Gewebe ist erst im folgenden Deformationstypus verwirklicht.

Die Gesteine des Deformationstypus IV stehen schon in Bezug auf ihr makroskopisches Aussehen im Gegensatz zu denjenigen der bisher genannten Typen. Während die letzteren, massigen bis grobschiefrigen oder flasrigen Gesteine ohne weiteres oder mit Hilfe charakteristischer reliktiler Mineralien der Valpelline-serie zugeordnet werden können, trifft dies für die ersteren nicht mehr zu. Es sind stets helle, bläulich- bis grünlichgraue, feinschiefrige, einheitlich wirkende Gesteine. Im Handstück können sie oft mit gewissen feinschiefrigen Orthogneisen der Arollaserie verwechselt werden. Im Feld schützt das Studium der geologischen Lagerung, sowie die Beobachtung des Zusammenvorkommens mit Marmoren und Amphiboliten vor Fehlbestimmungen.

U. d. M. erweisen sich diese Gesteine zur Hauptsache von einem  $\pm$  homogenen bis lagigen Grundgewebe von Epimineralien aufgebaut. Je nach ihrer ursprünglichen, katametamorphen, mineralogischen Zusammensetzung weisen diese Diaphitorite verschiedenen Mineralbestand auf. Leiten sie sich von einem plagioklasführenden Ton-erdesilikatgestein-typ her, spielen einander in raschem Wechsel ablösende Lagen von Saussurit, von Albit + Sericit und von Albit +

Sericit + Chlorit die Hauptrolle. Die allgemeine Korngrösse ist recht geringfügig (d um 0,01 mm). Feingranoblastische, quarzreiche Partien finden sich als Einlagerungen im Grundgewebe. Häufig sind Zoisit-, seltener auch Epidotporphyroblasten und gelegentlich Muskowitneubildungen zu beobachten. — Dieser sehr häufige Typus besitzt lepidoblastische Struktur und kristallisationsschiefrige Textur. Er ist ein **Saussurit-Chlorit-Sericit-Albitgneis** mit Zoisitporphyroblasten.

Das Dünnschliffbild eines von einem plagioklasreichen Tonerdesilikatgesteine sich ableitenden Epigesteins ist durch das Vorherrschende mächtiger Saussuritlagen gekennzeichnet, zwischen welchen schmale, auskeilende Züge und Linsen von Quarz, Albit, Sericit und Chlorit führendem, feinem, grano- bis lepidoblastischem Gewebe eingeschaltet sind. Grössere Albitneubildungen sind nicht selten. Das Gestein ist ein sericitführender **Chlorit-Albit-Saussuritgneis**.

Das Grundgewebe eines dritten Subtypus besteht vorwiegend aus Sericit, ferner aus Chlorit und Albit. Titanit ist darin regelmässig verstreut. Wahrscheinlich verdankt er seine Entstehung dem Zerfall der primären Mineralien Plagioklas (von welchem auch der Albit herrührt) und Biotit (wovon völlig zersetzte Reste im Schliff übrig bleiben), die das Ca und das Ti lieferten. In diesem Falle der Plagioklasentmischung ist offenbar Titanit das resultierende Ca-Mineral. — Einige Granatrelikte, die in besonders chloritreichem Grundgewebe schwimmen, und nur aus granoblastischem Quarzgewebe bestehende Partien sind die übrigen Komponenten des Mineralbestandes. — Der beträchtliche Sericitanteil des Dünnschliffes lässt mit grosser Wahrscheinlichkeit das Gestein als Derivat eines kalifeldspatführenden Kata-Tonerdesilikatgesteines bestimmen. Eine chemische Analyse, die zur Gewinnung von Vergleichsmaterial gemacht wurde, ergibt weitgehende Übereinstimmung in der Zusammensetzung des betreffenden Gesteins und derjenigen eines Kalifeldspat führenden Sillimanitgranatgneises. Eine ausführliche Auswertung der Analyse folgt später. — Das epimetamorphe Gestein besitzt lepidoblastische Struktur und kristallisationsschiefrige Textur. Es ist ein titanitführender **Chlorit-Sericit-Albitgneis**.

In den bisher erwähnten Gesteinen tritt **Zirkon** fast ausnahmslos, **Rutil** sehr häufig auf. Gelegentlich finden sich auch **Apatit**, **Erz** und **Graphit**.

Eine spezielle metamorphe Fazies weisen die schon in der Einheit der Dent Blanche angetroffenen aphanitischen Ultramylonite auf. Da sie in der Mont Mary-Einheit in typischerer

Ausbildung vorhanden sind, sollen sie an dieser Stelle eine kurze, ergänzende Beschreibung erfahren. Es handelt sich makroskopisch um bläulichschwarze Gesteine, die aus einer völlig dichten, spezifisch schweren Grundmasse bestehen, in welcher zu Schnüren angeordnete Einschlüsse von Granat, Sillimanit, Quarz und Feldspat liegen. Diese Lagen sind streng parallel und meist äusserst dünn. Sie verleihen dem Gestein ein sehr feingeschiefertes Aussehen. — Das Dünnschliffbild ist von der „aphanitischen Grundmasse“ beherrscht. Sie liegt in Form von bräunlichen, parallelen, flasrigen Zügen im Schliff. Ihre Zusammensetzung ist nicht völlig homogen: Es kann eine flammigfleckige Wechsllagerung brauner und schwarzer Partien bemerkt werden. Bei gekr. Nic. findet beim Drehen um die Mikroskopachse für die braunen Lagen Aufhellung zu goldgelber Farbe und Auslöschung zu völliger Dunkelheit statt. Mit Hilfe einer Ölimmersion kann in diesen Partien die Anwesenheit von viel neugebildetem Sericit, sowie von Albit festgestellt werden. Die Braufärbung röhrt von starker Limonitisierung her. Die schwarzen Partien sind völlig isotrop. Die Isotropie beruht auf zwei verschiedenen Momenten:

1. auf einer extremen Zertrümmerung der Mineralien,

2. auf einer intensiven und selektiven Bestäubung gerade der stärkstmylonitisierten Partien durch feinste Erzpartikelchen. Immer wieder kann beobachtet werden, wie im Dünnschliff die Richtungen abnehmender Korngrösse auch die Richtungen zunehmender Bestäubung sind. — In enger Wechsllagerung mit den Zügen der „aphanitischen Grundmasse“ befinden sich ausschliesslich aus Quarz bestehende, langgestreckte Partien, welche den ganzen Dünnschliff durchziehen. Diese zerfallen bei gekr. Nic. in kleinste Körner (die Doppelbrechung ist oft an der Grenze der Erkennbarkeit), oder aber sie bestehen aus einem rekristallisierten, einheitlichen, nur leicht undulös auslöschenden Zug von Quarz (vgl. Fig. 4, Taf. I). Die Quarzpartien gehen, wie oben geschildert, oft in die „aphanitische Grundmasse“ über.

In diesem durch Differentialbewegungen entstandenen „Grundgewebe“ finden sich mancherlei reliktische Einschlüsse. Sillimanit tritt in Form von kurzen Stengeln auf. Diese sind alle parallel orientiert und liegen in der Schiefrungsebene, so die Lage einnehmend, in welcher den Differentialbewegungen der geringste Widerstand entgegengesetzt wird. Die Längsachsen mehr isometrischer bis runder Körner liegen dagegen in allen möglichen Richtungen; diese sind offensichtlich gerollt worden. In Form solcher Körner treten oft Granate und Granatbruchstücke auf, welche zuweilen sehr scharfe,

kataklastische Formen aufweisen, manchmal auch Plagioklaskörner, die nicht selten in einen „Saussuritschwanz“ auskeilen. — Die Textur der aphanitischen Ultramylonite ist lagig, zuweilen auch intensiv gefältelt (vgl. Fig. 1, Taf. III).

Der Hauptteil der Valpellineserie der Mont Mary-Einheit setzt sich nach dem oben Gesagten aus  $\pm$  stark deformierten Typen von Kata-Tonerdesilikatgesteinen, sowie aus den sich davon ableitenden, rein epimetamorphen Gneisen und den aphanitischen Ultramyloniten zusammen.

Inbezug auf die Lagerung dieser Typen innerhalb der Grenzen der Valpellineserie der Mont Mary-Einheit lässt sich nur ein geringer Grad von Gesetzmässigkeit entdecken. Es kann immerhin festgestellt werden, dass die aphanitischen Ultramylonite in ihrem Auftreten an die Kontaktfläche der Valpelline- mit der Arollaserie, sowie an eine daran anschliessende Zone von wechselnder Mächtigkeit gebunden sind; ferner, dass zum grössten Teil der rein epimetamorphe Typus die dem Bündnerschieferzug von Roisan als Liegendes angrenzende, höchste Partie der Valpellineserie aufbaut. Diese Zone ist auf meiner Karte ihres relativ einheitlichen Charakters wegen für sich ausgeschieden worden. Das Auftreten der epimetamorphen Valpelline-gesteine ist jedoch keineswegs auf diese Einheit beschränkt; im Prinzip können sie in der ganzen Serie wiedergefunden werden. Dieselbe Feststellung gilt für die  $\pm$  katametamorphen Tonerdesilikatgesteine.

Es lassen sich in der Valpellineserie der Mont Mary-Einheit zwei verschiedenartige Tendenzen der Metamorphose der primär vorhandenen Kata-Tonerdesilikatgesteine auseinanderhalten:

1. die Tendenz zu rein destruktiver Metamorphose,
2. die Tendenz zur Kombination von destruktiver und konstruktiver Metamorphose.

Jene erreicht ihr Maximum in den liegenden Partien der Valpellineserie und liefert die ultramylonitischen Produkte, diese wirkt sich im hangenden Teil der Valpellineserie am stärksten aus, wo sie die Bildung der reinen Epigneise verursacht.

#### *b) Die Amphibolite*

In der Einheit des Mont Mary treten dieselben Amphibolite auf, wie in derjenigen der Dent Blanche, nur stehen die normalen Typen stark hinter den mechanisch beanspruchten zurück. Die Umwandlung der gewöhnlichen Hornblende in eine intensiv grüne Hornblende, in Strahlstein und in Pennin, sowie die Zersetzung des Plagio-

klases sind ganz allgemeine und in der schon beschriebenen Weise verlaufende Prozesse.

Wie in der Serie der Tonerdesilikatgesteine, so ist allerdings auch in derjenigen der Amphibolite die Feststellung zu machen, dass die Epimetamorphose in der unteren tektonischen Einheit einen Schritt weiter gelangt ist, als in der oberen. Es sind dabei Produkte entstanden, die hier noch kurz geschildert werden sollen:

In engem Verband mit  $\pm$  stark mechanisch beanspruchten, aber noch deutlich identifizierbaren Amphiboliten kommen — mit diesen durch mancherlei Übergänge verbunden — makroskopisch stark an Ophiolithe erinnernde Gesteine vor. Sie sind feinschiefrig und von hellgrünlicher Farbe und scheinen aus viel Chlorit, ferner Albit und Epidot zu bestehen. — U. d. M. erkennt man als Hauptbestandteil des Dünnschliffs ein feines Grundgewebe, das sich aus einander in raschem Wechsel ablösenden, schmalen Zügen von Chlorit + Albit und von Saussurit zusammensetzt. Der Chlorit tritt in Form kleiner Blättchen oder länglicher Individuen auf. Er ist ein anomal bräunlichgrüne Interferenzfarben aufweisender Pennin. Der damit vergesellschaftete Albit kommt nur als kleine, unverzwilligte, zuweilen auch zu monomineralischen Partien vereinigten Körnchen vor. Der Saussurit bildet dunkelgraue Lagen, in welchen in der Regel keine Mineralien unterschieden werden können. Manchmal findet jedoch eine Kornvergrößerung der ihn aufbauenden Kriställchen statt, sodass Epidot und Albit gut erkannt werden können. — Strahlsteinfäserchen beteiligen sich gelegentlich am Aufbau des Grundgewebes. — Innerhalb dieses letzteren kommt es zur porphyroblastischen Neubildungen von Albit. Diese zeigen oft Einschlüsse von Epidot und Strahlstein. Da diese nur klein sind und die gelegentlich verzwilligten Albitindividuen undulös auslöschen, Linsenform besitzen und manchmal randlich in Aggregate kleinerer Körner zerfallen, muss die Bildung dieser Porphyroblasten relativ früh stattgefunden haben und von mechanischer Beanspruchung überdauert worden sein. — Der primäre Plagioklas der den hier besprochenen Epigesteinen zugrundeliegenden Amphibolite hat auf die mechanische Beanspruchung auch in anderer Weise als durch Saussuritisierung reagiert: Es finden sich im Dünnschliff auch einige „gefüllte Feldspäte“ (CORNELIUS (12) u. a.). Diese sind kataklastische Umrisse aufweisende, grössere Körner von Albit, in welchen sich Mikrolithenschwärme von Epidot und Zoisit in gleichmässiger Verteilung befinden. Meist ist die Albitsubstanz einheitlich und bloss undulös auslöschend. Manchmal ist sie jedoch in kleine Körner, die mit den Füll-

mineralien innig vermengt liegen, zerfallen. Diese letztere Ausbildung stellt eine Übergangsstufe dar zwischen der Bildung des „gefüllten Feldspats“ und des Saussurits. Zwischen den beiden Arten der Umbildung des Plagioklases besteht hier kein prinzipieller genetischer Unterschied. Ein gefüllter Albit ist ein unter Wahrung des ursprünglichen Korns zu grobem Saussurit umgewandelter Plagioklas, dessen Albit nachträglich einheitlich um die Füllmineralien rekristallisiert ist.

Das beschriebene Gestein besitzt porphyroblastische Struktur und kristallisationsschiefrige Textur. Es ist ein Epidot-Chlorit-Albitgneis.

Die  $\pm$  mechanisch deformierten Amphibolite und ihre — weit selteneren — epimetamorphen Derivate kommen sehr häufig und in mannigfaltiger Wechsellagerung mit den übrigen Gesteinen der Valsellineserie der Mont Mary-Einheit vor. Ihre Verbreitung ist hier etwas grösser, als in der Valsellineserie der Dent Blanche-Einheit.

### *c) Die Marmore und Silikatmarmore*

Die Marmore und Silikatmarmore der Mont Mary-Einheit sind zur Untersuchung weniger geeignet, als diejenigen der Dent Blanche-Einheit, da sie stets die Spuren starker mechanischer Beanspruchung aufweisen. Es sind makroskopisch sehr feinkörnige grau- bis blauschwarze Karbonatgesteine, worin mancherlei Einschlüsse zu beobachten sind. Diese sind entweder einzelne, gerundete Mineralkörner (Quarz, Plagioklas, Augit, resp. Hornblende, Skapolith, Phlogopit) oder aber runde Brocken von Kalksilikatfels, die sich offensichtlich nicht mehr am Ort befinden, wo sie gebildet wurden, sondern durch Verknetung in der relativ plastischen Karbonatmasse weitergewandert sind. Die Grenzfläche des mechanischen Kontaktes ist stets sehr scharf, und die Einschlüsse können ohne Mühe aus dem Marmor herauspräpariert werden, wenn sie nicht von selbst beim Schlagen des Handstückes herausfallen.

U. d. M. erweist sich das Karbonatgefüge der Marmore und Silikatmarmore als äusserst feinkörnig (0,08 mm ist ein nur selten erreichtes Maximum der Korngrösse). Die Karbonatindividuen sind nach einer sehr weitgehenden Zertrümmerung zu unregelmässigen, verschwommenen Formen rekristallisiert. Sie sind nur selten deutlich gegeneinander abgegrenzt. Die dunkle Farbe der Marmore wird durch die Beobachtung erklärt, dass eine sehr allgemeine Bestäubung durch dichtgelagerte, feine Erzkörnchen das Gewebe auszeichnet.

Die Marmore und Kalksilikatmarmore erreichen in der Mont Mary-Einheit nicht die Verbreitung, die sie in der Dent Blanche-Einheit aufweisen. Namentlich ist das Abnehmen der schmalen Linsen zu konstatieren, währenddem mächtigere Züge nicht selten sind. Dieser Umstand kann mit der Annahme erklärt werden, dass auch kleinere Vorkommen ursprünglich nicht fehlten, dass sie aber infolge der die Valpellineserie der Mont Mary - Einheit durchgehend erfassenden, starken mechanischen Beanspruchung weitgehend zerrieben wurden.

#### *d) Die Lagerungsverhältnisse*

Die Valpellineserie der Mont Mary-Einheit bildet das Hangende der Arollaserie und das Liegende des mesozoischen Zuges von Roisan. In Streichen und Fallen mit diesen beiden Einheiten übereinstimmend, erreicht sie in ihrem östlichsten, noch in meinem Untersuchungsgebiet gelegenen Vorkommen, an der Comba Dèche, ihre grösste Mächtigkeit, währenddem sie gegen W auskeilt und westlich der Comba d'Arpisson nicht mehr nachgewiesen werden kann. Die Gipfel Becca Noail, Pointe de Senevé, Tsaat à l'Etsena, Becca Conge bauen sich aus Gesteinen der Valpellineserie auf.

### III. DIE GESTEINE DES MESOZOIKUMS

Diese nun noch zu beschreibenden Gesteine gehören alle einer komplexen Einheit an. In meinem Untersuchungsgebiet kommen sie nur im mesozoischen Zug von Roisan vor. Dieser kann von Roisan bis in die Gegend der Weggabelung bei P. 1859 NW der Becca de Roisan verfolgt werden, wo er sich mit dem schon erwähnten Ast von Belliouc vereinigt und nach E unter den glazialen Bildungen der oberen Comba de Valfreyde verschwindet. In der Comba d'Arpisson kommt er bei Verney in stark verringter Mächtigkeit wieder zum Vorschein. Zwischen diesem und dem nächstöstlichen Taleinschnitt, der Comba di Verzignola, ist der mesozoische Zug noch weiter reduziert; möglicherweise besteht er nur noch aus einigen Bündnerschieferschuppen, wie sie gelegentlich aus der Moränenbedeckung hervorragen. Zwischen der Alp Gran Verzignola und den obersten Ausläufern der Vallée de St. Barthélémy bilden die mesozoischen Gesteine wiederum einen zusammenhängenden Zug, welcher schon morphologisch durch die Einschnitte der Pässe von Arpeyssaou und St. Barthélémy und die sanften Geländeformen auffällt. —

Der mesozoische Zug von Roisan setzt sich aus Bündnerschiefern, vermutlich liasischen Alters, Triasdolomiten und Ophiolithen zu-

sammen. Diese befinden sich relativ zueinander nicht mehr in primärer Lagerung, sondern sie sind mechanisch stark gegeneinander verschoben und aus dem Zusammenhang gerissen worden. So erscheinen die Gesteine der Trias nur noch in Form von Schmitzen und grösseren Blöcken als alleinstehende Einlagerungen in den die Hauptmasse bildenden Bündnerschiefern, die ihrerseits mannigfache Verschuppungen und — im Abschnitt zwischen den Quertälern von Arpisson und Verzignola — möglicherweise völlige Ausquetschung erlitten haben. Auch inbezug auf das Auftreten der Ophiolithe in der Bündnerschiefermasse kann keine weitere Gesetzmässigkeit herausgefunden werden. Die Kontakte sind stets mechanischer Natur, sodass das vollständige Fehlen von Kontaktmineralien zwischen Bündnerschiefern und Ophiolithen keineswegs überrascht. An der Grenze zwischen den Bündnerschiefern und den sie überlagernden Arollagneisen der Dent Blanche-Einheit können zuweilen Verschuppungen beobachtet werden: Feinstverschieferte Orthogneislappen finden sich als Einlagerungen in den Bündnerschiefern und können — namentlich wenn es sich um Derivate dioritischer Eruptiva handelt — mit Ophiolithen verwechselt werden. Das beste Beispiel hiefür bietet der schmale Bündnerschieferzug von Belliuc, dessen intensive Verschuppung von der Strasse Valpelline-Aosta aus — ungefähr 300 m unterhalb der Brücke bei P. 898 — bequem studiert werden kann.

### 1. Die Gesteine der Trias

Sie sind wenig differenziert. Es handelt sich fast immer um weisse bis blaugraue, gelblich anwitternde Dolomite sehr feinen Kornes ( $d$  im allgemeinen zwischen 0,01 und 0,15 mm). Gelegentlich nimmt die Korngrösse beträchtlich zu ( $d$  bis zu mehreren mm); es liegen dann Dolomitmar more vor. Die Dolomite sind oft von netzartig sich durchdringenden Quarz- und Karbonatadern durchzogen. — Rauhwacke ist mir von einem einzigen Vorkommen (ob Verney, Comba d'Arpisson) bekannt.

### 2. Die Bündnerschiefer

Es handelt sich im allgemeinen um Phyllite von grünlich- bis dunkelgrauer Farbe; ihr Hauptbruch weist starken Seidenglanz auf. Eine seltener vorkommende Varietät besitzt die rauhe Anwitterungs-oberfläche der kalkreichen Gesteine; ihr Sericitgehalt ist nicht sehr beträchtlich. — U. d. M. erkennt man als Hauptmineralbestand des Typus I die Kombination Quarz + Sericit bis Muskowit, ferner Albit. Diese drei Mineralien bilden ein grano- bis lepido-

blastisches, kristallisationsschiefriges, oft gefälteltes Grundgewebe, in welchem Lagen vorherrschenden Sericits in quarzreiche Partien übergehen. ÜG sind etwas kohliges Pigment und Pennin, vereinzelt auch Zoisit und Epidot. Das Gestein ist als albitführender Sericitphyllit zu bezeichnen.

Typus II besteht aus einem sehr regelmässigen Grundgewebe, welches sich aus Calcit, ferner aus Quarz und Sericit zusammensetzt. Es ist von granoblastischer Struktur (die Calcitkörper gehören einer höheren Grössenordnung an, als die in ihren Zwischenräumen abgelagerten Quarzindividuen) und kristallisations-schiefriger Textur. Etwas kohlige Substanz ist der einzige ÜG dieser Bündnerschiefervarietät, die als Kalkphyllit bezeichnet werden muss.

Dem Typus I der Bündnerschiefer, aus welchem sich der Zug von Roisan hauptsächlich aufbaut, liegen sandig-tonige, dem ver-einzelt auftretenden Typus II kalkreiche Sedimente zugrunde.

### 3. Die Ophiolithe

Die Ophiolithe sind hellgrüne, feinschiefrige, stets chloritreiche Gesteine; sie treten in zwei Varietäten auf:

Für die erste Varietät ist u. d. M. ein feinkristalloblastisches Grundgewebe (d der einzelnen Gemengteile = 0,02 bis 0,08 mm) von Albit, Chlorit (einem anomal olivgrüne Interferenzfarben aufweisenden Pennin) und Epidot typisch. Lokal finden sich darin auch feinkörnige, quarzreiche Partien vor. Titanit kann ebenfalls in recht beträchtlichen Mengen vorkommen. Epidot tritt auch in Porphyroblasten auf. — ÜG sind Pyrit und Rutil. — Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch, die Textur kristallisationsschiefrig. — Dieses Gestein ist als ein zuweilen titanitreicher Epidot-Chlorit-Albitgneis zu bezeichnen.

Das ebenfalls feinkörnige Grundgewebe der zweiten Ophiolith-varietät besteht aus den alleinigen HG Albit und Chlorit (Pennin). Als NG tritt ziemlich viel Sericit auf, als ÜG sind Titanit, Zoisit, Epidot, Rutil und Pyrit zu beobachten. — Die Struktur ist recht gleichmässig grano- bis lepidoblastisch, die Textur kristalli-sationsschiefrig. Es liegt ein sericitführender Chlorit-Albit-schiefer vor.

Ein Vertreter des häufiger vorkommenden Typus I der Ophiolithe wurde einer chemischen Analyse unterworfen, welche die fol-genden Daten lieferte:

Ophiolith, anstehend bei Alp l'Arpeyssaou (Comba di Verzignola).  
Analytiker: R. MASSON.

	SiO <sub>2</sub>	47,20	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,57								
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,33								
	FeO	8,11								
	MgO	7,48								
	MnO	0,15								
	CaO	7,81								
	Na <sub>2</sub> O	3,85								
	K <sub>2</sub> O	0,41								
	TiO <sub>2</sub>	2,65								
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02								
	H <sub>2</sub> O +	3,79								
	H <sub>2</sub> O -	0,06								
		100,43								

Magmentypus (nach NIGGLI (44)):  
M elag a b b r o d i o r i t i s c h  
(Si-arm!)

Inbezug auf Mineralbestand, Struktur und Textur stimmen die hier nur aufgezählten, wenigen Typen der Bündnerschiefer und der Ophiolithe weitgehend mit gewissen häufigen Varietäten der von E. DIEHL (13) untersuchten, mesozoischen Gesteine des Val d'Ollomont überein. Es kann daher, was ihre nähere Beschreibung und genetische Deutung betrifft, auf die Arbeit meines Kollegen verwiesen werden.

### C. Tektonischer Überblick

Es ist nicht beabsichtigt, in dieser Arbeit auf die Tektonik des Gebiets des Valpellines näher einzugehen. Dies soll vielmehr in einer Sonderarbeit gemeinsam mit A. STUTZ geschehen (70). Immerhin seien im Hinblick darauf die für die Tektonik des unteren Valpellines wichtig erscheinenden Tatsachen ganz kurz rekapituliert:

Der Charakter der Tektonik ist durch gewaltige Überschiebungen bestimmt. Zwei Überschiebungsgroßseinheiten sind auseinanderzuhalten, die der Dent Blanche s. s. und die des Mont Mary. Sie sind durch den mesozoischen Zug von Roisan voneinander getrennt. Die tektonische Einheit der Dent Blanche ist ihm überlagert und bildet zur Hauptsache die beiden Talhänge des Valpellines, wobei das Einfallen ihrer Gesteine nahe der Talachse sehr steil und im allgemeinen talwärts gerichtet ist, mit zunehmendem Abstand davon jedoch sanfter wird. Der nördliche Teil der Dent Blanche-Einheit liegt den Bündnerschiefern des Val d'Ollomont auf, mit welcher Einheit sich der Zug von Roisan unterhalb der gleichnamigen Ortschaft vereint. — Die Mont Mary-Einheit fällt stets valpellinewärts unter die Gesteine

des Zugs von Roisan ein. — Die beiden tektonischen Einheiten weisen ganz analogen Bau auf: Sie setzen sich aus einer unteren und einer oberen Gesteinsserie, Arolla- und Valpellineserie, zusammen. Diese liegen nicht in primärem Kontakt zueinander, sondern sie sind durch eine Überschiebungsfläche gegeneinander abgegrenzt. — Beim Abschreiten eines senkrecht zur Talachse des unteren Valpellines gelegten Profils werden von NW nach SE die folgenden, tektonische Bedeutung aufweisenden Einheiten und Kontakte angetroffen: Bündnerschiefer des Val d'Ollomont - mechanischer Kontakt - Arollaserie - mechanischer Kontakt - Valpellineserie des rechten Talhangs - Valpellineserie des linken Talhangs - mechanischer Kontakt - Arollaserie - mechanisch beanspruchter, mesozoischer Zug von Roisan-Valpellineserie - mechanischer Kontakt - Arollaserie.

Durch ihren sehr einfachen Bau erinnern Mont Mary- und Dent Blanche-Einheit stark an die in den Ostalpen vorherrschenden Gleitbretter. Von den Charakteristika einer Faltentektonik (wie Stirnumbiegungen, Mittelschenkel usf.) lässt sich nichts beobachten. Es sollen daher — vorläufig nur im Gebiete des unteren Valpellines — anstelle des von ARGAND (2) geprägten Begriffes der „plis couchés“ die Bezeichnungen „Mont Mary-Brett“ und „Dent Blanche-Brett“ treten.

## **D. Petrographisch-genetischer Teil der Beschreibung der Valpellineserie**

### **I. CHEMISCHE ANALYSEN UND IHRE DISKUSSION**

Ausgangspunkt der genetischen Betrachtung der Gesteine der Valpellineserie muss die chemische Analyse sein. Es wurden insgesamt 15 der Valpellineserie angehörende Gesteine analysiert.

#### **1. Die Tonerdesilikatgesteine und ihre Derivate**

Zehn hiergehörige Analysen sollen die chemische Zusammensetzung verschiedener typischer Tonerdesilikatgesteine illustrieren.

Die zur Einordnung in das rechtwinklige (al - alk) - c - 2 alk - fm-Tetraeder der chemischen Klassifikation der metamorphen Gesteine von NIGGLI (42) benötigten Zahlenwerte sind in der nachfolgenden Tabelle zusammengestellt:

Es ergibt sich daraus, dass die in der mikroskopischen Beschreibung kurzweg als Tonerdesilikatgesteine (+ Derivate mit verschiedener mechanischer Beanspruchung) bezeichneten Gesteine in der NIGGLI'schen Klassifikation wirklich grösstenteils Alumosilikatgesteine genannt werden müssen. Einzig die zu den Analysen 8, 9,

Tabelle 1

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	43,66	60,10	53,39	59,89	65,74	58,48	48,54	57,11	64,51	59,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,42	21,61	19,35	18,93	16,19	18,24	19,38	19,81	14,26	15,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,45	0,88	2,89	0,67	1,55	2,15	1,86	2,12	0,30	1,89
FeO	12,74	7,30	7,60	7,25	5,99	4,69	9,82	2,91	5,89	5,01
MgO	5,88	3,06	4,20	2,79	2,47	2,99	6,83	3,01	2,34	3,53
MnO	0,07	0,04	0,06	0,10	0,10	0,07	0,21	0,04	0,10	0,08
CaO	0,53	0,86	1,02	1,55	1,43	2,11	3,25	4,14	3,50	3,82
Na <sub>2</sub> O	0,39	0,83	0,67	1,71	1,54	2,40	2,79	4,60	3,16	3,34
K <sub>2</sub> O	1,40	2,39	4,63	3,34	2,09	3,28	3,14	3,08	2,38	2,25
TiO <sub>2</sub>	2,78	1,85	1,85	1,94	1,79	1,35	3,03	0,56	1,55	1,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,01	0,04	0,05	0,04	0,03	0,01	0,18	0,02	0,03
H <sub>2</sub> O +	0,80	0,93	4,62	1,45	1,18	3,61	0,87	2,48	2,32	2,90
H <sub>2</sub> O -	0,00	0,00	0,12	0,16	0,10	0,37	0,14	0,14	0,05	0,08
$\Sigma$	100,12	99,86	100,44	99,83	100,21	99,77	99,87	100,18	100,38	100,12

Tabelle 2

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
si	107	220	173	219	277	214	123	183	254	205
al	41	46,5	37	41	40	39,5	29	37,5	33	32
fm	54	41,5	48	39	41,5	36	50,5	27,5	34,5	38
c	1,5	3,5	3,5	6	6,5	8,5	8,5	14,5	14,5	14
alk	3,5	8,5	11,5	14	12	16	12	20,5	18	16
k	0,68	0,66	0,82	0,55	0,47	0,47	0,42	0,31	0,33	0,31
mg	0,40	0,40	0,42	0,38	0,37	0,45	0,51	0,52	0,40	0,48
c/fm	0,03	0,07	0,07	0,15	0,16	0,24	0,17	0,51	0,43	0,37

1. Sillimanit-Biotit-Cordierit-Granatfels. La Vieille, Comba di Vessona. Anal. R. MASSON.
2. Sillimanitkinzigit. Thoules, nicht anstehend. Anal. R. MASSON.
3. Titanitführender Chlorit-Sericit-Albitgneis. Colle di Fouillou. Anal. R. MASSON.
4. Pseudotachylit, schwarze Adermasse. Hang N Cleiva. Anal. R. MASSON.
5. Brecciertes Nebengestein von 4: Sillimanit-Granat-Alkalifeldspatgneis. Hang N Cleiva. Anal. R. MASSON.
6. Aphanitischer Ultramylonit. E Chez la Ville, Comba Breuson. Anal. R. MASSON.
7. Kinzigitgneis. Bei Brouillé, am R. Verdona. Anal. R. MASSON.
8. Granat führender Biotit-Plagioklasgneis. Arnou, Comba di Vessona. Anal. R. MASSON.
9. Wenig Granat führender Biotit-Plagioklasgneis. Colle di Vameà. Anal. R. MASSON.
10. Wie 9, jedoch mechanisch beansprucht. Colle di Vameà. Anal. R. MASSON.

10 gehörigen Gesteine fallen in die Gruppe 2 der Klassifikation, in die der Alkali-Alumosilikatgesteine mit zurücktretendem alk. Außerdem ist die Tendenz von Gestein 7 unverkennbar, sich der Gruppe 6: alkalische fm-c-Gesteine zu nähern. Immerhin ist ersichtlich, dass die Analysen (welche ja die verschiedensten Typen erfassen) sehr enge verwandtschaftliche Beziehungen aufweisen, sodass die Allgemeinbezeichnung „Tonerdesilikatgesteine“ sich wohl rechtfertigen lässt.

T a b e l l e 3

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
al-alk	37,5	38	25,5	27	28	31	17	17	15	16
c	1,5	3,5	3,5	6	6,5	8,5	8,5	14,5	14,5	14
alk	3,5	8,5	11,5	14	12	16	12	20,5	18	16

Es ist sofort klar, dass die Analysen 1 bis 7 einer Serie von metamorphen Tonen entsprechen, welche alle — wenn auch in unterschiedlichem Masse — bedeutenden Gehalt an Fe und Mg aufweisen. Gestein 7 fällt nicht aus der Reihe heraus, sondern es ist bloss das Glied, welches diese Tendenz der Eisen-Magnesiumschüssigkeit am ausgeprägtesten zeigt.

Zu der Gruppe II seiner Klassifikation, in welche die Analysen 8, 9 und 10 fallen, schreibt NIGGLI u. a.: „Neben Orthogesteinen findet man u. a. alkalisierte, metamorphe Tongesteine und mannigfache Injektionsgesteine in dieser Gruppe.“ In der Tat erweist es sich, dass die drei betreffenden Gesteine die am stärksten injizierten Gesteine sind, und zwar genügt schon ein Vergleich der Molekularwerte der ganzen Serie, um festzustellen, dass bei der Injektion hauptsächlich Plagioklas entstanden sein muss (in 8, 9, 10 höheres alk, jedoch niedrigeres k; höheres c). Auf die Frage, ob und inwiefern auch in den übrigen analysierten Gesteinen Injektion eine Rolle gespielt hat, soll später zurückgekommen werden.

Es ist in mancher Beziehung aufschlussreich und zur Kontrolle der chemischen Analysen notwendig, mögliche, quantitativ bestimmte Mineralbestände, Normen, auszurechnen und sie dem zahlenmässigen Mineralbestand des Dünnschliffes, dem Modus, gegenüberzustellen. Dieser Vergleich ist ja nach dem von NIGGLI (45) eingeschlagenen Verfahren, dessen Kenntnis hier vorausgesetzt wird, direkt, ohne jede zwischengeschaltete rechnerische Operation, möglich. Man muss sich allerdings, wie dies von NIGGLI betont wird, klar darüber sein, dass das nach der genannten Methode aus der

chemischen Analyse berechnete Verhältnis der Mineralien eines Gesteins (Molekularprozente) mit dem aus dem betreffenden Dünnschliff entnommenen Verhältnis (Volumenprozente) nur dann genau identisch ist, wenn die Äquivalentvolumina aller in Betracht gezogenen Verbindungen gleich gross sind. Dies gilt für die NIGGLI-sche Berechnungsweise nie genau, jedoch meist angenähert. Wie liegen nun die Verhältnisse in den hier untersuchten Katagesteinen?

Die Äquivalentvolumina der meisten im vorliegenden Fall wichtigen Normmineralien werden von NIGGLI gegeben. Es sind die folgenden:

Quarz	24.0
Plagioklas	20.1
Orthoklas	21.8
Cordierit	21.5
Sillimanit	16.3

Dazu sind noch zu berechnen:

Granat	14.7
Biotit	18.6

Der Berechnung für Granat wurden hier die Zusammensetzung und das spezifische Gewicht, die sich im Verlauf der weiteren Untersuchungen an verschiedenen Granaten ergeben haben, zugrunde gelegt (vgl. S. 167 und 168). Auch bei der Ermittlung des Äquivalentvolumens für Biotit wurde eine möglichst angenäherte Formel dieses Minerals (vgl. S. 172) und dazu das spezifische Gewicht = 2,9 in Rechnung gesetzt. — Plagioklas, Orthoklas, Cordierit und auch Biotit besitzen angenähert gleiche Äquivalentvolumina. Abweichende Werte weisen nur Quarz einerseits, Sillimanit und namentlich Granat anderseits auf. Um von den Molekularprozenten (Norm) eines Mineralbestandes, in welchem auch die drei letzteren Mineralien vorkommen, zu den Volumenprozenten (Modus) zu gelangen, müssten die Quarzmenge vergrössert, die Sillimanit- und Granatzahlen verkleinert werden. Da die betreffenden Mineralien nie in sehr grossen Mengen vorkommen, soll von einer Korrektur in diesem Sinne abgesehen werden. Es genügt, dieser Tatsache eingedenk zu sein und inbezug auf die Übereinstimmung von Norm und Modus nicht übertriebene Erwartungen zu hegen. — Es bestehen auch noch andere Gründe, die einen streng quantitativen Vergleich verunmöglichen. Eine Vorbereitung zu diesem wäre die planimetrische Ausmessung der Dünnschliffe und die Umrechnung in Raumverhältnisse. Beides musste aus verschiedenen Gründen unterbleiben. Erstens besteht das Gebebe der in Frage kommenden Gesteine meist aus Mineralien sehr verschiedener Dimensionen und Formen; eine solch extreme Hete-

rogenität der Gestalt und der Grösse der Mineralien bedingt eine grosse Erschwerung und eine starke Herabminderung der Genauigkeit der Messung. Zweitens variiert die Zusammensetzung der Gesteine oft schon innerhalb eines Handstückes, sodass der Schliffsplitter und das das Analysenmaterial liefernde Stück nicht genau gleiche Zusammensetzung zu haben brauchen. Endlich ist bei den Tonerdesilikatgesteinen oft schon darum ein streng quantitativer Vergleich von Norm und Modus nicht möglich, weil sie mehr als ein Mineral von variabler, im Dünnschliff nicht bestimmbarer Zusammensetzung (Granat, Biotit, ferner Cordierit) enthalten. — Die Aufstellung des Modus wird sich hier daher nur auf sorgfältige Schätzung stützen.

Von den analysierten Typen ist wohl Nr. 7 der verbreitetste. Er sei daher zuerst diskutiert.

Der Verteilungsplan der Atome der wichtigen Elemente auf die sogenannten Basismoleküle, wie er sich nach der erwähnten Arbeit von NIGGLI ergibt, ist der folgende:

T a b e l l e 4

	At. Z	Kp	Ne	Cal	Mt <sup>6)</sup>	Sp	Fo	Fa	Q
Si	808	66	90				59	62,75	530,25
Al	380	66	90	116		108			
Fe''	23				23				
Fe''	137				11,5			125,5	
Mg	169					54	118		
Mn	3								
Ca	58			58					
Na	90		90						
K	66	66							
	1734	198	270	174	34,5	162	177	188,25	530,25
	100	11,4	15,6	10,0	2,0	9,3	10,2	10,9	30,6

Aus der so gewonnenen Basis lässt sich gemäss den Regeln der Silifizierung folgende Kata-Molekularnorm aufstellen:

$$\begin{aligned}
 11,4 \text{ Kp} + 7,6 \text{ Q} &= 19,0 \text{ Or} \\
 15,6 \text{ Ne} + 10,4 \text{ Q} &= 26,0 \text{ Ab} \\
 10,0 \text{ Cal} + 6,7 \text{ Q} &= 16,7 \text{ An} \\
 7,1 \text{ Sp} + 5,9 \text{ Q} &- 13,0 \text{ Cord} \\
 &\quad 2,2 \text{ Sp} \\
 &\quad 2,0 \text{ Mt} \\
 &\quad 10,2 \text{ Fo} \\
 &\quad 10,9 \text{ Fa} \\
 \hline
 & 100,0
 \end{aligned}$$

<sup>6)</sup> Abweichend vom üblichen Vorgehen wird hier in der Basis aus Fe'' mit Fe'' Mt anstelle von Fs gebildet ( $2 \times \text{Fe}'' + x \text{Fe}'' = 3 \times \text{Mt}$ ), da in der Auswertung sämtlicher Analysen bei der Normbildung wegen des Fehlens eines Basismoleküls Ns oder Ks (alk stets  $<$  al) aus Fs doch Mt gebildet werden müsste.

Die Norm stellt einen für den gegebenen Chemismus möglichen Mineralbestand dar; wie sich aber sofort herausstellt, ist es nicht der wahre Mineralbestand des betreffenden Gesteins: Der Modus wurde auf 45 Plagioklas, 25 Biotit, 20 Granat, 10 Quarz geschätzt. Es müssen also — sollen Norm und Modus übereinstimmen — an die Stelle von Or, Cord, Fo und Fa Biotit und Granat treten. Die entsprechenden Ab- und Aufbaugleichungen lauten:

$$\begin{array}{l} 13,0 \text{ Cord} = 3,5 \text{ Fo} + 7,1 \text{ Sil} + 2,4 \text{ Q} \\ 2,2 \text{ Sp} \quad \leftarrow \rightarrow 1,4 \text{ Al} \rightarrow 2,1 \text{ Sil} (- 0,7 \text{ Q}) \\ \qquad \qquad \qquad \leftarrow \rightarrow 0,8 \text{ Mg} \rightarrow 1,2 \text{ Fo} (- 0,4 \text{ Q}) \end{array} \quad \left| \begin{array}{l} 4,7 \text{ Fo} (\text{zu den } 21,1 [\text{Fo} + \text{Fa}] \\ \text{der Basis zu zählen}) + 9,2 \\ \text{Sil} + 1,3 \text{ Q} \end{array} \right.$$

$$11,4 \text{ Kp} + 17,6 (\text{Fo}, \text{Fa}) + 2,0 \text{ Q} = 31,0 \text{ Bi.}$$

Zur Granatbildung bleiben somit 8,2 (Fo, Fa) übrig.

$$8,2 (\text{Fo}, \text{Fa}) + 5,5 \text{ Sil} + 0,9 \text{ Q} = 14,6 \text{ Gran.}$$

Man gelangt so zu der Normvariante I:

26,0	Ab
16,7	An
31,0	Bi
14,6	Gran
2,0	Mt
3,7	Sil
<u>6,0</u>	<u>Q</u>
<u>100,0</u>	

Darin stört im Vergleich mit dem Modus zunächst das Missverhältnis Bi:Gran und das Vorhandensein von Sil. Eine weitere Anpassung besteht nun darin, dass soviel Or gebildet wird, als sich erfahrungsgemäss mit den 26 Ab und 16,7 An zu einem K-haltigen Plagioklas vereinigen kann, also etwa = 5 Or.

5,0 Or = 3,0 Kp + 2,0 Q. Vom Biotitposten zu subtrahieren sind somit 3,0 Kp + 4,5 (Fo, Fa) + 0,5 Q = 8,0 Bi. Der Grananteil erhöht sich dagegen um 4,5 (Fo, Fa) + 3,0 Sil + 0,5 Q = 8,0 Gran. Die Normvariante II ergibt sich daraufhin wie folgt:

5,0	Or
26,0	Ab
16,7	An
23,0	Bi
22,6	Gran
2,0	Mt
0,7	Sil
<u>4,0</u>	<u>Q</u>
<u>100,0</u>	

} 47,7 Andesin (35 % An).

Dazu ist zu bemerken, dass diese letzte Operation das Verhältnis Gran: Biotit entscheidend verbessert und zugleich den Plagioklas

der auf dem U-Tisch gemessenen Zusammensetzung (33 % An) sehr nahe gebracht hat; ferner ist Sil praktisch aus dem Mineralbestand verschwunden. Ein wenig Ca steckt möglicherweise im Granat (ebenso ein Teil des Fe<sup>III</sup> und Fe<sup>II</sup> des Mt), doch sind sicher Fe<sup>II</sup> und Mg die bei weitem wichtigsten zweiwertigen Elemente dieses Minerals. — An dem Nichtübereinstimmen des Gehaltes an modalem und normativem Quarz darf man sich nicht stossen, da gerade der Gehalt an diesem Mineral schon auf kleine Entfernung (innerhalb eines Dünnschliffes) sehr starke Schwankungen aufweist.

Das zu Analyse 2 gehörige Gestein ist ein Alkalifeldspat führender Sillimanitkinzigit mit schätzungsweise folgendem Modus: 30 Quarz, 20 Alkalifeldspat, 25 Granat, 20 Sillimanit, 5 Biotit. Die nach dem bekannten Schema errechnete Basis, sowie die entsprechende Norm sind die folgenden:

Basis	Norm
8,8 Kp	14,6 Or
4,6 Ne	7,6 Ab
2,6 Cal	4,3 An
13,5 Sp	25,8 Cord
14,4 Hz	26,4 Fe-Cord
1,3 Fa	1,7 Hy
1,0 Mt	1,0 Mt
<u>53,8 Q</u>	<u>18,6 Q</u>
100,0	100,0

Zur (zunächst Bi-freien) Granatvariante leiten folgende Gleichungen über:

$$\begin{aligned}
 25,8 \text{ Cord} &= 7,1 \text{ Fo} + 14,0 \text{ Sil} + 4,7 \text{ Q} \\
 26,4 \text{ Fe-Cord} &= 7,2 \text{ Fa} + 14,4 \text{ Sil} + 4,8 \text{ Q} \\
 1,7 \text{ Hy} &= 1,3 \text{ Fa} + 0,4 \text{ Q} \\
 4,3 \text{ An} &= 1,3 \text{ Cs} + 2,6 \text{ Sil} + 0,4 \text{ Q} \\
 1,0 \text{ Mt} &= 0,4 \text{ Fa} + 1,0 \text{ Fs} (- 0,4 \text{ Q}) \\
 \\ 
 &\quad 17,3 (\text{Fo}, \text{Fa}, \text{Cs}) + 32,0 (\text{Sil}, \text{Fs}) + 9,9 \text{ Q} \\
 17,3 (\text{Fo}, \text{Fa}, \text{Cs}) + 11,5 (\text{Sil}, \text{Fs}) + 1,9 \text{ Q} &= 30,7 \text{ Gran.}
 \end{aligned}$$

Es ergibt sich eine Normvariante (I) mit der Zusammensetzung:

14,6 Or
7,6 Ab
30,7 Gran
20,5 Sil
<u>26,6 Q</u>
100,0

Noch fehlt darin der Biotit. Es liesse sich nun ein Abbau der nötigen Mengen Or und Granat vornehmen, um den dem Modus entnommenen

Betrag von ca. 5 Bi zu bilden. Es ist jedoch auch möglich, durch andere Überlegungen die notwendige Bi-Zahl genauer festzustellen.

Zu diesem Zwecke wurde zunächst die Zusammensetzung des dem Gestein Nr. 2 angehörenden Granates ermittelt. Dies geschah nach der von PHILIPSBORN'schen Methode (53) für quaternäre Granate (Pyrop - Almandin - Grossular - Andradit; andere Granatkompo-

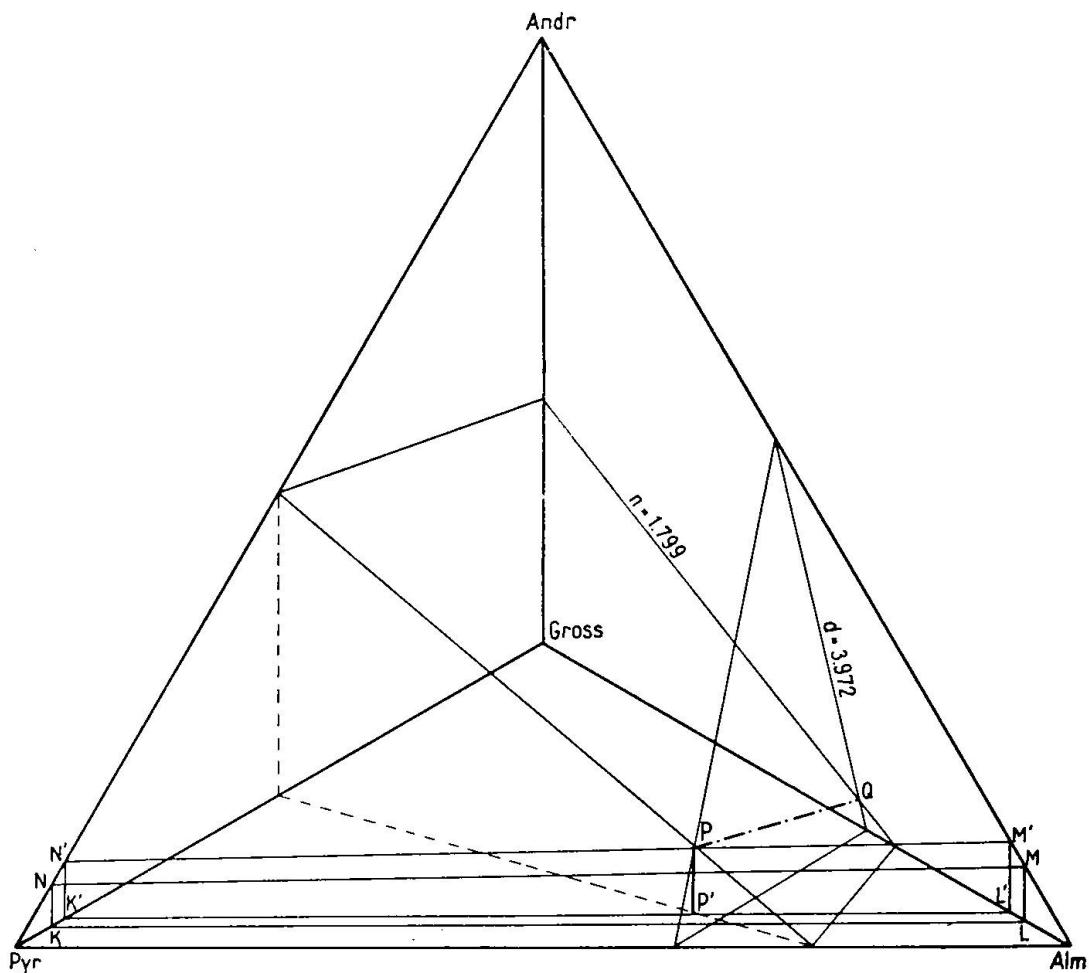


Fig. 5. Ermittlung der Zusammensetzung des Granats aus Gestein Nr. 2 mit Hilfe der von PHILIPSBORNSchen Methode

nenten kommen nach der Analyse nicht in Frage): Die vier Granatkomponenten bilden die Ecken eines in Parallelprojektion dargestellten Tetraeders. Die möglichen Granatzusammensetzungen mit einer ganz bestimmten Lichtbrechung und einer ganz bestimmten Dichte liegen je auf einer Ebene im Tetraederraum. Dichte- und Lichtbrechungsebene eines bestimmten Granats schneiden sich; der nicht in die Mischungslücke fallende Teil der Schnittgeraden ist der geometrische Ort der wahrscheinlich in Frage kommenden Granat-

zusammensetzungen. Aus der Kenntnis einer chemischen ( $R^2O$ - oder  $Fe_2O_3$ -) Komponente des Granats lässt sich eine dritte, die Schnittgerade ihrerseits schneidende Ebene im Tetraederraum und somit der Punkt der genauen Zusammensetzung konstruieren. — Für den Granat aus Gestein Nr. 2 wurden bestimmt:

$$\begin{aligned} \text{Dichte} &= 3,972 \\ \text{Lichtbrechung } n_D &= 1,799 \text{ (Prismenmethode).} \end{aligned}$$

Die beiden zu diesen Werten gehörigen Ebenen sind in Fig. 5 eingetragen; sie bestimmen die Schnittgerade PQ. Eine dritte Ebene, welche PQ schneiden muss, wird durch die für den Granat aus der Gesteinsanalyse Nr. 2 zu errechnende Komponente CaO geliefert: Da CaO in keinem andern Gemengteil von Gestein Nr. 2, als in Granat vorkommen kann, ist dies möglich: Die 0,86 Gew.% CaO der Analyse stecken in 30,7 Gran; der Gehalt des Granats an CaO beträgt somit = 2,8 Gew.%. Die daraus nach den von PHILIPSBORN-schen Tabellen konstruierte CaO-Ebene KLMN kommt jedoch mit der Schnittgeraden PQ nicht zum Schnitt, sondern sie nimmt zu ihr die von Fig. 5 illustrierte Stellung ein. Nun ist ja schon bemerkt worden, dass auch Biotit in der Normvariante vorhanden sein muss, wenn gute Übereinstimmung mit dem Modus erreicht werden soll. Biotitbildung bedeutet aber Verringerung der Granatkompone und damit Anwachsen des relativen CaO-Gehaltes im Granat. Über das Ausmass der Biotitbildung entscheidet folgende Überlegung: Damit Schnittgerade PQ und CaO-Ebene des Granattetraeders zum Schnitt gelangen, muss der Granat, wie aus den erwähnten Tabellen hervorgeht, mindestens = 3,8 Gew.% CaO enthalten. Für diesen Wert tritt an die Stelle der Ebene KLMN die Ebene K'L'M'N'. Diese schneidet PQ in P, einem Punkt der (vordern) Tetraederfläche Pyrop-Almandin-Andradit. — Der CaO-Gehalt des Granats beträgt = 3,8 Gew.%, wenn sich das CaO statt auf 30,7 Gran bloss auf 23,3 Gran verteilt. Braucht man die überschüssigen 7,4 Gran bei gleichzeitigem Abbau der das notwendige Kp liefernden Menge Or zur Bildung von Biotit, so resultiert die folgende Normvariante (II):

10,1 Or	}	17,7 Alkalifeldspat
7,6 Ab		
23,3 Gran		
23,3 Sil		
7,2 Bi		
28,5 Q		
100,0		

Der zu dieser Normvariante gehörende Granatabbau ist in seinem Ausmass genau festgelegt, nach unten wie nach oben begrenzt: Er konnte

höchstens den angenommenen Betrag ausmachen, weil nicht mehr als die gebildete Menge Bi entstehen durfte (vgl. Modus!), und anderseits musste die Granatkomponente der Normvariante auf 23,3 erniedrigt werden, um CaO-Ebene und Schnittgerade PQ zum Schnitt zu bringen. — Schliesslich ist ja auch die gute Übereinstimmung von Norm und Modus eine Bestätigung für die Richtigkeit des Vorgehens. Somit ist auch der gefundene Punkt P des Granattetraeders nahe

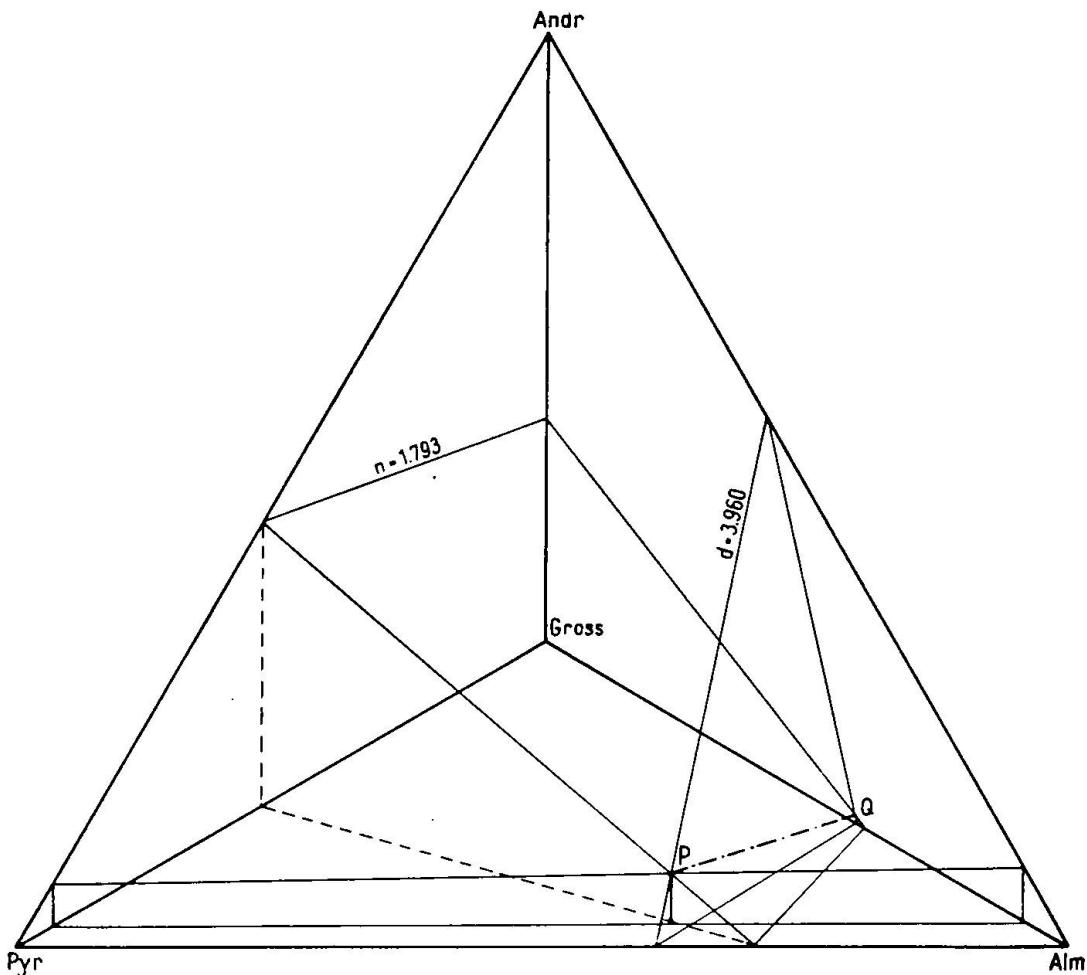


Fig. 6. Ermittlung der Zusammensetzung des Granats aus Gestein Nr. 1

dem wirklichen Zusammensetzungspunkt des zu Gestein Nr. 2 gehörigen Granates. Er liefert die Daten: 59 Almandin, 30 Pyrop, 11 Andradit.

Nun, da die Zusammensetzung des Granats und die Menge des Granats und des Biotits im analysierten Gestein einigermassen bekannt ist, könnte es verlockend erscheinen, die Zusammensetzung des Biotits oder doch das Verhältnis Fe":Mg in diesem Mineral zu bestimmen, da ja diese zwei Elemente oft in Granat und Biotit vorkommen können. Dem Granat kommt mit grosser Annäherung die

Formel  $\text{Si}_{30}\text{Al}_{18}\text{Fe}_2''\text{Fe}_{18}''\text{Mg}_9\text{Ca}_3$  zu (entsprechend 60 Almandin, 30 Pyrop, 10 Andradit); 100 Gran setzen sich aus 37,5 Si, 22,5 Al, 2,5 Fe'', 22,5 Fe'', 11,25 Mg, 3,75 Ca zusammen. 23,3 Gran beanspruchen somit u. a. = 5,2 Fe'' und 2,6 Mg. Die alles Fe'' und Mg der Analyse enthaltenden Basismoleküle 13,5 Sp, 14,4 Hz, 1,3 Fa, 1,0 Mt liefern u. a. = 6,0 Fe'' und 4,5 Mg. Nach der Granatbildung bleiben davon = 0,8 Fe'' und 1,9 Mg übrig, welche vollständig in das Biotitmolekül aufgenommen werden. Daraus lässt sich ein Verhältnis Mg:Fe'' im Biotit und eine approximative Biotitformel ableiten. Man wird sich jedoch aus zwei Gründen hüten müssen, dem auf diese Weise gewonnenen Resultat eine zu grosse Bedeutung zuzumessen:

1. besteht beim Analysieren von granatführenden Gesteinen immer die Schwierigkeit, den Oxydationsgrad des Eisens richtig zu bestimmen;

2. wird sich im vorliegenden Falle schon ein leichter Fehler in der FeO-Bestimmung wegen der kleinen Menge Biotits, um die es sich handelt, als beträchtliche Verschiebung gegenüber dem richtigen Verhältnis der zweiseitigen Elemente in diesem Mineral auswirken.

Das zu Analyse Nr. 1 gehörige Gestein ist vor allem durch seinen Cordieritgehalt ausgezeichnet. Basis und Norm sind die folgenden:

Basis	Norm
5,3 Kp	8,8 Or
2,5 Ne	4,2 Ab
1,6 Cal	2,7 An
25,8 Sp	47,4 Cord
17,7 Hz	34,2 Fe-Cord
4,9 Fa	6,5 Hy
3,8 Mt	3,8 Mt
<u>38,4 Q</u>	<u>— 7,6 Q</u>
100,0	100,0

Im Modus — 20 Bi, 25 Gran, 25 Sil, 20 Cord, 10 Q — ist kein Feldspat vorhanden. Die Alkalien können nur in Biotit enthalten sein. Es gilt somit:

$$\begin{aligned} 7,8 (\text{Kp, Ne}) + 11,7 (\text{Fo, Fa}) + 1,3 \text{ Q} &= 20,8 \text{ Bi} \\ 11,7 (\text{Fo, Fa}) + 23,4 \text{ Sil} + 7,8 \text{ Q} &= 42,9 (\text{Cord, Fe-Cord}). \end{aligned}$$

Die letzte Gleichung bestimmt die Menge des zur Biotitbildung abzubauenden Cordierits. Noch muss aber ein Teil der restierenden Cordierits abgebaut werden, um Granat bilden zu können; es ist bloss die Frage, wieviel. — Die chemische Analyse zeigt, dass der Granat, das einzige Ca-Mineral, arm an Ca-Granat sein muss. So wohl aus Analogie zu den Resultaten der Analyse Nr. 2, als auch

vor allem aus dem Grund, dass das vorhandene  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  durch das CaO in Andradit nicht ganz abgesättigt werden kann, darf die Grossularkomponente = 0 gesetzt werden. Der Granat aus Gestein Nr. 1 wurde in gleicher Weise, wie derjenige aus Gestein Nr. 2 untersucht. Die Flächen gleicher Dichte ( $d = 3,960$ ) und gleicher Lichtbrechung ( $n_D = 1,793$ ) schneiden einander in der Geraden PQ des Tetraeders Pyrop - Almandin - Grossular - Andradit (Fig. 6). Die gleichen Überlegungen, wie sie in der Diskussion der Analyse 2 angestellt wurden, zeigen, dass = 20,0 Gran gebildet werden müssen, damit die notwendige Bedingung erfüllt ist, dass die CaO-Ebene die Schnittgerade PQ in dem der vorderen Tetraederfläche angehörenden Punkt P schneidet.

$20,0 \text{ Gran} = 11,3 (\text{Fo}, \text{Fa}, \text{Cs}) + 7,5 (\text{Sil}, \text{Fs}) + 1,2 \text{ Q}$ . Die 11,3 ( $\text{Fo}, \text{Fa}, \text{Cs}$ ) werden durch folgende Umwandlungen geliefert:

$$\begin{aligned} 2,7 \text{ An} &= 0,8 \text{ Cs} + 1,6 \text{ Sil} + 0,3 \text{ Q} \\ 0,6 \text{ Mt} &= 0,3 \text{ Fa} + 0,6 \text{ Fs} - 0,3 \text{ Q} \\ 6,5 \text{ Hy} &= 4,9 \text{ Fa} + 1,6 \text{ Q} \\ 19,4 \text{ (Cord, Fe-Cord)} &= 5,3 \text{ (Fo, Fa)} + 10,6 \text{ Sil} + 3,5 \text{ Q} \end{aligned} \quad \left. \begin{array}{l} \text{Andraditbildung} \\ \text{ } \end{array} \right\}$$

Die Normvariante besteht aus

$$\begin{array}{r} 20,8 \text{ Bi} \\ 20,0 \text{ Gran} \\ 19,3 \text{ (Cord, Fe-Cord)} \\ 28,7 \text{ Sil} \\ 3,2 \text{ Mt} \\ 8,0 \text{ Q} \\ \hline 100,0 \end{array}$$

Eine weitere Anpassung an den Modus könnte noch die Aufteilung des Mt in Fe'' und Fe' und deren Unterbringung in Bi (anstelle von Al), bzw. in Gran bringen, wobei Sil einerseits vermehrt, andererseits (bei einem geringfügigen Granatzuwachs) wieder verringert würde. Doch herrscht aus dem schon erwähnten Grunde inbezug auf die Menge Mt eine gewisse Unsicherheit.

Die Granatbestimmung ergibt die Werte: 58 Almandin, 34 Pyrop, 8 Andradit. Diese Zusammensetzung ist derjenigen des Granats aus Gestein Nr. 2 sehr ähnlich, ja die beiden Granate sind als fast identisch zu bezeichnen. In beiden Fällen liegt zur Hauptsache ein Glied der Reihe Pyrop-Almandin vor, in welchem der Eisengranat überwiegt, und welches nur durch eine kleinere (Andradit-)Komponente einem ternären System zugeordnet wird. Diese Granate der Tonerdesilikatgesteine der Valpellineserie sind inbezug auf ihre Zusammensetzung dem Falle zuzuzählen, der am häufigsten verwirklicht ist: Eine sta-

tistische Zusammenstellung von FORD (17) lässt erkennen, dass fast 60 % aller analysierten Granate aus drei wesentlichen Komponenten bestehen, von denen in der Regel zwei über die dritte stark vorherrschen.

Nun, da die Zusammensetzung des Granats aus Gestein Nr. 1 bekannt ist, lässt sich möglicherweise auch ein Einblick in den Chemismus der andern variablen Komponenten des Mineralbestandes gewinnen. Es tritt dabei jedoch erschwerend in Erscheinung, dass außer Granat noch zwei Mineralien (Biotit, Cordierit) mit variabler Zusammensetzung auftreten.

20 Gran, deren Fe" sich zu Mg ca. wie 3:5 verhält, brauchen an Basismolekülen = 7,0 Fa und 4,2 Fo. Es bleiben dann, wenn alles Fe" und Mg der Basis in Fa und Fo ausgedrückt werden, = 3,8 Fa und 4,4 Fo nach der Granatbildung übrig. Es ist leider gerade für Biotit und Cordierit wenig über den Zusammenhang von Optik und Chemismus bekannt, sodass in diesem Fall darauf verzichtet werden muss, auf Möglichkeiten der Verteilung der Fe"- und Mg-Moleküle näher einzutreten. Immerhin darf erwähnt werden, dass — wie den Untersuchungen und Zusammenstellungen OPPENHEIMERS (51) zu entnehmen ist — der optisch positive Charakter des Cordierits für eine extrem eisenarme Zusammensetzung zu sprechen scheint, was für den Biotit einen starken Gehalt an Fe" wahrscheinlich macht.

Die Analysen 8, 9, 10 weisen als gemeinsames, charakteristisches Merkmal ein relativ hohes c auf, das sie von den übrigen Analysen deutlich unterscheidet. Es wird von Interesse sein, festzustellen, wie sich dieses Charakteristikum im Mineralbestand der Norm und der eventuellen Normvarianten auswirkt und insbesondere auch, ob die Zusammensetzung des Granats eine wesentlich andere, als die der bisher besprochenen Granate ist.

Basis, Norm und Modus des granatführenden Biotit-Plagioklasgneises (Gestein Nr. 8) seien eingangs angegeben:

Basis	Norm	Modus
11,2 Kp	18,7 Or	70 Plagioklas
25,1 Ne	41,8 Ab	15 Biotit
12,5 Cal	20,8 An	5 Granat
2,2 Sp	4,0 Cord	10 Quarz
5,3 Fo	7,1 En	
2,3 Fa	3,1 Hy	
2,3 Mt	2,3 Mt	
39,1 Q	2,2 Q	
100,0	100,0	

Die Norm muss, soll sie mit dem Modus qualitativ übereinstimmen, auf eine Biotit und Granat führende, Cord-, En-, Hy-, Mt-freie und keinen freien Or aufweisende Variante umgerechnet werden. Es zeigt sich dabei, dass wenn aller Or abgebaut würde, nicht genügend Mg- und Fe"-Moleküle zur Absättigung des resultierenden Kp zu Bi vorhanden wären. In dem grossen Plagioklasanteil der Norm kann jedoch auch ziemlich viel Or stecken. Eine versuchsweise Aufteilung des Kp der Basis im Verhältnis 1:1 auf Bi und Or ergibt einerseits  $5,6 \text{ Kp} + 8,4 (\text{Fo}, \text{Fa}) + 0,9 \text{ Q} = 14,9 \text{ Bi}$  und anderseits  $5,6 \text{ Kp} + 3,7 \text{ Q} = 9,3 \text{ Or}$ .

Es erweist sich, soll noch Granat gebildet werden können, als unumgänglich, den grössten Teil des in Mt untergebrachten Fe als zweiwertig anzunehmen; der begangene Fehler braucht nicht notwendigerweise gross zu sein. Die Gleichungen der notwendigen Umwandlungen lauten:

$$\begin{array}{rcl}
 4,0 \text{ Cord} & = & 1,1 \text{ Fo} + 2,2 \text{ Sil} + 0,7 \text{ Q} \\
 7,1 \text{ En} & = & 5,3 \text{ Fo} + 1,8 \text{ Q} \\
 3,1 \text{ Hy} & = & 2,3 \text{ Fa} + 0,8 \text{ Q} \\
 2,0 \text{ Fe}'' & = & 3,0 \text{ Fa} - 1,0 \text{ Q} \\
 \\ 
 & & \underline{11,7 (\text{Fo}, \text{Fa}) + 2,2 \text{ Sil} + 2,3 \text{ Q}} \\
 & & \underline{3,3 (\text{Fo}, \text{Fa}) + 2,2 \text{ Sil} + 0,4 \text{ Q} = 5,9 \text{ Gran.}}
 \end{array}$$

Die gesuchte Normvariante besitzt folgende Zusammensetzung:

$$\begin{array}{rcl}
 9,3 \text{ Or} & & \\
 41,8 \text{ Ab} & \left. \right\} & 71,9 \text{ Plagioklas} \\
 20,8 \text{ An} & & \\
 14,9 \text{ Bi} & & \\
 5,9 \text{ Gran} & & \\
 0,3 \text{ Mt} & & \\
 7,0 \text{ Q} & & \\
 \\ 
 & \underline{100,0} &
 \end{array}$$

Sie stimmt mit dem Modus gut überein. Es mag vielleicht scheinen, dass zu viel Or im Plagioklas untergebracht ist. Andererseits ist die Zusammensetzung des letzteren inbezug auf das Verhältnis An:Alkalifeldspat ungefähr richtig (29 An; gemessen: 33 An). Dass die Plagioklaszusammensetzung der Norm mit der modalen Zusammensetzung übereinstimmt, bedeutet auch, dass der Granat kalkarm sein muss. Er besteht auch hier aus den beiden Hauptkomponenten Almandin und Pyrop und möglicherweise aus einem kleinen Andraditanteil. — Die Granate der Gesteine 8, 9, 10 lassen wegen zu vieler Einschlüsse und zu grosser Sprödigkeit weder eine Bestimmung des spezifischen Gewichtes, noch eine Messung der Lichtbrechung zu.

Für die Analyse Nr. 10 gelten folgende Daten:

Basis	Norm	Modus
8,4 Kp	14,0 Or	50 Plagioklas
18,9 Ne	31,5 Ab	(Andesin)
11,9 Cal	19,8 An	20 Biotit
1,6 Sp	2,9 Cord	5 Granat
7,0 Fo	9,3 En	25 Quarz
5,1 Fa	6,8 Hy	
2,1 Mt	2,1 Mt	
<u>45,0 Q</u>	<u>13,6 Q</u>	
100,0	100,0	

Es ist somit eine Normvariante mit Biotit und Granat zu bilden; Cord, En, Hy, sowie ein Teil des Or haben dabei zu verschwinden:

$$\begin{aligned}
 2,9 \text{ Cord} &= 0,8 \text{ Fo} + 1,6 \text{ Sil} + 0,5 \text{ Q} \\
 9,3 \text{ En} &= 7,0 \text{ Fo} + 2,3 \text{ Q} \\
 6,8 \text{ Hy} &= 5,1 \text{ Fa} + 1,7 \text{ Q} \\
 &\quad 12,9 (\text{Fo}, \text{Fa}) + 1,6 \text{ Sil} + 4,5 \text{ Q}
 \end{aligned}$$

Die Menge des Moleküls, worin Tonerde nicht an Alkalien gebunden ist, Sil, bestimmt die Grösse der zu bildenden Granatkomponente:  $1,6 \text{ Sil} + 2,4 (\text{Fo}, \text{Fa}) + 0,3 \text{ Q} = 4,3 \text{ Gran}$ . Die Grösse des Biotitanteils ist von der Menge des restierenden Orthosilikats abhängig:  $10,5 (\text{Fo}, \text{Fa}) + 7,0 \text{ Kp} + 1,2 \text{ Q} = 18,7 \text{ Bi}$ . Das übriggebliebene Kp liefert mit Q zusammen Or:  $1,4 \text{ Kp} + 0,9 \text{ Q} = 2,3 \text{ Or}$ . Die Normvariante lautet:

2,3 Or	}	53,6 Plagioklas (37 An)
31,5 Ab		
19,8 An		
18,7 Bi		
4,3 Gran		
2,1 Mt		
<u>21,3 Q</u>		
100,0		

Es herrscht gute Übereinstimmung mit dem Modus. Die Zusammensetzung des Plagioklases ist sehr genau die im Dünnschliff gemessene (38 An), was besagt, dass auch hier der Granat maximal nur wenig CaO führen kann. Die Mt-Komponente der Normvariante spricht für Andraditgehalt des Granats.

Die qualitativen und quantitativen Verhältnisse sind hier günstig, um einen Einblick in die Zusammensetzung des Biotits zu erlangen, was die Elemente Mg und Fe" anbelangt; diese sind ja ausser in den kleinen Posten Gran und Mt nur in Bi enthalten. Setzt man für den Granat die wahrscheinliche Zusammensetzung 60 Almandin, 30 Pyrop ein (Andradit = 10), brauchen die 4,3 Gran der Normvariante ==

0,5 Mg und 1,0 Fe". Es verbleiben — vom Mt abgesehen — nach Abzug dieser Zahlen in der Basis = 4,7 Mg (in 7,0 Fo) und 2,4 Fe" (in 3,6 Fa). Das Verhältnis der zweiseitigen Elemente im Biotit ist somit von Mg: Fe" = 2: 1 nicht weit entfernt. Es würde ihm etwa die Formel  $\left[ \text{Si}_{12}(\text{Al}, \text{Fe}'')_4\text{O}_{40} \frac{\text{Mg}_8}{(\text{OH})_8} \text{Fe}''_4 \right] \text{K}_4$  entsprechen. Dabei ist jedoch das Mt der Norm unberücksichtigt gelassen. In Wirklichkeit wird dem Biotit eine noch Fe"-reichere Zusammensetzung zukommen.

Die Auswertung der Analyse 9 zeitigt sehr weitgehend ein gleiches Resultat. Sie soll daher unterbleiben.

Es konnte gezeigt werden, dass der Granat auch in der Gruppe relativ kalkreicher Tonerdesilikatgesteine Ca-arm bleibt. Diese Feststellung geht auch eindeutig aus der Tatsache hervor, dass mit zunehmendem CaO-Gehalt der Analyse die Granatkomponente nicht zu-, sondern gegenteils abnimmt und Plagioklas das vorherrschende Mineral wird. — Der Granat scheint demnach in der ganzen Serie der Tonerdesilikatgesteine eine ziemlich konstante Zusammensetzung aufzuweisen.

Eine besondere Bedeutung erlangt die Normberechnung, wenn es sich darum handelt, aus der chemischen Analyse eines Diaphorits den früheren, heute überprägten Mineralbestand zu bestimmen. Im speziellen Fall der Epigesteine oder der aphanitischen Ultramylonite der Valpellineserie wird es möglich sein, bloss mit dem Hilfsmittel der Normberechnung und mit der an den vorausgegangenen Beispielen gewonnenen Erfahrung, den Mineralbestand des zugehörigen Katagesteins mit grosser Wahrscheinlichkeit richtig zu bestimmen.

Der titanitführende Chlorit-Sericit-Albitgneis Nr. 3 ist ein S. 148 beschriebenes Epigestein der Valpellineserie der Mont Mary-Einheit. Dazu gehörige Basis und Norm sind die folgenden:

Basis	Norm
17,8 Kp	29,7 Or
4,0 Ne	6,7 Ab
3,3 Cal	5,5 An
19,0 Sp	34,8 Cord
1,3 Hz	2,4 Fe-Cord
7,3 Fa	9,7 Hy
3,3 Mt	3,3 Mt
44,0 Q	7,9 Q
100,0	100,0

Die Norm entspricht erfahrungsgemäss nicht dem Mineralbestand der Kata-Tonerdesilikatgesteine. Die notwendigen Abbaugleichungen sind die folgenden:

$$\begin{array}{rcl}
 34,8 \text{ Cord} & = & 9,5 \text{ Fo} + 19,0 \text{ Sil} + 6,3 \text{ Q} \\
 2,4 \text{ Fe-Cord} & = & 0,7 \text{ Fa} + 1,3 \text{ Sil} + 0,4 \text{ Q} \\
 5,5 \text{ An} & = & 1,6 \text{ Cs} + 3,3 \text{ Sil} + 0,6 \text{ Q} \\
 9,7 \text{ Hy} & = & 7,3 \text{ Fa} + 2,4 \text{ Q} \\
 3,3 \text{ Mt} & = & 1,7 \text{ Fa} - 1,7 \text{ Q} \\
 \hline
 & & 20,8 (\text{Fo}, \text{Fa}, \text{Cs}) + 26,9 (\text{Sil}, \text{Fs}) + 8,0 \text{ Q}
 \end{array}$$

Der An steht in der Norm nicht im üblichen Verhältnis zu Ab. Andrerseits lässt der sehr grosse Kp-Betrag erkennen, dass Kalifeldspat der dominierende Feldspat des Katamineralbestandes war. Es wird in diesem letzteren, entsprechend dem chemisch sehr nahverwandten Gestein Nr. 2, kein Plagioklas vorhanden sein. Alles CaO muss somit in den zu bildenden Granat aufgenommen werden. Nimmt man dessen Zusammensetzung zu 10 Andradit, 30 Pyrop, 60 Almandin an, wie sie in Gestein Nr. 2 bestimmt wurde, so müssen — entsprechend 1,6 Cs — 14,4 (Fa, Fo) zu seiner Bildung herangezogen werden.

$16,0 (\text{Fa}, \text{Fo}, \text{Cs}) + 10,6 (\text{Sil}, \text{Fs}) + 1,8 \text{ Q} = 28,4 \text{ Gran}$ . Aus dem restlichen (Fa, Fo) wird Bi gebildet:

$$4,8 (\text{Fa}, \text{Fo}) + 3,2 \text{ Kp} + 0,5 \text{ Q} = 8,5 \text{ Bi}.$$

Es muss somit  $3,2 \text{ Kp} + 2,2 \text{ Q} = 5,4 \text{ Or}$  abgebaut werden; die gesuchte Normvariante besteht aus:

$$\begin{array}{r}
 24,3 \text{ Or} \\
 6,7 \text{ Ab} \\
 28,4 \text{ Gran} \\
 8,5 \text{ Bi} \\
 16,3 \text{ Sil} \\
 \hline
 15,8 \text{ Q} \\
 \hline
 100,0
 \end{array}$$

Diese Normvariante ist ein möglicher und überdies mit einiger Sicherheit der Mineralbestand, der unter Katabedingungen in der Valpelline-serie für den betreffenden Chemismus resultieren musste. Die Ähnlichkeit in der chemischen Zusammensetzung mit Analyse 2 ist ja eine sehr grosse; die physikalischen Bedingungen, denen die beiden Gesteine während der Katametamorphose unterworfen waren, waren ohne Zweifel dieselben, sodass auch ähnliche Mineralzusammensetzungen resultieren mussten. Ein Vergleich der betreffenden Normvarianten zeigt, dass in beiden Fällen Sillimanitkinzigitgneise (mit Alkalifeldspat als Feldspatmineral) entstanden sind.

Wie man die Katanorm berechnet, so ist es auch möglich, für einen bestimmten Chemismus eine Epinorm, einen möglichen Epimineralbestand aufzustellen, der zum wirklichen Epimineralbestand wird, wenn man sich dabei die Beobachtungen

zunutze macht, die aus dem Dünnschliffstudium gewonnen werden können. In sehr vielen Fällen — wo einem Ausmessen des Dünnschliffes grösste Schwierigkeiten im Wege stehen — gelingt es nur mit Hilfe dieser Normberechnung, ein quantitatives Bild von der Zusammensetzung eines Epigesteines zu erhalten.

Die Prinzipien, nach welchen eine Epinorm für Analyse Nr. 3 aufgestellt werden kann, sind in folgendem nach NIGGLI (Vorlesungen und Übungen) aufgestellten Schema enthalten:

T a b e l l e 5

	At.Z	At.%	Ab	Sc	Tn <sup>7)</sup>	Am	Serp	Fe-Serp	Hm	Ru	Q
Si	889	53,0	3,9	17,4	1,1	2,0	1,7	4,2			22,7
Al	380	22,6	1,3	17,4		3,9					
Fe"	36	2,1								2,1	
Fe"	105	6,3								6,3	
Mg	104	6,3				3,9	2,5				
Mn	1	0,1									
Ca	18	1,1			1,1						
Na	22	1,3	1,3								
K	98	5,8		5,8							
Ti	29	1,4			1,1					0,3	
	1676	100,0	6,5	40,6	3,3	9,8	4,2	10,5	2,1	0,3	22,7

## E p i n o r m :

Ab	6,5	Albit
Sc	40,6	Sericit
Tn	3,3	Titanit
Am	9,8	Amesit
Serp	4,2	Serpentin
Fe-Serp	10,5	Fe-Serpentin } 24,5 Chlorit
Hm	2,1	Haematit
Ru	0,3	Rutil
Q	22,7	Quarz
	100,0	

Auf dieselbe Weise, wie im vorangegangenen Beispiel, lässt sich für den aphanitischen Ultramylonit Nr. 6 das ihm ursprünglich zugrunde liegende Katagestein errechnen.

Basis	Norm
12,5 Kp	20,8 Or
13,9 Ne	23,2 Ab
6,8 Cal	11,3 An
11,9 Sp	21,8 Cord
0,7 Fo	0,9 En
4,4 Fa	5,9 Hy
2,4 Mt	2,4 Mt
47,4 Q	13,7 Q
100,0	100,0

<sup>7)</sup> Titanit, statt — wie normalerweise — Zoisit; vgl. Schliffbeschreibung S. 148.

Es ist beim Betrachten der Norm zunächst ersichtlich, dass Kalifeldspat und Plagioklas in der Normvariante werden erscheinen müssen: Einerseits ist der Ab-Anteil zu gross, um mit Or zusammen Alkalifeldspat bilden zu können; andererseits reichen die femischen Komponenten nicht aus, um alles Kp der Basis in Bi abzusättigen. — Bringt man alles (Mg, Fe") in Bi unter, so resultiert eine Normvariante mit Orthoklas, Plagioklas, Biotit, Sillimanit und Quarz. Nun findet sich aber unter allen Gesteinen der Valpellineserie nicht eines, das bei Abwesenheit von Granat Sillimanit führt. Es muss somit Granat in der zu bildenden Normvariante vorhanden sein. Dass aber auch Biotit hineingehört, geht daraus hervor, dass das Mg-Atom in der Basis stärker vertreten ist, als das Fe"-Atom, sodass nicht bloss Granat, der, wie früher erkannt wurde, mehr Fe" als Mg führt, als femischer Gemengteil vorhanden sein kann. Verteilt man die femischen Komponenten zu gleichen Teilen auf Bi und Gran, so resultiert eine Normvariante mit:

14,0	Or
23,2	Ab
11,3	An } 34,5 Andesin
10,9	Bi
10,9	Gran
10,2	Sil
19,5	Q
100,0	

Ein geringfügiger Abbau von An zugunsten von Gran und Sil würde darin nur unwesentliche Verschiebungen hervorrufen. Das ursprüngliche Katagestein des aphanitischen Ultramylonits war — wie fast mit Bestimmtheit zu sagen ist — ein Sillimanit-Kinzigitgneis von der Art, wie sie unter Typus X der Tonerdesilikatgesteine beschrieben wurden.

In gleicher Weise, wie alle bisher diskutierten Analysen, würde auch für die beiden übrigen, Nrn. 4 und 5, verfahren werden können. Da dabei jedoch nichts neues herausschaut, soll davon abgesehen werden. Es wird sich später Gelegenheit bieten, auf die beiden Analysen zu sprechen zu kommen.

## 2. Die basischen Gesteine der Valpellineserie

Vier weitere Analysen sollen die chemischen Verhältnisse in den basischen Gesteinen der Valpellineserie etwas näher beleuchten:

Die für die Einreihung der drei ersten dieser analysierten Gesteine in die NIGGLI'sche Klassifikation der metamorphen Gesteine

Tabelle 6

Nr.	11	12	13	14	Nr.	11	12	13	14	V
SiO <sub>2</sub>	47,83	51,75	45,40	48,60	si	121	120	101	95	80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,22	16,01	16,60	10,78	al	22,5	22	22	12,5	15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,28	0,46	4,74	2,69	fm	47,5	47,5	42,5	62,5	60
FeO	10,71	8,60	8,89	6,44	c	25,5	27,5	29	21,5	20
MgO	4,80	8,61	5,30	16,63	alk	4,5	3	6,5	3,5	5
MnO	0,12	0,11	0,09	0,10	k	0,43	0,18	0,14	0,61	0,3
CaO	9,40	11,17	12,18	10,39	mg	0,38	0,62	0,42	0,76	0,6
Na <sub>2</sub> O	0,97	1,12	2,62	0,68	c/fm	0,54	0,58	0,68	0,34	0,3
K <sub>2</sub> O	1,15	0,40	0,65	1,56						
TiO <sub>2</sub>	3,85	1,42	3,58	0,39						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,75	0,00	0,00	0,02						
H <sub>2</sub> O +	1,80	0,44	0,14	1,07						
H <sub>2</sub> O -	0,00	0,05	0,09	0,06						
	99,88	100,14	100,28	99,41 <sup>8)</sup>						

V = zum Vergleich mit Nr. 14:  
Hornblenditisches Magma.

11. Augit-Plagioklashornfels, stark zersetzt. N Torre Tornalla, Oyace. Anal. Prof. Dr. J. JAKOB.
12. Diopsid-Hypersthen-Plagioklashornfels. Am Weg nach Verzignoletta, nahe P. 1238. Anal. R. MASSON.
13. Diopsidamphibolit. Bei der Buthier-Brücke W le Cliou. Anal. R. MASSON.
14. Hornblendeführender Norit. S Valpelline, ob Brücke bei P. 898. Anal. R. MASSON.

massgebenden Werte sind in nachfolgender Tabelle zusammengestellt:

Tabelle 7

Nr.	al-alk	c	alk
11	18	25,5	4,5
12	19	27,5	3,0
13	15,5	29,0	6,5

Sämtliche Gesteine dieser Gruppe fallen unter die Klasse VIII: Kalkumosilikatgesteine. Es kann sich somit um die metamorphen Derivate basischer Eruptiva — speziell: miharaitischer (12, 13) und c-gabbroider (11) Magmen -- oder aber um metamorphe Mergel handeln.

Der sehr verbreitete, typische diopsidführende Amphibolit Nr. 13 eignet sich wegen seiner relativ stark ausgeprägten Massigkeit und Gleichkörnigkeit sehr gut zur planimetrischen Auswertung. Genau ermittelter Modus, sowie Basis und Norm sind die folgenden:

<sup>8)</sup> Das kleine Analysenmanko kann nach JAKOB (33) durch den Gehalt an Hornblende erklärt werden.

Modus	Basis	Norm
45 Plagioklas	2,4 Kp	4,0 Or
32 Hornblende	14,3 Ne	23,9 Ab
16 Diopsid	19,4 Cal	32,3 An
7 Erz	11,3 Fo	15,1 En
100	7,9 Fa	0,8 Hy
	8,8 Cs	7,3 Fa
	5,0 Mt	8,8 Cs
	2,8 Ru	5,0 Mt
	28,1 Q	2,8 Ru
	100,0	100,0

An die Stelle der Norm muss eine Hornblende-Diopsidvariante treten. Das zu ihrer Bildung einzuschlagende Verfahren ist folgendermassen gegeben: Es sind die Mineralien bekannter Zusammensetzung: Plagioklas, Diopsid und auch Erz in der streng richtigen Menge zu bilden. Aus den übrig bleibenden Bauelementen lässt sich die Zusammensetzung der Hornblende ermitteln. Der Plagioklas hat einen Gehalt von 52 % An. Die Auslöschungsschiefe des Diopsids beträgt = 39 °; es handelt sich somit um praktisch hedenbergit- und klinoenstatitfreien Diopsid. Die 5,0 Mt werden durch 2,0 Ru auf 7,0 Erz ergänzt. — 45 Plagioklas à 52 An brauchen = 21,6 Ab, in welchen auch die 4,0 Or der Norm inbegriffen sind, und 23,4 An; 16,0 Di = 8,0 Wo + 8,0 En. Nach der Bildung der drei bekannten Komponenten bleiben übrig:

in Basismolekülen	in Atom-%	in Gew.-%	ausgedrückt
	der Hornblende		
3,7 Ne	39,7 Si	SiO <sub>2</sub>	41,5
5,4 Cal	15,0 Al	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,2
5,3 Fo	16,6 Fe'' <sup>9)</sup>	FeO	20,7 <sup>9)</sup>
2,8 Cs	10,9 Mg	MgO	7,7
7,9 Fa	11,6 Ca	CaO	11,3
0,8 Ru	3,7 Na	Na <sub>2</sub> O	2,1
6,1 Q	2,5 Ti	TiO <sub>2</sub>	3,5
32,0 Ho	100,0		100,0

So erhält man die Zusammensetzung der Hornblende aus Gestein Nr. 13, deren optische Daten S. 128 (Typus I) gegeben worden sind, eine Zusammensetzung, die für gewöhnliche Hornblende recht typisch ist.

Ein Granat führender Amphibolit wurde nicht analysiert, doch war es möglich, einen aus einem solchen Gestein stammenden Granat zur Dichte- und Lichtbrechungsuntersuchung zu isolieren. Es wurden bestimmt:  $d = 3,984$ ,  $n_D = 1,799$ . Die durch die beiden zu diesen

<sup>9)</sup> Ein kleiner Teil des Fe'' mag in Wirklichkeit Fe''' sein.

Werten gehörigen Ebenen im Granat-Tetraederraum bestimmte Schnittgerade besitzt fast gleichen Verlauf, wie die bei den Untersuchungen der Granate von Gestein Nr. 1 und Nr. 2 gefundenen Schnittgeraden. Der nicht in der Mischungslücke des quaternären Granatsystems Pyrop-Almandin-Grossular-Andradit liegende Teil der Schnittgeraden erstreckt sich, wie aus der Konstruktion hervorgeht, zwischen den beiden extremen Zusammensetzungspunkten: 61 Almandin, 30 Pyrop, 9 Andradit und 62 Almandin, 10 Pyrop, 6 Andradit, 22 Grossular. Eine dritte, durch eine chemische Komponente des Granats bestimmte Ebene, die Eindeutigkeit der Zusammensetzung zur Folge hätte, fehlt in diesem Fall. Es ist nun die Frage, ob das praktische Zusammenfallen des einen der beiden Endpunkte der Schnittgeraden mit dem in den früheren Untersuchungen gefundenen und bestätigten Zusammensetzungspunkt den Analogieschluss zulässt, dass auch in den kalkreicheren Gesteinen der Valpellineserie der Granat ein ternärer mit dem Komponentenverhältnis Almandin: Pyrop: Andradit  $\approx 6:3:1$  ist. Damit wäre eine sich auf die ganze Valpellineserie erstreckende, sehr grosse Konstanz der Granatzusammensetzung zu konstatieren. Ohne eine Teilanalyse eines einem Granatamphiboliten entstammenden Granates ist die Frage jedoch nicht mit Sicherheit zu entscheiden.

Zu Gestein Nr. 12 lassen sich Basis, Norm und Modus wie folgt errechnen, respektive schätzen:

Basis	Norm	Modus
1,4 Kp	2,3 Or	50 Plagioklas
6,1 Ne	10,2 Ab	30 Hypersthen
23,0 Cal	38,3 An	15 Diopsid
18,4 Fo	24,5 En	5 Quarz, Magnetit
10,0 Fa	13,3 Hy	
5,4 Cs	7,2 Wo	
0,5 Mt	0,5 Mt	
35,2 Q	3,7 Q	
100,0	100,0	

Es trifft hier — für diese Untersuchungen erstmals — der Fall ein, dass schon die Norm und nicht erst eine Variante genau mit dem Modus übereinstimmt. Dabei ist nicht so sehr die quantitative Gleichheit des modalen und normalen Mineralbestandes in die Augen springend (da die Aufstellung des Modus ja doch nur auf Schätzung beruht), als vielmehr die sehr gute Übereinstimmung in der Zusammensetzung der Mineralien Plagioklas und Hypersthen (Plagioklas: 75 An, gemessen 78 An; Hypersthen: 43 Mol.% FeSiO<sub>3</sub>, gemessen 44 Mol.%). Auch das charakteristische Auftreten kleiner

Mengen Quarz und Magnetit in der Norm wird durch den Dünnschliff bestätigt.

Vergleicht man die beiden Analysen Nr. 12 und 13 miteinander, so fällt ihre weitgehende Übereinstimmung auf. Bei näherer Betrachtung findet man beispielsweise, dass aus dem Material, welches bei der Metamorphose den Diopsid - Hypersthen - Plagioklashornfels Nr. 12 lieferte, rein chemisch gesprochen ebenso gut ein dem Gestein Nr. 13 ähnlicher Diopsidamphibolit hätte entstehen können. Es drängt sich nun die Frage auf, durch welche Umstände diese Differenzierung der Produkte ein und desselben Materials bewirkt worden sei: Wie ist es zur Bildung des komplexen Fe-Mg-Ca-Silikats im einen Fall, zur Aufspaltung in Mg-Fe-Silikat und Mg-Ca-Silikat im andern Fall gekommen? — Darüber geben die Feldbeobachtungen eindeutig Auskunft: Wie schon im beschreibenden Teil dieser Arbeit erwähnt wurde, ist das Auftreten der Hornfelse stets an die unmittelbare Nähe von Pegmatiten oder Zonen stärkster Injektion gebunden, wobei die Kontakte im allgemeinen durch ganz jähre Übergänge des einen Gesteins in das andere charakterisiert sind. Besonders instruktiv ist die Beobachtung einer parallel der Injektion von einem Pegmatiten durchzogenen Amphibolitbank (Felsblock am Weg Montcorve-Vergnoletta): Zwischen dem ca. 20 cm mächtigen Pegmatit und dem Amphibolit ist eine 10 cm breite Zone von Diopsid-Hypersthen-Plagioklashornfels eingeschaltet. Der Übergang dieses letzteren Gesteins gegen den Pegmatit findet unvermittelt, gegen den Amphibolit dagegen allmählich, durch langsame Anreicherung von Diopsid und Hornblende, statt. Es geht daraus hervor, dass die Hitze wirkung, die von den Pegmatiten und den Stellen intensivster Injektion ausging, die Hornfelsbildung zur Folge hatte. Die Hornfelse sind Produkte rein thermischer Kontaktmetamorphose. Von Interesse ist dabei namentlich die Bestätigung der allgemeinen Auffassung, dass von den Pyroxenen und Amphibolen die ersteren sich oft bei höheren, die letzteren bei niedrigeren Temperaturen bilden. Und zwar spielt hier der Chemismus des Ausgangsmaterials keine grosse Rolle (etwa so, dass CaO-Reichtum Pyroxenbildung fördern würde), da die beiden verschiedenen Gesteine ja chemisch übereinstimmen. Dass es nicht CaO-Reichtum ist, der die Pyroxenbildung begünstigt, geht ja auch daraus hervor, dass sich hauptsächlich der Ca-freie Hypersthen bildet.

Gestein Nr. 11 verhält sich in jeder Beziehung sehr ähnlich, wie der Hornfels Nr. 12. Es soll daher nicht diskutiert werden. Seine Analyse ist jedoch insofern von Bedeutung, als sie einen Übergang

bildet zwischen denjenigen der soeben besprochenen beiden Gesteine und denjenigen der Glieder der kalkreicherer Tonerdesilikatgesteine 8, 9, 10. Dies kommt in jedem die bisher gegebenen Analysen umfassenden Übersichtsdiagramm zum Ausdruck. Als besonders zweckmäßig erweist sich in diesem Fall die Eintragung der Analysenpunkte nach NIGGLI (26) im Dreieck Al, Fm, C (wobei Al, Fm, C die auf die Summe 100 gebrachten Werte für al-alk, fm, c sind). Fig. 9 (S. 190).

Es geht daraus hervor, dass von den analysierten basischen Gesteinen der Valpellineserie die metamorphen Glieder Nr. 11, 12, 13 zwangslos in der Fortsetzung des von den Tonerdesilikatgestein-Analysen eingenommenen Feldes liegen. Es scheint eine enge Verwandtschaft zwischen den beiden Gruppen zu bestehen. Von den eisenschüssigen Tonen, dem Urmaterial der Gesteine Nr. 1 und 2 führt ein allmählich zunehmender Ca-Gehalt zu den einschüssigen Mergeln der Amphibolite und Hornfelse. Es liegt mir jedoch fern, einzig aus dieser Verwandtschaftsbeziehung auf Paracharakter der Amphibolite der Valpellineserie schliessen zu wollen. Es gibt genug andere zwingende Gründe, die zu dieser Anschauung führen müssen; die ihnen zugrunde liegenden Tatsachen wurden z. T. schon erwähnt:

1. Es bestehen zwischen den metamorphen Sedimenten (Kinzigiten, Kinzigtgneisen usf.) und den Amphiboliten ganz allmähliche mineralogische Übergänge.
2. Tonerdesilikatgesteine und Amphibolite weisen die typischen Merkmale primärer, sedimentärer Wechsellagerung auf: Bis nur fingerdicke Amphibolitlinsen liegen in Tonerdesilikatgesteinen eingebettet und umgekehrt.
3. Den Amphiboliten fehlt das für kleine Eruptivgesteinssubstanzen typische stockartige Auftreten, während es an den Noriten der Valpellineserie, trotz mitgemachter alpiner Dislokation, noch gut zu beobachten ist.
4. Ebenso fehlt den Amphiboliten jede Spur eines Kontaktsaumes.
5. wechselt die mineralogische Zusammensetzung der Amphibolite oft innerhalb kürzester Strecken, während Eruptiva durch grössere Konstanz des Mineralbestandes ausgezeichnet sind.
6. habe ich (mit Ausnahme der Kontaktprodukte Norit-Marmor) in der ganzen Valpellineserie nicht einen Kontakt Amphibolit/Marmor gefunden; diese Tatsache lässt sich bei der grossen Verbreitung von Marmoren und Amphiboliten durch die Annahme von Ortho-

charakter der Amphibolite kaum, durch die Annahme von Paracharakter jedoch gut erklären: Auf eine rein kalkige oder eine mergelige Ablagerung ist im Sedimentationsraum der Valpellineserie immer wieder eine tonige Ablagerung gefolgt.

7. ist nicht so sehr die chemische Verwandtschaft der Amphibolite und Hornfelse mit den übrigen, sicher sedimentären Gesteinen der Valpellineserie, als vielmehr die ganz ausgeprägte Verschiedenheit gegenüber den wirklichen basischen Eruptiva dieser Serie (Norit, Anal. 14) ein Argument gegen ihren Orthocharakter.

Aus allen diesen Gründen ist es nicht zulässig, in den Amphiboliten auch fernerhin Orthogesteine, ja sogar unmetamorphe Eruptiva sehen zu wollen, wie dies bisher geschehen ist<sup>10)</sup>. Die aus Analogiegründen auf die Valpellineserie ausgedehnte Bezeichnung „Formazione diorito-kinzigitica“ (50) ist unangebracht und muss unbedingt fallen gelassen werden. Die nach Wegfall der Amphibolite noch übrigbleibenden basischen Eruptiva der Valpellineserie, Norite und verwandte Gesteine, sind viel zu wenig verbreitet, um namengebend verwendet werden zu können.

### 3. Analyse eines Silikatmarmors

Der Vollständigkeit halber sei hier noch die Analyse eines Silikat(hauptsächlich Diopsid) führenden, typischen Marmors angegeben:

#### Analyse Nr. 15

$\text{SiO}_2$	9,50	si = 16
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,35	al = 0,5
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,36	fm = 4
FeO	0,48	c = 94
MgO	0,99	alk = 1,5
MnO	0,08	k = 0,76
CaO	51,60	mg = 0,66
$\text{Na}_2\text{O}$	0,27	c/fm = 23,5
$\text{K}_2\text{O}$	1,18	co <sub>2</sub> = 79
$\text{TiO}_2$	0,09	
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,03	
$\text{H}_2\text{O} +$	1,23	
$\text{H}_2\text{O} -$	0,02	
$\text{CO}_2$	33,82 <sup>11)</sup>	
	100,0	

Diopsidmarmor. Unter Gipfel Becca Morion. Anal. R. MASSON

<sup>10)</sup> Vgl. Carta Geologica d'Italia, Fo. Aosta.

<sup>11)</sup> Durch Ergänzung auf 100 bestimmt.

## II. DIE GENETISCHEN VERHÄLTNISSE DER VALPELLINE-SERIE

Der Überblick über die chemischen Verhältnisse der Valpelline-serie hat die Frage nach der Genese dieser Gesteinsvergesellschaftung zum Teil schon beantwortet: Es liegt in der Hauptsache ein Komplex tonig-mergelig-kalkiger Sedimente vor, der eine starke Katamorphose mit nachfolgender, teilweise nur lokaler, schwächerer Epimetamorphose erlitten hat.

Was die Katamorphose anbelangt, so geht ihre Ursache aus dem beschreibenden Teil dieser Untersuchungen eindeutig hervor: Die feine Injektion des ganzen Komplexes, sowie dessen Durchsetzung mit Pegmatiten, die kontinuierlichen Übergänge der Injektionskontakte in das Nebengestein mit beiderseits den gleichen charakteristischen Mineralien, all' diese Erscheinungen stellen Kontaktmetamorphose als Grund des Vorliegens eines katamorphen Mineralbestandes ausser Zweifel. — Es scheint übrigens von allen Gegenden, wo den Tonerdesilikatgesteinen der Valpelline-serie äquivalente oder verwandte Gesteine bekannt geworden sind, — wie in Skandinavien, im deutschen Mittelgebirge, im Schwarzwald und Odenwald, im niederösterreichischen Waldviertel, in den alpinen Zonen von Sesia-Lanzo, Ivrea-Verbano, des Veltlins und Calabriens — deren kontaktmetamorphe Entstehung festzustehen.

Die Kontaktmetamorphose der Valpellineserie ist unter Stoffzufuhr vor sich gegangen. Viele der dabei resultierenden Katagesteine sind deutlich als Mischgesteine erkennbar<sup>12)</sup>: Die feinen Injektionsadern bestehen hauptsächlich aus zugeführtem Material. Es soll nun versucht werden, qualitativ und quantitativ Anhaltspunkte über diese zugeführte Substanz der Katagesteine zu erhalten, wobei die Pegmatite vorderhand ganz ausser acht zu lassen sind. — Vor allem fällt beim mikroskopischen Studium der Tonerdesilikatgesteine und Para-Amphibolite auf, dass die Injektion ausser Quarzbildung immer nur Plagioklasbildung hervorgerufen hat. Es finden sich nirgends geäderte Gesteine, in welchen etwa Kalifeldspat als Feldspatmineral auftreten würde. Stellen, wo das Injektionsmaterial bei weitem überwiegt und zum grossen Teil rein erhalten ist, eigentliche Plagioklasfelse, sind nicht selten und können zuweilen relativ beträchtliche Mächtigkeit (bis ein Meter) erreichen. Sie liegen in Form von Lagen

---

<sup>12)</sup> Es soll hier und im folgenden stets nur von den mechanisch relativ unbeanspruchten Tonerdesilikatgesteinen die Rede sein. Die an der letzteren abgeleiteten Gesetzmäßigkeiten gelten selbstverständlich auch für die beanspruchten Äquivalente.

und Bänken in den Tonerdesilikatgesteinen; letztere sind gegen die Plagioklasfelse hin immer besonders stark injiziert. Der Feldspat der Plagioklasfelse mehrerer verschiedener Vorkommen wurde genau untersucht. Er erwies sich als ein Plagioklas, der über alle Vorkommen durch sehr grosse Konstanz der Zusammensetzung ausgezeichnet ist; die gefundenen Werte für den Anorthitgehalt schwanken nur zwischen 32 und 35 %. Zu wichtigeren Unterschieden in der Basizität kommt es erst da, wo der Plagioklas in Form von feinen Adern in das Nebengestein dringt. In den Tonerdesilikatgesteinen finden sich Zusammensetzungen von 32 bis 55 An, in den Amphiboliten von ca. 50 bis ca. 60 An (die Zersetzung des Plagioklases erlaubt nur selten eine genaue Bestimmung). — Interessant ist auch folgende Beobachtung: Aus einer mächtigen, nur Plagioklas und Quarz führenden Ader und aus dem anstossenden Gestein, einem aus Plagioklas, Quarz, Biotit und etwas Granat bestehenden Gneis, wurden unmittelbar am Kontakt je ein Splitter zu Dünnschliffen verarbeitet. Der Plagioklas des zum ersten Gestein gehörigen Schliffes wies einen Anorthitgehalt von 32 % auf, derjenige des andern Schliffes zählte 37 An. — Das nicht seltene Vorkommen von eigentlichen, vom Nebengestein unabhängig scheinenden Oligoklasandesfelsen in der Valpellineserie stützt die Annahme, dass ihr alle zur Bildung dieses Plagioklases notwendigen Elemente zugeführt worden sind. Man wird dabei zunächst an eigentliche Plagioklas-Aplite und -Pegmatite denken. Allerdings erhebt sich hier sofort ein Einwand: Warum ist, wenn Plagioklassubstanz als solche der Valpellineserie zugeführt wurde, ihre Verteilung über diese Gesteinsvergesellschaftung nicht eine  $\pm$  ausgeglichene, sondern so unregelmässig, wie es tatsächlich oft zu konstatieren ist? (Innerhalb fein durchaderter Gesteine finden sich nicht selten Tonerdesilikatgesteine, die keine Spuren einer Materialzufuhr aufweisen.)

Von den Gesteinen katametamorpher Facies meiner Analysenreihe (es sind dies die Nrn. 1, 2, 7, 8, 9, 10) haben die drei letzten sicher Substanzzufuhr erfahren. Sie führen alle drei reichlich Plagioklas. Dieses Mineral ist in feinsten Äderchen im Gestein verteilt, oder es bildet eine zusammenhängende Grundmasse, in welcher die übrigen Mineralien enthalten sind. — Auch Gestein Nr. 7 führt Plagioklas, doch gehört es dem Typus an, in welchem keine Anzeichen dafür vorhanden sind, dass dieses Mineral infolge von Materialzufuhr entstanden ist. Seine Verteilung im Gestein ist eine „punkt-förmige“ und erinnert nicht an die charakteristische Anordnung in den Mischgesteinen.

Was bei einer Gegenüberstellung der chemischen Verhältnisse der Gesteine 8, 9, 10 einerseits, der übrigen Katagesteine anderseits auffällt, ist einmal das höhere alk der ersteren. Es liegt dicht an der obersten Grenze der Variationsbreite für tonige Gesteine. Namentlich der Umstand, dass das höhere alk verbunden ist mit einem höheren c, lässt mit Sicherheit auf Alkalizufuhr schliessen; in einem kalkreichen Ton sind ja primär keinesfalls mehr Alkalien zu erwarten, als in einem kalkarmen. Hand in Hand mit dem Hinaufschneiden des alk- findet eine starke Abnahme des k-Wertes statt. Es ist also Na zugeführt worden.

Die Frage nach einer eventuellen Ca-Zufuhr ist schwieriger zu beantworten. Es sind zwei Fälle auseinanderzuhalten:

1. Die eigentlichen, mächtigeren, plagioklasführenden Injektionsadern und die älteren plagioklasreichen Pegmatite (Altersfolge im beschreibenden Teil, S. 139).
2. Erhöhter Kalkgehalt der Tonerdesilikatgesteine der Valpellineserie, die Materialzufuhr erfahren haben.

Im Fall 1 besteht kaum ein Zweifel, dass die Plagioklasbildung magmatischer Herkunft ist. Die Annahme, dass Ca in den magmatischen Lösungen nicht primär enthalten war, sondern dass diese ihren Ca-Gehalt grösstenteils den Marmorbänken der Valpellineserie entnahmen, ist zu verwerfen. Dagegen spricht nämlich, dass in der Nähe von Marmorbänken weder eine Anreicherung von Plagioklas noch eine anorthitreichere Zusammensetzung dieses Minerals zu beobachten sind. Ferner werden die Marmorbänke von den Injektionen in der Regel nicht durchbrochen, sondern blos oberflächlich verändert.

Zu Fall 2 muss vor allem abgeklärt werden, ob Injektion von eigentlicher Plagioklassubstanz stattfand oder nicht. Es würde sich, wie man aus den Plagioklasfelsen und den Pegmatiten schliessen kann, um Oligoklasandesin handeln. Die Beziehungen zwischen den al-, c- und alk-Werten eines ohne Substanzzufuhr gebliebenen Tonerdesilikatgesteins, des zugeführten Materials und eines aus diesen beiden Komponenten bestehenden Mischgesteins lassen sich in einem Diagramm darstellen. Man stellt nach Art der NIGGLI'schen Differenziationsdiagramme, jedoch ohne das si zu berücksichtigen, für einen Punkt der Abszisse al, c und alk als Originatenwerte sowohl für ein rein sedimentäres Katagestein, als auch für ein Mischgestein auf. Die Verlängerung der entsprechenden Originatenwerte miteinander verbindenden Geraden treffen auf der Seite der „Mischgesteinsordinate“, die der „Paragesteinsordinate“ entgegengesetzt

liegt, eine dritte Ordinate so, dass die Schnittpunkte die al-, c- und alk-Werte, die für das zugeführte Material charakteristisch sind, bezeichnen. Im Fall, dass zu den Tongesteinen der Valpellineserie wirklich Oligoklasandesin hinzugeführt worden wäre, müssten auf der dritten Ordinate für einen bestimmten Ort der Abszisse die Werte  $al \sim 50$ ,  $c \sim 23$ ,  $alk \sim 27$  abgelesen werden. Dies ist nun, wie aus der Fig. 7 hervorgeht, nicht der Fall. Ebensowenig sind die abgelesenen Werte für eine andere Plagioklaszusammensetzung charakteristisch: al ist auf jeden Fall zu niedrig. Es kann sich somit bei der imbibitionsartigen Materialzufuhr zu den Sedimenten der Valpelline-serie nicht um eine direkte Zufuhr von Plagioklassubstanz handeln. Diese Feststellung steht in Übereinstimmung mit der schon S. 183

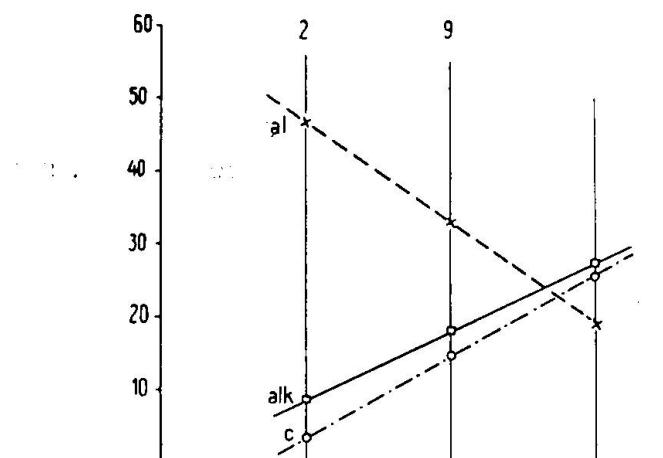


Fig. 7. Veranschaulichung der Beziehungen zwischen reinen Tonen, zugeführter Substanz und Mischgesteinen der Valpellineserie. Für die ersten ist Analyse 2 repräsentativ, da sie einen normaleren Tonchemismus charakterisiert, als Analyse 1. Analyse 9 nimmt in bezug auf die Analysen 8 und 10 eine Mittelstellung ein.

aufgeführten, nicht leichten Vereinbarkeit einer bis in kleinste Dimensionen wirksamen Plagioklasinjektion mit der Selektivität, mit der diese Substanzzufuhr in der Valpellineserie vor sich ging. Sie hat nach den oben erwähnten Tatsachen in Form einer Pneumatolyse stattgefunden. So ist Na sicher pneumatolytisch zugeführt worden. — Hingegen ist möglich, dass Ca zu den Tonerdesilikat-gesteinen in der Regel nicht pneumatolytisch hinzukam, sondern von jeher als primär-sedimentärer Bestandteil in diesen Gesteinen vorhanden war. In der Tabelle 2 ist die Zunahme des c-Wertes für die Analysen 1 bis 10 eine sehr gleichmässige und nie über die normale Variationsbreite der Tongesteine hinausgehende. Es findet so ein allmählicher Übergang in die sicher rein sedimentären mergeligen

Hornfelse (11 und 12) und in die Amphibolite statt. Die proportionale Zunahme der alk- und c-Werte der Gesteine meiner Analysenreihe wäre dann in natürlicher Weise so zu erklären, dass relativ kalkreiche Tone bei der mit Pneumatolyse verbundenen Kontaktmetamorphose mehr Na „niederzuschlagen“ vermochten als kalkärmer. Bei diesem Prozess wurde Plagioklas gebildet; die relativ beträchtlichen Schwankungen in seinem Anorthitgehalt sind leicht zu verstehen.

Spezifische Kalizufuhr hat sicher nicht stattgefunden: Mikroskopisch sind dafür keine Anzeichen wahrnehmbar, und die hohen k besitzenden Tonerdesilikatgesteins-Analysen weisen durchwegs alk-Werte auf, die für Tone eher zu niedrig, als zu hoch sind.

Einige interessante Beziehungen zwischen Genese und Mineralbestand der Tonerdesilikatgesteine lassen sich nun übersehen: Alle plagioklasreichen Typen haben Substanzzufuhr erfahren; umgekehrt bewirkte Substanzzufuhr immer Plagioklasbildung. Es wird nun die Ursache der Konstanz in der Granatzusammensetzung, speziell des immer sehr kleinen Gehalts dieses Minerals an Kalkgranatmolekül, klar. Fast alles im ursprünglichen tonigen Sediment enthaltene Ca diente — mit Tonerde und Kieselsäure — dazu, das pneumatolytisch zugeführte Na zu binden. Bei in den betreffenden Sedimenten im Überschuss vorhandenem Si und Al war deren Ca-Gehalt der Faktor, von welchem die Menge bei der Kontaktmetamorphose gebildeten Plagioklases abhing.

Erklärbar sind jetzt auch die Beobachtungen, dass Plagioklas führende Tonerdesilikatgesteine nur äußerst selten und dann nur wenig Sillimanit enthalten, und dass die sillimanitreichen Gesteine der Valpellineserie nie Plagioklas führen. In dem Masse, wie Plagioklas gebildet wurde, musste dazu den in Metamorphose begriffenen Sedimenten Tonerde entzogen werden: Alkali- und Erdalkalialumosilikat verdrängten das reine Alumosilikat. Diese Erscheinung lässt sich beim Studium der beschriebenen 14 Typen der Tonerdesilikatgesteine im grossen feststellen; sie lässt sich aber auch bis ins kleinste Detail verfolgen: Es kommt häufig vor, dass Sillimanitgesteine vom Typus VII oder VIII von einer etwa cm-dicken Plagioklasader durchzogen werden. Dann verschwindet im ganzen Bereich, wo Plagioklas vorkommt, aller Sillimanit aus dem Mineralbestand.

Von den beschriebenen Typen der Tonerdesilikatgesteine gehören die Typen II—V, X, XI der Klasse unter Materialzufuhr kontaktmetamorphosierter Gesteine an, die Typen VI und XIV bilden den

Übergang zur Klasse der thermisch kontaktmetamorphen Produkte toniger Gesteine, der alle übrigen Typen angehören. Es mag sich dabei allerdings insofern nicht immer um ganz rein thermische Kontaktmetamorphose handeln, als zuweilen Quarz zugeführt worden sein kann; dies bleibt, wenn es überhaupt möglich ist, von Fall zu Fall zu entscheiden.

Die pneumatolytische Injektion der Amphibolite und die damit verbundenen Erscheinungen, namentlich die Bildung diopsidischen Augits, sind früher beschrieben worden. Nach dem Vorhergehenden kann nun die Diopsidbildung auch vollständig verstanden werden. Es soll dabei an das S. 127 erwähnte Beispiel einer dem „Typus 1“ angehörenden Injektion erinnert werden: Ein aus viel gewöhnlicher Hornblende und wenig zersetzen Plagioklas bestehender Amphibolit wird von einer 2 mm breiten Plagioklasader durchzogen; diese Ader ist beidseitig von einem 0,5 cm mächtigen, hauptsächlich aus Diopsid bestehenden Saum umgeben. Der Plagioklas der Ader wurde pneumatolytisch gebildet. Dazu musste das betreffende mergelige Sediment Tonerde liefern; diese wurde ihm in der nächsten Umgebung der Plagioklasader entzogen. Es bildete sich dabei anstelle des tonerdeführenden Ca-Mg-Fe-Silikates, der Hornblende, das praktisch tonerdefreie Ca-Mg-(Fe)-Silikat, der diopsidische Augit, der, wie seine ziemlich variierende Auslöschungsschiefe zeigt, möglicherweise beträchtlichen Hedenbergitgehalt aufweisen kann.

Die S. 129 geschilderten Erscheinungen an gewissen injizierten Amphiboliten, welche für eine Verdrängung der Hornblende durch den Augit sprechen, machen es wahrscheinlich, dass die Bildung der Amphibolite manchmal unabhängig von der Injektion stattgefunden hat und ihr zeitlich vorausgegangen ist.

Typus 2 der Injektion der Amphibolite (vgl. S. 127) unterscheidet sich vom Typus 1 nur durch die diffusere Verteilung der infolge der Materialzufuhr neu entstandenen Mineralien. Die Genese von Plagioklas und Augit ist jedoch dieselbe, wie in Typus 1.

Eine beträchtliche Materialzufuhr hat die Valpellineserie in ihrer Gesamtheit nicht allein durch die Pneumatolyse, sondern auch durch die zahlreichen Pegmatite, die sie durchbrechen, erfahren. Diese letzteren durchschneiden die injizierten Tonerdesilikatgesteine und Amphibolite; sie sind somit jünger, als die pneumatolytische Phase. Sie lassen sich ihrerseits in ältere und jüngere Typen aufteilen, wie dies, ihrem Mineralbestand entsprechend, bereits S. 139 geschehen ist. — Überblickt man die Gesamtheit der Stoffzufuhr, welche die

Kontaktmetamorphose der Valpellineserie auszeichnet, so lässt sich das untenstehende, die Altersfolge wiedergebende Schema aufstellen:

1. Pneumatolytische Phase. Zufuhr von Na, ferner von Ca und von Al  $\pm$  Si. Bildung von Plagioklas  $\pm$  Quarz. Für die Tonerdesilikatgesteine ist nur Na-Pneumatolyse zu beweisen; Ca- und Al-Zufuhr sind zur Bildung der reinen Plagioklasfelse notwendig gewesen. Sie sind nur lokalisiert anzutreffen, währenddem das Na, offenbar in beweglicherer Phase vorhanden, die Serie in ihrer ganzen Mächtigkeit durchsetzt hat.
2. Pegmatitische Phase. Hierher gehören:
  - a) Pegmatite vom Typus 1 (vgl. S. 137). Bildung von vorwiegend Plagioklas, ferner Quarz und Alkalifeldspat. Diese Phase der Substanzzufuhr ist verwandt mit derjenigen, welche zur Bildung der Plagioklasfelse Anlass gab und wohl relativ wenig jünger als diese.
  - b) Pegmatite vom Typus 2. Bildung von Alkalifeldspat und Quarz.
3. Zur hydrothermalen Phase leiten die als Typus 3 bezeichneten Gangbildungen über. Hauptmineral: Quarz; untergeordnet Alkalifeldspat, ferner Ilmenit.

Stellt man die Frage nach den Beziehungen zwischen thermischer Kontaktmetamorphose und pneumatolytischer Metamorphose, so wird man sich ihre Produkte, sowie deren Beziehungen zueinander nochmals vergegenwärtigen: Bei den Tonerdesilikatgesteinen sind die beiden Gruppen thermisch und pneumatolytisch kontaktmetamorpher Typen (S. 186), sowie die Hornfelse zu nennen, und die mergeligen metamorphen Gesteine sind entsprechend in nicht injizierte und injizierte Amphibolite, sowie in die entsprechenden Hornfelse einzuteilen. Die für die Amphibolite geschilderten, zuweilen anzutreffenden Verhältnisse (Verdrängung der Hornblende durch Augit) lassen erkennen, dass manchmal schon fertig ausgebildete Amphibolite von der Injektion erfasst wurden. Ebenso scheinen auch die Tonerdesilikatgesteine in der katametamorphen Ausbildung, welche die nicht injizierten Typen heute noch aufweisen, vorgelegen zu haben, bevor sie — zum grösseren Teil — die pneumatolytische Metamorphose erfuhr. Dafür sprechen gewisse Resorptionserscheinungen an Sillimanit, die im Dünnschliff zuweilen zu beobachten sind, wo eine Plagioklasader in ein Sillimanitgestein eingedrungen ist, sowie folgende, nur in einem Falle beobachtete Erscheinung: Ein aus Plagioklas, Biotit und Granat bestehendes, stark injiziertes Gestein (Kin-

zigt) ist durch eine besondere Eigenschaft seines Plagioklases ausgezeichnet. Alle Individuen dieses Minerals enthalten grosse und zahlreiche Einschlüsse von Alkalifeldspat und in selteneren Fällen auch kleine, tropfen- bis wurmförmige Quarzgebilde. Es kann dabei zu einer siebähnlichen Struktur kommen (Fig. 8). Diese Erscheinung muss so gedeutet werden, dass die Alkalifeldspateinschlüsse Relikte des rein thermisch kontaktmetamorphen Mineralbestandes darstellen. Der Alkalifeldspat ist bei der Pneumatolyse teilweise resorbiert worden; es ist anzunehmen, dass ganz allgemein ein grosser Teil dieser ja nie sehr beträchtlichen Komponente im Plagioklas

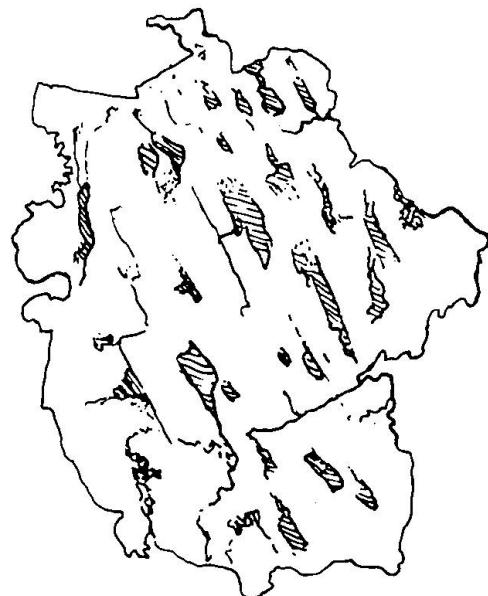


Fig. 8. Schematische Darstellung eines gefleckten Feldspates.  
Weiss: Plagioklas, schraffiert: Alkalifeldspat.

enthalten ist<sup>13)</sup>). Möglicherweise hat auch vermehrte Biotitbildung stattgefunden. — Resorptionserscheinungen an andern Mineralien sind in den Dünnschliffen nicht wahrzunehmen, was damit zu begründen ist, dass durch die Plagioklasbildung keinerlei weitere Ungleichgewichte verursacht wurden; die meisten Mineralien der Ton- und desilikatgesteine finden sich ja auch in den plagioklasreichsten Gesteinen als endogene Kontaktprodukte wieder. —

Es ergibt sich somit auch für die Valpellineserie, was ja als die Regel gilt, dass die pneumatolytische Metamorphose wahrscheinlich etwas später eingesetzt hat, als die allgemeine thermische Kontakt-

<sup>13)</sup> Zum gleichen Resultat führte ja an andern plagioklasführenden Ton- und desilikat-Gesteinen die Berechnung einer mit dem Modus übereinstimmenden Normvariante.

metamorphose. — Es gibt allerdings noch eine zweite Art der thermischen Kontaktmetamorphose, diejenige nämlich, welche die Bildung der Hornfelse toniger und mergeliger Zusammensetzung bewirkt hat. Sie ist, wie aus der vorausgegangenen Beschreibung hervorgeht, namentlich an die Pegmatite, dann auch an die Stellen intensivster Injektion gebunden; ihr Alter entspricht also dem der pneumatolytischen und pegmatitischen Phasen.

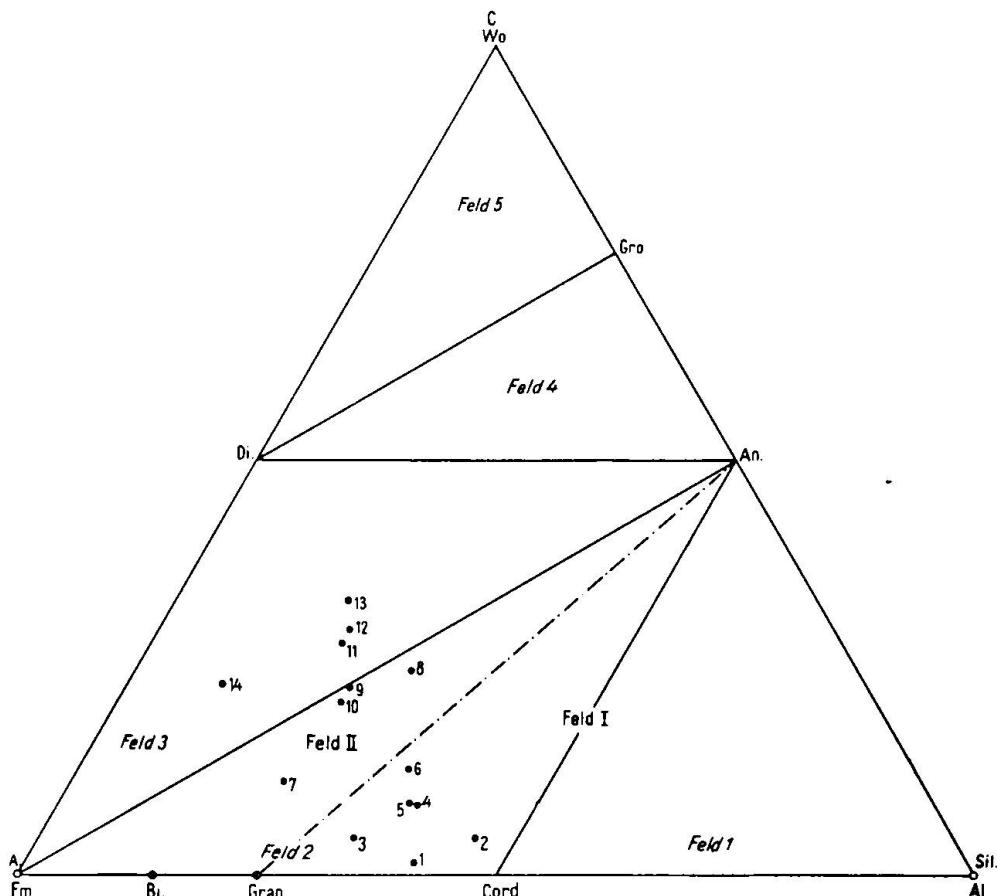


Fig. 9. Al-Fm-C-Diagramm nach NIGGLI. Erläuterung im Text.

Es erhebt sich nun noch die Frage, was für ein Eruptivkörper die Kontaktmetamorphose der Valpellineserie hervorgerufen habe. Die Frage kann nur sehr allgemein beantwortet werden. Die massgebenden Tatsachen hiefür sind einmal die Bildung von Plagioklas als Adermaterial der Tonerdesilikatgesteine, dann die neben der Na-Pneumatolyse zu konstatierende Ca-Zufuhr, sowie die ganz ausgeprägte, reichliche Plagioklasführung vieler Pegmatite, die erst in den jüngeren Pegmatitbildungen einer wesentlichen Alkalifeldspat- und Quarzführung weicht. Es hat also, um die letzteren Mineralien entstehen zu lassen, einer weiteren Differentiation innerhalb der schon

extrem differenzierten Abspaltprodukte des die Kontaktmetamorphose verursachenden Magmas bedurft. Diese Verhältnisse sind nicht die für Kontaktmetamorphose durch einen sauren Eruptivgestein stock charakteristischen, sondern die Kontaktmetamorphose muss im vorliegenden Fall durch ein *basisches Magma* ausgelöst worden sein.

### III. DISKUSSION DES MINERALBESTANDES DER HAUPTGESTEINE DER VALPELLINESERIE

Die verschiedenen Chemismen der Gesteine der Valpellineserie und die genetischen Faktoren, die sie bedingen, sind jetzt bekannt. Es wird nun der Versuch von Interesse sein, die bei der Kontaktmetamorphose entstandenen Mineralassoziationen vom Gesichtspunkt ihres Chemismus' aus zu verstehen. Chemismus und Mineralbestand katametamorpher Gesteine werden mit Vorteil mit Hilfe des schon erwähnten NISSLISCHEN Dreieckdiagramms (Fig. 9) miteinander in Beziehung gebracht. Es ist dabei auch möglich, neben den wirklich festgestellten Paragenesen einen für normale Katabedingungen und bestimmten Chemismus zu erwartenden Mineralbestand zu ermitteln. Dieses Vorgehen ist eine graphische Parallele zu dem schon angewandten rechnerischen Verfahrens des Vergleichs von Modus und Norm. Es soll daher nur in seinen Grundzügen durchgeführt werden. Dass die verschiedenen Gesteine nicht alle eine einheitliche Genese aufweisen (injizierte und nicht injizierte Gesteine), ist kein Grund, sie nicht miteinander zu vergleichen, da (von den schon erwähnten, wenigen Ausnahmen abgesehen) keine Anzeichen bestehen, dass nicht stabile Mineralparagenesen vorliegen. Gleichgewicht vorausgesetzt, ist ein Gestein in seiner mineralogischen Zusammensetzung ja nur von Chemismus und physikalischen Bedingungen abhängig.

Die metamorphen basischen Gesteine der Valpellineserie fallen in das Dreiecksfeld Nr. 3, welches die Eckpunkte Anorthit, resp. Plagioklas, Diopsid und Orthaugit aufweist, wobei noch Quarz als vierte Phase vorhanden ist. Plagioklas, Hypersthen und Diopsid machen nun genau den Mineralbestand des Hornfelses Nr. 12 und, soweit die fortgeschrittene Zersetzung eine Beurteilung erlaubt, auch des Hornfelses Nr. 11 aus. Es herrscht somit vollkommene Übereinstimmung zwischen gefundenem und erwartetem Mineralbestand dieser Hornfelse. Bei Gestein Nr. 13, einem Diopsidamphibolit, der nicht in Hornfelsfacies vorliegt, tritt Hornblende an die Stelle des Orthaugits und von etwas Diopsid. Obschon die Kombination Hornblende-Diopsid-Plagioklas auch für hohe Temperaturen charakte-

ristisch ist, scheint die Paragenese Orthaugit-Diopsid-Plagioklas doch durch noch höhere Bildungstemperatur ausgezeichnet zu sein (Hornfelsausbildung!). Diese Auffassung stimmt mit den Resultaten V. M. GOLDSCHMIDTS (23) überein, der in den kontaktmetamorphen Sedimentserien des Kristianiagebiets fand, dass der Pyroxen der inneren Kontaktzone in der äusseren Kontaktzone von Amphibol abgelöst wird. Auch ERDMANNSDÖRFFER (15) fand in den Kontaktgebieten des Harzes ähnliche Erscheinungen.

In das Feld 2 des Diagramms Fig. 9 fallen die Analysen aller als Kata-Tonerdesilikatgesteine beschriebenen Typen (1, 2, 7, 8, 9, 10). Bei Temperaturen der Metamorphose, welche denjenigen gleichkommen, die bei der Abkühlungskristallisation der entsprechend zu-

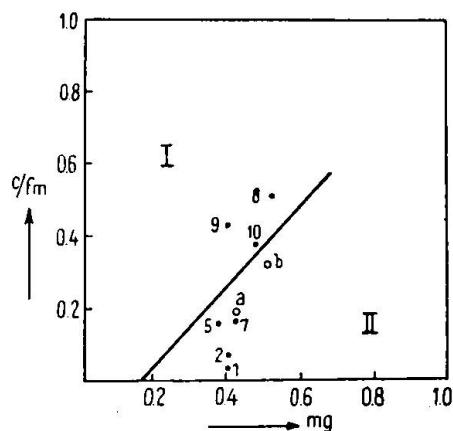


Fig. 10. Diagramm zur Verdeutlichung der Stabilitätsbeziehungen zwischen Granat und Cordierit nach WILLEMSE.

sammengesetzten Schmelzflüsse herrschen, wäre ein hauptsächlich aus Plagioklas (ev. Kalifeldspat), Cordierit, Orthaugit (oder Biotit) und Quarz bestehender Mineralbestand zu erwarten. Diese letztere Paragenese ist jedoch in keinem einzigen Falle verwirklicht. Vielmehr ist das hervorstechende Merkmal aller dieser Gesteine, dass sie Granat führen; dieser lässt sich — durch direkte Bestimmung und mit Hilfe der Normberechnung — stets als ein Glied der Pyrop-Almandin-Reihe mit kleinem Andraditgehalt festlegen, wobei das Almandinmolekül leicht vorherrscht. Lässt sich nun der Grund des Auftretens von Granat statt Cordierit als dem charakteristischen Mineral der Tonerdesilikatgesteine der Valpellineserie angeben?

Mit dem Problem der Stabilitätsbeziehungen zwischen Granat und Cordierit hat sich neuerdings WILLEMSE (66) beschäftigt. Er stellt sich, durch das Studium der von den Graniten des Vredefort-Gebietes ausgeübten Kontaktmetamorphose dazu bewogen, die Frage: Sind

für das Auftreten von Cordierit statt Granat in Kontakthöfen nur physikalische oder auch chemische Faktoren massgebend? Aus seinen Untersuchungen resultiert, dass den letzteren eine gewisse Bedeutung beizumessen ist: Relativ grosses FeO und CaO eines katametamorphen Alumosilikatgesteines begünstigen Granatbildung, während ein grosses MgO die Bildung von Cordierit fördert. Quantitativ lässt sich diese Regel im Diagramm Fig. 10 ausdrücken. Es wurde von WILLEMSE so konstruiert, dass er in einem Feld mit der Abszisse mg und der Ordinate c/fm die (mg, c/fm)-Punkte der Analysen von ausschliesslich katametamorphen Alumosilikatgesteinen eintrug. Es erwies sich dabei, dass in das Feld I des Diagramms die Projektionspunkte der Gesteine fallen, die keinen Cordierit, wohl aber Granat führen. Die Projektionspunkte im Feld II gehören zu Katagesteinen, die Granat, resp. Cordierit, resp. Granat + Cordierit führen. Ist der Chemismus eines Alumosilikatgesteins solcher Art, dass der ihn charakterisierende (mg, c/fm)-Punkt in das erstgenannte Feld fällt, so bildet sich bei Katametamorphose in der Regel nicht Cordierit, sondern Granat, fällt der Punkt in das andere Feld, so können Granat oder Cordierit oder beide Mineralien zusammen entstehen.

Trägt man die Projektionspunkte der weiter oben mitgeteilten Analysen der tonigen Valpellineserie-Gesteine von katametamorpher Facies wie in Fig. 10 im Diagramm von WILLEMSE ein, so findet man, dass in bezug auf die Möglichkeit des Auftretens von Granat und Cordierit eine Einteilung in zwei Gruppen zu treffen ist:

1. Die Analysen 8, 9, 10 repräsentieren einen Chemismus, bei welchem bei Katametamorphose Cordieritbildung wenig wahrscheinlich ist; wenigstens ist noch für kein Gestein mit praktisch gleicher chemischer Zusammensetzung erhebliche Cordieritführung nachgewiesen worden, fast durchwegs ist Granat das charakteristische (Mg, Fe)-Alumosilikat, wie dies auch in der obgenannten Gruppe verwirklicht ist.
2. Die Gesteine 1, 2, 5, 7 können, rein chemisch betrachtet, Cordierit oder Granat oder Cordierit und Granat zugleich führen. Sie enthalten in unserem Fall mit einer Ausnahme nur eines der beiden Mineralien: Granat.

Der Projektionspunkt des Gesteins Nr. 1, des einzigen neben Granat auch Cordierit führenden analysierten Gesteins, liegt in der (mg, c/fm)-Projektion bezeichnenderweise am weitesten von der Geraden entfernt, die das „chemische Feld“, für welches Granat unter Ausschluss von Cordierit charakteristisch ist, begrenzt. — In der

Auswertung meiner Analysenreihe nach WILLEMSE findet sich somit nichts, was mit dessen Resultaten im Widerspruch stünde.

Frägt man sich nun weiter, warum auch die ins Feld II des Diagramms Fig. 10 fallenden Analysen zu Gesteinen mit Granatführung gehören, so kann zum Teil immer noch die chemische Zusammensetzung dafür verantwortlich gemacht werden; die Tendenz nach dem „Granatfeld“ I hin kommt in der Lage der Analysenpunkte 5 und 7 deutlich zum Ausdruck; Punkt 2 liegt dagegen schon recht weit von der Feldertrennungslinie weg. Dieser Umstand, sowie das Vorkommen von Cordieritgesteine charakterisierenden Projektionspunkten in grösster Nähe der Trennungslinie und in innigem Wechsel mit zu Granatgesteinen gehörigen Punkten (vgl. WILLEMSE) zeigen, dass der Einfluss des Chemismus' in der Frage der Bildung von Cordierit und Granat in Feld II nicht allein ausschlaggebend ist, obschon er sich stark geltend machen mag.

Sehr viele Tonerdesilikatgesteine der Valpellineserie würden, bei eingehenderer chemischer Untersuchung, inbezug auf ihre mg- und c/fm-Werte dem Feld II der Fig. 10 zuzuordnen sein. In dieses Feld fallen beispielsweise auch die Projektionspunkte derjenigen kontaktkatamorphen Gesteine (Klassen 3 und 4 der GOLDSCHMIDT'schen Klassifikation (23)) des Kristianiagebiets, deren Chemismus dem der Tonerdesilikatgesteine der Valpellineserie nahekommt. Die Valpellineserie und die genannten Gruppen des Kontaktgestein komplexes von Kristiania sind zwei sehr typische Repräsentanten dessen, was man Granat-, resp. Cordieritfacies katamorpher Tone nennen könnte. — In der „Gesteinsmetamorphose“ von GRUBENMANN-NIGGLI finden sich auf S. 391 zwei für die beiden genannten Gebiete typische Analysen. Die dazu gehörigen Gesteinsnamen und Molekularwerte sind die folgenden:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
a) Plagioklas-Cordierithornfels, Kolaas, Kristiania	203	36	42	8	14	0,67	0,41	0,19
b) Kata-Granatgneis, Valpelline.	196	34,5	42	13,5	10	0,46	0,49	0,32

Die entsprechenden Projektionsränder sind (mit Kreischen gekennzeichnet) in Fig. 10 ebenfalls eingetragen worden, da sie dazu beitragen, die Heteromorphie katamorpher Tone darzutun. Es fallen dabei zwei Tatsachen auf:

1. Kreis a (Plagioklas - Cordierithornfels) und Kreis b (Kata-Granatgneis) liegen in Feld II praktisch gleich weit von der Grenze dieses Feldes entfernt; trotzdem und auch trotz der sonstigen guten

Übereinstimmung im Chemismus ist der Mineralbestand für beide Gesteine ein grundverschiedener, wie schon aus den beiden Benennungen hervorgeht.

2. Obschon Punkt 7 und Kreis a beinahe zusammenfallen, liegen die dazugehörigen Gesteine einmal in Granat-, einmal in Cordierit-facies vor.

Diese Feststellungen zeigen zur Genüge, dass in der Frage, ob sich als Folge der Katametamorphose eines Tones Granat oder Cordierit bildet, der Faktor Chemismus in gewissen Fällen nicht ausschlaggebend ist. Verschiedenen mineralogischen Verhältnissen müssen dann verschiedene physikalische Faktoren zugrunde liegen.

Es kommen in der Valpellineserie Granatgesteine vor, welche ihrem Chemismus nach ebensogut Cordieritgesteine sein könnten. Es ist bekannt, dass Granat einen grösseren Stabilitätsbereich aufweist als Cordierit; namentlich gilt dies für Almandin (der, wie gezeigt wurde, als Komponente im Valpellineserie-Granat vorherrscht), ist er doch in Gesteinen der Mesozone und sogar der tiefen Epizone anzutreffen. Es müssen bei der Katametamorphose der Valpelline-serie andere physikalische Bedingungen geherrscht haben, als diejenigen, die zur Umbildung eines chemisch gleich zusammengesetzten Stoffes zu Cordieritgesteinen Anlass geben. Man wird, wo es sich, wie hier, um eine typische Kontaktmetamorphose handelt, in erster Linie an relativ niedrige Temperaturen der Katametamorphose denken. In der Tat sind die natürlichen Beispiele nicht selten, welche die höhere Bildungstemperatur des Cordierits im Vergleich mit denjenigen des Granats erkennen lassen. So beschreibt WILLEMSE (66) aus dem Vredefort-Gebiet die Veränderungen, welche u. a. auch „vor-granitische“ Granat-Quarz-Feldspatgesteine infolge des Aufsteigens der alten Granite erlitten haben: In der Nähe des Kontaktes, also im Gebiet der grössten Hitzewirkung, treten Cordierit und Hypersthen an die Stelle von Granat (Pyrop-Almandin). — Ferner ist da, wo Tongesteine in Berührung mit einem aufsteigenden Eruptivkörper gelangen, die innerste Partie der ersteren meist durch Cordieritführung ausgezeichnet. Klassische Beispiele sind der von ROENENBUSCH (55) erstmals beschriebene Plagioklas-Cordierithornfels von Rebstall in der Gegend von Barr-Andlau, sowie das Kristiania-Gebiet.

Die Valpellineserie erscheint somit als eine nicht unter maximaler Hitzewirkung katametamorph gewordene Gesteinsvergesellschaftung. Die Erstarrungstemperatur eines Schmelzflusses von tonigem Chemismus ist jedenfalls in keinem Augenblick der Metamorphose erreicht worden. — Eine Bestärkung in dieser Auffassung

liefern die schon S. 179 besprochenen Beobachtungen an Valpellineserie-Gesteinen von mergedigem Chemismus. — Es sei hier auch V. M. GOLDSCHMIDT zitiert, welcher in einem „Vergleich der Injektionskontaktmetamorphose mit Kontaktmetamorphose vom Kristiania-Typus“ (24) schreibt: „Die Tatsachen sprechen aber keineswegs für eine besonders hohe Temperatur in Injektionskontaktefönen. Im Gegenteil deutet der ganze Mineralbestand der Gesteine auf relativ niedrige Temperatur in Injektionskontaktezonen vom Stavangertypus, relativ hohe in den Hornfelskontaktezonen vom Kristianiatypus.“

Die Valpellineserie weist, trotzdem die für ihre Katametamorphose massgebenden Temperaturen nicht extrem hoch waren, charakteristische, stabile Mineralkombinationen der oberen Katazone auf. Die Reaktionen, welche zu diesen führten, haben einen vollständigen Verlauf genommen. Möglicherweise ist die Temperatur der Metamorphose hoch genug gewesen, um allein den ungehinderten Ablauf der Umsetzungen zu bewirken. Sicher ist dieser aber auch von den pneumatolytisch zugeführten Stoffen der Valpellineserie in starkem Masse begünstigt worden.

Die Valpellineserie muss inbezug auf den die Kontaktmetamorphose verursachenden Magmakörper nicht zum innersten Kontaktthof gehört, sondern eine mehr gegen die Peripherie hin verschobene Lage eingenommen haben. Es ist auch möglich, dass kleine Intrusivkörper und von ihnen ausgehende Pneumatolyse die Metamorphose verursachten. — Dieser Feststellung scheint zunächst die Lagerung von Arolla- und Valpellineserie zu widersprechen: Die beiden Serien stehen in unmittelbarem Kontakt miteinander, sodass die Annahme einer Kontaktmetamorphosierung der Valpellineserie durch die Granite der Arollaserie naheliegend erscheint. Es ist jedoch in diesem Kapitel schon darauf hingewiesen worden, dass die Kontaktmetamorphose von einem basischen Magma ausgegangen sein muss; damit fällt die genannte Hypothese weg; denn es geht nicht an, ausschliesslich den basischen Eruptiva der Arollaserie (Diorite, Gabbros usf.) die Abspaltung der in der ganzen Valpellineserie nachzuweisenden, pneumatolytisch zugeführten Substanzen zuzuschreiben. Ferner sind auch die Aplite, welche die Gesteine der Arollaserie durchbrechen, von den Pegmatiten der Valpellineserie grundverschieden (vgl. beschreibenden Teil). Dass kein Fortsetzen der sauren Gänge von einer Serie in die andere stattfindet, wird, wie es angeht des zwischen den beiden Serien vorhandenen Überschiebungshorizontes selbstverständlich ist, durch die Detailbeobachtung im Feld immer wieder bestätigt. So kommt der genannten Überschie-

bung weit grössere Bedeutung zu, als die einer blossen sekundären Rutschung; die Überschiebungsdistanz muss eine sehr beträchtliche gewesen sein. — Diese Frage wird in anderem Zusammenhang (70) eingehender verfolgt. Es genügt hier, festzustellen, dass die Valpellineserie nicht von Eruptivgesteinen der Arollaserie kontaktmetamorphosiert wurde, und dass sie wohl nicht dem innersten Kontakthof eines die Kontaktmetamorphose verursachenden grossen, zusammenhängenden Eruptivkörpers angehört hat.

Nach den obigen Ausführungen ist das Dreieck Anorthit-Orthaugit-Sillimanit des Diagramms Fig. 9 in gewissen Fällen nicht durch die Verbindungslinie Anorthit-Cordierit, sondern durch die Gerade Anorthit-Granat (Pyrop, Almandin) sinngemäss in Stabilitätsfelder einzuteilen. Die Möglichkeit, dass die Granatparagenesen die stabilen Paragenesen werden, wächst, wie WILLEMSÉ gezeigt hat, mit den chemischen Faktoren  $mg$  und  $c/fm$  und in manchen Fällen auch mit dem Vorliegen gewisser anderer physikalischer Bedingungen als die der gewöhnlichen Schmelzerstarrung. In Feld I können dann Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Sillimanit, Granat und Quarz stabile Paragenesen bilden, und in Feld II sind die möglicherweise koexistierenden Mineralien Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Granat, Orthaugit und Quarz. Die Übereinstimmung des aus der Lage der Analysenpunkte im Diagramm hervorgehenden Mineralbestandes mit dem effektiven Mineralbestand des zugehörigen Gesteins ist in bezug auf diese Feldereinteilung eine sehr gute. In Feld II ist lediglich festzuhalten, dass stets Biotit anstelle von Kalifeldspat + Orthaugit vorhanden ist. Auch die quantitativen Unterschiede im Mineralbestand der einzelnen Gesteine sind dann aus der Lage der Analysenpunkte im Diagramm ersichtlich. In Feld I sind nur die Gesteine 1 und 2 katametamorph; letzteres stimmt im Mineralbestand gut mit der Mineralparagenese des Dreiecks Anorthit-Granat-Sillimanit überein. Gestein Nr. 1 setzt sich, entsprechend der Lage seines Analysenpunktes, die mit der Grundlinie des Diagramms praktisch zusammenfällt, aus Granat, Sillimanit und Biotit zusammen; es weist aber auch Cordieritgehalt auf. Es handelt sich hier somit um einen Übergang gegen die Cordierithornfelse (sowohl mineralogisch, als auch strukturell).

Es besteht inbezug auf den Grad oder die Intensität der Kata metamorphose in der Valpellineserie zwischen den Produkten der tonigen und der mergeligen Sedimente Übereinstimmung; wie die ursprünglichen Mergel in der Regel zu Amphiboliten und nur in Sonderfällen zu Diopsid-Hypersthenehornfelsen umgebildet wurden,

so liegen die tonigen Gesteine heute in Form der Granat führenden Gneise und Felse, nicht aber als Cordierithornfelse ausgebildet, vor.

#### IV. SEKUNDÄRE MERKMALE DER VALPELLINESERIE

Die Valpellineserie ist im wesentlichen eine Vergesellschaftung verschiedener, wechseltägiger, durch Kontakt katametamorph gewordener Sedimente. Erst in zweiter Linie ist sie durch weitere Eigenschaften charakterisiert, nämlich durch Gehalt an basischen Eruptiva und durch eine die Katametamorphose zum Teil überprägende Epimetamorphose.

##### 1. Die basischen Eruptiva

Die Beschreibung der basischen Eruptiva der Valpellineserie, sowie die Darlegung der chemischen Zusammensetzung eines charakteristischen Bereiches sind schon früher erfolgt. Es sei nur nochmals daran erinnert, dass sie stockförmige Einlagerungen in der Valpellineserie bilden (Kontaktprodukte nur noch an den Marmoren auffindbar) und gleichfalls von der allgemeinen Injektion erfasst wurden. Es handelt sich demnach um eine Intrusion basischen Magmas in die Valpellineserie mit nachträglicher pneumatolytischer Injektion. Es liegt nahe, darin einen Vorläufer der Injektion zu erblicken, die kleinen basischen Stöcke als Intrusionen des noch  $\pm$  unendifferenzierten Magmakörpers, der kontaktmetamorphosierend und in einer späteren Phase injizierend auf die Valpellineserie gewirkt hat, aufzufassen.

##### 2. Die Epimetamorphose

Die Epimetamorphose, welche die Valpellineserie nach der Kontakt-Katametamorphose und der Injektion erlitten hat, ist lokal beschränkt und hat zwei Ursachen:

1. Die Bildung des mechanischen Kontaktes zwischen Arolla- und Valpellineserie, die durch Überschiebung erfolgte.
2. Die alpine Dislokation.

Die Kontaktverhältnisse Arolla-Valpellineserie sind schon beschrieben worden. Es wurde an der betreffenden Stelle vorweg genommen, dass die aphanitischen Ultramylonite, die bei der Überschiebung am intensivsten beanspruchten Gesteine, keinen Anteil an der Arollaserie haben, sondern ganz der Valpellineserie angehören. Der chemische Beweis wird durch Analyse Nr. 6 erbracht. Sie gehört

zu dem aphanitischen Ultramyloniten eines in der Fallrichtung durch die Comba Breuson gelegten Profils, der in direktem Kontakt mit einem Epidot-Chlorit-Albitgneis der Arollaserie liegt. Die Analyse ist zweifelsohne die eines Gesteins der Valpellineserie; der wahrscheinlich ursprüngliche Kataminereralbestand konnte mit Hilfe der Normberechnung mit Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Granat, Sillimanit und Quarz angegeben werden. Der analysierte aphanitische Ultramylonit bildet im untersuchten Profil die einzige ohne chemische Analyse nicht sicher der Arolla- oder Valpellineserie zuzuordnende Stelle. Er trennt den sicher der ersten vom bestimmt der letzteren Einheit angehörenden Teil des Profils; die Analyse stellt in diesem letzteren alle Handstücke bis an den mechanischen Kontakt einschliesslich den aphanitischen Ultramylonit in die Valpellineserie.

Es besteht kein Grund, diese Einteilung nicht auf die gesamte Ausdehnung des Kontaktes Arolla Valpellineserie zu übertragen, zumal die aphanitischen Ultramylonite sehr oft in enger Wechsellage rung mit mechanisch beanspruchten, jedoch noch deutlich erkennbaren Katagesteinen der Valpellineserie, nie aber in gleicher Weise mit Gneisen der Arollaserie vergesellschaftet beobachtet werden können.

Es ist im Vorhergehenden beschrieben worden, wie die Gangmylonite der Valpellineserie mit den Zonen, wo aphanitische Ultramylonite vorkommen, also mit der Grenzzone Arolla/Valpellineserie, zusammenhängen. Das makroskopische Aussehen dieser Bildungen, das manchmal an Eruptivbreccien erinnert, wurde ebenfalls geschildert. Bestimmte Aussagen über ihre Genese zu machen, ist bei der starken Beschränkung ihrer Verbreitung und der Möglichkeit des Studiums nicht möglich. Es sei jedoch die diesbezügliche Auffassung, wie sie sich beim Betrachten der wenigen Vorkommen gewinnen lässt, dargelegt.

Die enge Verknüpfung der Gangmylonite und aphanitischen Ultramylonite, sowie die unter dem Mikroskop festgestellte Gleichheit der für diese beiden Gesteinsarten charakteristischen pseudo-isotropen Grundmasse bezeugen ihre prinzipiell gleiche Entstehungsweise: eine über das gewöhnliche Mass der Mylonitisation hinausgehende Zerreibung des Muttergestein zu feinstem Gesteinsmehl. Dass die Gangmasse wirklich aus dem Gestein, das sie durchbricht, entstanden ist, im hier beschriebenen Falle aus Tonerdesilikatgneisen der Valpellineserie, beweist die Übereinstimmung der Analysen Nrn. 4 und 5 (Nr. 4: schwarze Gangmasse; Nr. 5: darin eingeschlossene Brocken, Sillimanit-Granat-Alkalifeldspatgneis). Sie ist zugleich,

wenn es dessen noch bedürfte, das Argument, welches eine eruptive Herkunft der Gangbildung ausschliesst.

Das Platzgreifen der Gangmasse muss nach dem zur Verfügung stehenden Beobachtungsmaterial so gedacht werden, dass infolge der die Ultramylonitisation verursachenden tektonischen Bewegungen im spröden Gestein entstandene Spalten und Klüfte von der sehr beweglichen Gesteinsmehlsubstanz ausgefüllt wurden. Ob dabei als mechanische Ursache nur die Schwerkraft (was nicht wahrscheinlich ist) oder ein Ausweichen der gepressten Substanz oder, wie VAN BEMMELLEN (7) es sich vorstellt, die Saugwirkung eines leeren Raumes anzunehmen ist, ist eine untergeordnete Frage. Prinzipiell wichtig erscheint dagegen die Streitfrage, ob die Gangmylonitmasse jemals, infolge von Reibungswärme, in geschmolzenem Zustande vorgelegen habe oder nicht. Die neueste Arbeit über Pseudotachylite, die von VAN BEMMELLEN (7) stammt, gibt eine Übersicht über die heute in dieser Beziehung noch diametral entgegengesetzten Ansichten (1935: WURM (69); WATERS und CAMPBELL (65)). Während für den ersten dieser Autoren der schmelzflüssige Ursprung der Pseudotachylite ausser Zweifel steht, kommen die letzteren, und mit ihnen VAN BEMMELLEN, zum Schluss, dass Schmelzung bei der Gangmylonitbildung wahrscheinlich nicht stattgefunden hat. Ein Hauptargument für ihre Auffassung bilden dabei die Versuche von WATERS und CAMPBELL, wo die Brechungsindizes der Gangmasse vor und nach einer künstlichen Schmelzung mit nachfolgender Abschreckung miteinander verglichen werden. Es zeigt sich, dass der Brechungsindex vor dem Schmelzen stets sehr beträchtlich höher ist, als der nach dem Schmelzen für die gleiche Substanz bestimmte. — Die Auffassung der genannten Autoren deckt sich mit derjenigen von BEARTH (6), wenn er schreibt: „Wirkliches Glas habe ich nirgends feststellen können, vielmehr scheint es, als ob durch die reichliche Ausscheidung von Erz und durch die submikroskopische Dichte des Kernes der isotrope Charakter der Grundmasse nur vorgetäuscht wird.“

Der überzeugendste Beweis, dass in den Pseudotachyliten nicht geschmolzene, sondern nur äusserst fein pulverisierte Gesteinssubstanz vorliegt, wurde auf röntgenographischem Wege neuerdings von WILLEMS (66) erbracht. Dieser Autor hat sich bei seinen Untersuchungen der alten Granite der Vredefort-Gesteine auch mit den klassischen Pseudotachyliten dieser Gegend eingehend befasst. Er gibt die Röntgendiagramme der Pulveraufnahmen dreier verschiedener Substanzen:

1. der grobpulverisierten Gangmasse eines Pseudotachylits von „ultramikroskopischem Typus“,
2. des im Achatmörser möglichst fein pulverisierten granitischen Nebengesteins des Pseudotachylits und
3. desselben Gesteins, jedoch nach künstlicher Schmelzung.

Die beiden ersten Diagramme stimmen inbezug auf die darin auftretenden Linien, sowie deren Intensität genau miteinander überein, während das letzte keine deutlichen Linien wahrnehmen lässt.

Es darf mit Sicherheit angenommen werden, dass die Gangmylonite der Valpellineserie niemals im geschmolzenen Zustand waren. Zu dieser Ansicht führen die folgenden, zum Teil schon früher erwähnten Beobachtungen:

1. Schon das aus der Beschreibung hervorgehende mikroskopische Bild lässt nicht den Eindruck aufkommen, dass eine glasige Grundmasse vorliege oder vorgelegen habe.
2. Viele der in der Grundmasse enthaltenen Einsprenglinge weisen charakteristische, eckige Bruchformen auf; für Einsprenglinge in einer Glasmasse wären eher gerundete Formen zu erwarten.
3. Es können in der Gangmasse eingeschlossene Bruchstücke von Plagioklas beobachtet werden, welche von Sericithäutchen umgeben sind; in einer schmelzflüssigen Masse wären diese letzteren nicht bestandfähig gewesen.
4. Die Kontaktstelle zwischen der Gangmasse und einer von ihr durchbrochenen Marmorbank ist vollständig glatt und durch keinerlei Veränderung (und sei es nur der Korngrösse) des Marmorgewebes ausgezeichnet.
5. Die von WATERS und CAMPBELL angeführte Abwesenheit der in natürlichen Gläsern sehr häufigen Skelettbildungen kann hier voll auf bestätigt werden.
6. Es wurde auch der Brechungsindex der Grundmasse eines Gangmyloniten untersucht; gefunden wurde  $n_D = 1,594$ . Dieser Wert ist nach den Untersuchungen von WATERS und CAMPBELL und den Erfahrungen über die Brechungsindizes natürlicher Gläser nicht der zu einer geschmolzenen Gesteinsmasse gehörige.

Die aus dem Gesteinsmehl entstandene Grundmasse liegt heute in Form eines festen Gesteins vor. Es muss also einmal eine Verfestigung des ursprünglich losen Materials stattgefunden haben. Daran sind in ausgedehntem Masse die im Dünnschliff wahrnehmenden Neubildungen beteiligt, die sich aus der Masse bis aufs äusserste zerkleinerter Kristallbruchstücke zum Teil unter Wasser aufnahme entwickelt haben. Mit Sicherheit können Sericit und eine

Erzsubstanz (vielleicht Goethit), beide in grosser Menge, ferner Albit nachgewiesen werden. Daneben besteht die Möglichkeit, dass noch andere, für die Epizone charakteristische Mineralien in submikroskopischer Ausbildung entstanden sind. — Die starke Durchsetzung der Gangmylonitmasse mit Erzsubstanz könnte den Gedanken an eine nachträgliche Vererzung der Gänge aufkommen lassen, doch verbietet das Übereinstimmen der beiden erwähnten chemischen Analysen, eine solche Möglichkeit in Betracht zu ziehen.

Nicht überall ist die Abgrenzung zwischen Arolla- und Valpellineserie eine so eindeutig klare, wie da, wo sie durch die aphanitischen Ultramylonite gegeben ist. Im Valpelline allerdings ist diese letztere Ausbildungsweise des Kontakts die fast ausschliesslich verwirklichte. Nur ganz selten hat bei der Überschiebung zwischen Arolla- und Valpellineserie in den kontaktnächsten Partien dieser letzteren nicht Ultramylonitbildung, sondern bloss Bildung äusserst stark mechanisch beansprucht erscheinender, epimetamorph überprägter Gesteine stattgefunden. Das beste Beispiel eines solchen Kontakts findet sich W unterhalb des Colle di Vameà in der SW-Flanke des Felskopfes 2527. Da die dort angetroffenen Verhältnisse für gewisse Gegenden ausserhalb des Valpellines typisch sind, mögen sie hier eine kurze Beschreibung erfahren.

Das Hauptcharakteristikum eines Profils, das an dieser Stelle durch Arolla- und Valpellineserie gelegt wurde, ist der Umstand, dass makroskopisch die Grenze zwischen beiden Serien nicht festgelegt werden kann. Auf stark injizierte Kinzigite und Granatbiotitgneise folgen gegen die Arollaserie hin die gleichen Gesteine in stark mechanisch beanspruchter Ausbildung und weiter aus grünlich-grauer Saussuritmasse und andern Zersetzungssprodukten (ausgebleichtem Biotit und chloritisiertem Granat) ± Quarz bestehende Gneise. Diese letzteren grenzen unmittelbar an ebenfalls saussuritreiche, chloritführende Gneise oder Schiefer, die von ihnen jedoch genetisch grundverschieden sind: Es sind verschieferte Granite bis Diorite der Arollaserie. Es ist eine ausgesprochene Konvergenzerscheinung, wenn diese Orthogesteine einerseits, die ursprünglichen katametamorphen Sedimente anderseits in Gesteine mit hellgrünlicher Saussuritgrundmasse, welcher dunkelgrüne Flecken von Chloritanhäufungen (chloritisierte Hornblende, resp. chloritisierter Granat) ein gesprenkeltes Aussehen verleihen, umgewandelt wurden. Zuweilen hilft das Auftreten von Graphitschüppchen, eine Abgrenzung zu vollziehen, doch ist darauf kein Verlass, da diese den Valpelline-Gesteinen auch häufig fehlen. Es führt eigentlich nur der sorgfältige Vergleich der Hand-

stücke des Profils mit den zugehörigen Dünnschliffen zur Kenntnis der Merkmale, die beim Kartieren das genaue Abgrenzen erlauben; es handelt sich oft nur um das Einprägen von Nuancen, die für die Zuteilung zur einen oder andern Serie jedoch entscheidend sind. Die mikroskopische Betrachtung liefert für die Zuordnung genügend eindeutige Kennzeichen: Granatrelikte in den Chloritanhäufungen oder Reste von Hornblende und Strahlsteinfaserchen sind für Valpelline- resp. Arollaserie typisch. Der Plagioklas der Valpellineserie-Gesteine ist in Saussurit umgewandelt, in welchem keinerlei sekundäre Mineralien erkannt werden können, während in den Saussuritgneisen und -schiefern der Arollaserie Zoisit- und Epidotneubildungen häufig sind.

Zur Bestätigung des mikroskopischen Befundes wurde eine chemische Paralleluntersuchung durchgeführt: Die beiden unmittelbar aneinanderstossenden und mikroskopisch als noch zur Valpelline-, resp. noch zur Arollaserie gehörig bestimmten Handstücke des Profils wurden chemisch analysiert. Zur Valpellineserie gehört das Gestein, welches die schon weiter oben mitgeteilte Analyse Nr. 10 lieferte, zur Arollaserie ein Chlorit-Saussuritschiefer mit feinstverschieferter Textur. Seine Analyse ist die folgende:

#### Analyse Nr. 16. Anal. R. MASSON

$\text{SiO}_2$	54,61	si = 168
$\text{Al}_2\text{O}_3$	19,25	al = 35
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,22	fm = 26,5
FeO	6,06	c = 22
MgO	1,27	alk = 16,5
MnO	0,08	k = 0,13
CaO	6,64	mg = 0,25
$\text{Na}_2\text{O}$	4,75	c/fm = 0,83
$\text{K}_2\text{O}$	1,17	
$\text{TiO}_2$	1,63	
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,03	Magma: Normaldioritisch.
$\text{H}_2\text{O} +$	2,35	
$\text{H}_2\text{O} -$	0,04	
	100,10	

Der analytische Befund stimmt mit dem mikroskopischen überein.

Die oben erwähnte Konvergenzerscheinung ist es, welche in Gegenden der Dent Blanche-Einheit, wo nicht die ruhige Tektonik des unteren Valpellines, sondern zum Teil recht ausgeprägter Schuppenbau (wie etwa im Gebiet Pta. de Cian-Schönbühl, vgl. (70)) vorherrscht, die geologische Kartierung sehr erschwert. Ich bin zum Beispiel im Besitz einer N der Schönbühlhütte ob Zermatt geschlagenen Handstückreihe aus der Valpellineserie, welche in ihren

extrem epimetamorphen Gliedern an nichts weniger, als an die normalerweise als Valpellineserie bezeichneten Gesteine erinnert: In der Richtung zunehmender Epimetamorphose werden hell- bis dunkelgrüne Gesteine, die aus Saussurit und randlich chloritisiertem Granat  $\pm$  Quarz als makroskopisch wahrnehmbaren Komponenten bestehen, von grünen Schiefern abgelöst, in welchen die ursprüngliche Anwesenheit von Granat nur noch durch längliche, dunkelgrüne Flecken angehäuften Chlorits verraten wird. Schliesslich verschwinden auch diese Flecken, und es bleibt ein zur Hauptsache nur aus den Komponenten Saussurit und Chlorit in gleichmässigem Gewebe bestehendes Gestein zurück; eine Unterscheidung von manchen Gneisen der Arollaserie ist makroskopisch nicht mehr möglich. — Es ist klar, dass diese Erscheinung auch eine Übersicht über die tektonischen Verhältnisse in der Dent Blanche-Einheit erschweren muss. Dass sie im Gebiet des Wallis nicht selten ist, habe ich bei Begehungungen mehrmals wahrnehmen können. Dies drückt sich auch darin aus, dass ARGAND bei der geologischen Kartierung des Dent Blanche-Gebietes eine Spezialbezeichnung für eine oftmals zwischen Arolla- und Valpellineserie vorkommende Gesteinsserie hat einführen müssen: die „groupe de Bertol“; sie ist in der Legende der Dent-Blanche-Karte charakterisiert als „formant le passage graduell de la série d'Arolla à la série de Valpelline“. „Gneiss bleus, blancs et verts zonés, chlorito-épidotiques; gabbros et schistes saussuritiques“ sind darin aufgeführt. ARGAND schreibt allerdings nie etwas über die hervorragend mylonitische Facies, welche diese Gesteine auszeichnet, ebensowenig wie er die für die Kontaktarten der Valpellineserie so charakteristischen und im schweizerischen Anteil der Dent Blanche-Einheit ebenfalls verbreiteten aphanitischen Ultramytonite je erwähnt.

Gerade das Vorkommen dieser Zonen starker Mylonitisation zwischen Arolla- und Valpellineserie, der Überschiebungszonen, ist es auch, welches, unter andern Argumenten, STUTZ und mich dazu führt, die Postulierung einer Dent Blanche - Falte, wie sie von ARGAND vertreten wird, zu verlassen. Sämtliche Gründe hiefür, sowie die Entwicklung einer neuen tektonischen Auffassung, wie sie sich aus den Detailbeobachtungen im Valpelline und auch im Wallis ergibt, sind in einer schon erwähnten, gemeinsamen Arbeit dargelegt (70).

## V. ALTER DER VALPELLINESERIE

ARGANDS Theorie über den feineren tektonischen Bau der Dent Blanche-Einheit zu verlassen, heisst auch, die Frage nach dem Alter

der Valpellineserie neu zu stellen. Die allgemein anerkannte Altersfolge der Formationen der Dent Blanche-Masse: Bündner-schiefer, Triasdolomite und -quarzite, Arollaserie, Valpellineserie, wobei die Arollaserie weit vorwiegend ins obere, die Valpellineserie ins untere Palaeozoikum gestellt werden, beruhte nach ARGAND auf der angeblichen Kontinuität dieses ganzen Formationenkomplexes. Die lithologischen Übergänge, die dies beweisen sollten, existieren jedoch nicht.

In der oben erwähnten Arbeit zeigen STUTZ und ich durch andere Überlegungen, dass für die Sedimente der Valpellineserie praetriadisches Alter anzunehmen ist. — Dies gilt natürlich auch für die Marmore dieser Serie. NOVARESE (50) wendet sich gegen die zuweilen anzutreffende Hypothese, dass diese letzteren triadischen Alters seien, indem er sich auf ihre lithologische Verschiedenheit von den sicher triadischen Karbonatgesteinen des Zuges von Roisan stützt. Dieser Grund, sowie auch die Lagerung der Marmore, die in der ganzen Valpellineserie verteilt auftreten, sollten genügen, das triadische Alter der Valpellineserie-Marmore, trotz dem nachgewiesenen gelegentlichen Dolomitgehalt, auszuschliessen. — Begründen lässt sich die Unhaltbarkeit der genannten Meinung auch folgendermassen: Angenommen, die genannten Karbonatgesteine seien triadisch, müssten sie durch sehr intensive Verschuppung ihre feinverteilte Verbreitung innerhalb der praetriadischen Gesteine der Valpellineserie erlangt haben; dies könnte nur in einer fortgeschrittenen Phase der Alpenfaltung geschehen sein. Die katametamorphe Ausbildung der Valpellineserie müsste notgedrungen erst nach dieser Verschuppung, also spät- oder postalpin entstanden sein. Dies ist jedoch sicher nicht der Fall: Die oft äusserst starke und durchgehend wahrnehmbare mechanische Beanspruchung der bei der Kontakt-Katametamorphose gebildeten Injektionsadern und Pegmatite der Valpellineserie ist mit dieser Hypothese unvereinbar.

## Anhang: Beschreibung einzelner Mineralien

### A. Kluftmineralien

Zerrklüfte, wie sie aus den alpinen Gebieten des Dauphiné, des Mont Blanc, der Helvetischen Zentralmassive und der Tauern bekannt sind und zu charakteristischen Kluftmineralbildungen Anlass geben, finden sich im ganzen Bereich der Dent Blanche-Einheit so-zusagen überhaupt nicht. NIGGLI (43) hat auf eine interessante Erscheinung aufmerksam gemacht, die sich beim Betrachten der Ver-

teilung der Zerrkluftlagerstätten in Rücksicht auf die Gesamttektonik der Alpen offenbart: Die an Kristallklüften reichen Gebiete sind die Hauptkulminationen des Alpenbogens; die zwischen diesen liegenden Depressionen — zu welchen die sehr ausgesprochene Dent Blanche-Wildstrubel-Senke (STAUB (61)) gehört — sind arm an Kluftmineralien oder überhaupt frei davon.

Im Gebiet meiner Untersuchungen bin ich an einer einzigen Stelle auf eine mineralführende Kluft gestossen. Sie befindet sich am W-Hang der Becca Morion auf etwa 1900 m Höhe, wo sie vollständig in einem den Diorit dieser Bergflanke durchbrechenden Aplit liegt. Es handelt sich nur um eine unbedeutende Höhlung ohne bestimmte Form und von vielleicht  $\frac{1}{2}$  m<sup>3</sup> Inhalt. Die Mineralfüllung besteht ausschliesslich aus Desmin. Dieser tritt in Form weisser, stets zu schönen Garben oder kugelförmigen Gebilden verwachsener, prismatischer Individuen mittlerer Grösse als Auskleidung der Kluftwand auf. An seiner Genese als Kluftmineral ist nicht zu zweifeln. Der Aplit, worin die Kluft liegt, ist gegen deren Wandung oft zerstetzt und zellig ausgespült, sodass es wahrscheinlich ist, dass die gelöste und wieder abgesetzte Zeolithsubstanz unmittelbar daraus stammt. Auch das zur Desminbildung notwendige Ca ist im Kluft-Nebengestein vorhanden: Ausser dem sauren Plagioklas ist an der Stelle, wo die Kluft sich befindet, auch Diopsid, hier wohl endomorphes Kontaktprodukt des Aplits, in demselben wahrzunehmen.

An Kluftmineralien des Valpellines sind noch folgende, nicht im Anstehenden gemachten Funde zu erwähnen:

1. Eine handgrosse Druse mit Calcit und Heulandit, etwas W unter dem Gipfel der Becca di Nona. Sie sitzt einem stark ausge laugten Stück Kalkstein auf. Die Calcitkristalle liegen in Form bis 3 cm langer, steiler Skalenoeder vor. Selten ist damit kombiniert ein flaches Rhomboeder wahrzunehmen. Der Heulandit ist auf der Druse kleiner und weniger verbreitet als der Calcit. Er ist an der Tafligkeit und vollkommenen Spaltbarkeit nach <010> leicht zu erkennen.

2. Weitere Zeolithvorkommen sind — allerdings selten — in Form von feinsten, fächerartigen Überzügen auf Gesteinsoberflächen sowohl der Arolla-, als auch der Valpellineserie gefunden worden. Es handelt sich dabei meist um Desmin.

#### B. Mineralien des Pegmatits von le Cliou

Bei der Beschreibung der Pegmatite der Valpellineserie wurde auch ihr gelegentlicher Gehalt an Sillimanit und Zirkon in guter kristallographischer Begrenzung erwähnt. Der dem Typus 3 dieser

Beschreibung angehörende Pegmatit liefert diese Mineralien in einem Vorkommen W von le Cliou in schöner Ausbildung.

Der Sillimanit tritt in Form von bis 10 cm langen und 0,5 cm dicken Stengeln ohne Terminalflächen auf. Sie sind vom vordern und seitlichen Pinakoid, sowie von Prismen begrenzt. Die Flächen dieser Zone liefern auf dem Goniometer leider keine brauchbaren Signale, sodass eine goniometrische Untersuchung unterbleiben musste. Eine von Herrn Prof. JAKOB ausgeführte Analyse ergab für das vollständig reine Sillimanitmaterial folgende Zusammensetzung:

$\text{SiO}_3$	38,18	$\text{Na}_2\text{O}$	0,52
$\text{Al}_2\text{O}_3$	59,68	$\text{K}_2\text{O}$	0,38
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,47	+ $\text{H}_2\text{O}$	0,79
$\text{MgO}$	0,00	- $\text{H}_2\text{O}$	0,00
<hr/>			100,02

Dichte: 3,221

Der Zirkon wurde zunächst optisch untersucht. Nach der Minimalablenkungsmethode wurden an einem geschliffenen Prisma bestimmt:

$$\begin{aligned}\varepsilon &= 2,000 \\ \omega &= 1,939 \cdot (\text{D-Licht}) \\ \varepsilon - \omega &= 0,061\end{aligned}$$

Zwei der dunkelroten, bipyramidalen,  $\pm$  isometrischen Kriställchen wurden auf dem Goniometer gemessen. Die Resultate sind in der Tabelle 8 zusammengestellt.

T a b e l l e 8

Messergebnisse der goniometrischen Untersuchung zweier Zirkone aus einem Pegmatit von le Cliou bei Oyace

Formen	Fl. Zahl	Mittl. Gröss.		$\varphi$		$\varrho$		$\varphi$	$\varrho$
			mittel	min. max.	mittel	min. max.	mittel	berechnet	
$\langle 100 \rangle$	6 (4)	3	00°02'	- 00°02' + 00°07'	90°02'	90°00' 90°07'	0°	90°	
$\langle 110 \rangle$	6 (2)	2	45°05'	44°58' 43°13'	90°00'	90°00' 90°00'	45°	90°	
$\langle 101 \rangle$	8 (2)	2	- 00°01'	- 00°09' + 00°07'	33°03'	32°49' 33°17'	0°	33°01'	
$\langle 111 \rangle$	3 (1)	1	45°09'		42°09'		45°	42°35'	
$\langle 311 \rangle$	12 (4)	2	18°37'	18°23' 18°49'	64°01'	63°47' 64°12'	18°25'	64°03'	
$\langle 412 \rangle$	3 (0)	1	(13°38')		(50°59')		14°02'	53°16'	

Es geht aus der zweiten Vertikalkolonne dieser Tabelle hervor, wieviele Flächen ein und derselben Form an beiden gemessenen Individuen gesamthaft auftraten und wieviele Flächen zur Gewinnung der  $\varphi-\varrho$ -Werte brauchbare Signale lieferten (in Klammern stehende Zahlen). Die relativ geringe Anzahl dieser letzteren, sowie die Abweichungen zwischen den gemessenen und den theoretischen Winkelwerten spiegeln die allgemein wenig günstige Beschaffenheit der Flächen wieder. — Die Formen  $\langle 100 \rangle$ ,  $\langle 110 \rangle$ ,  $\langle 101 \rangle$ ,  $\langle 111 \rangle$ ,  $\langle 311 \rangle$  sind gesichert und für Zirkon typisch.  $\langle 412 \rangle$  dagegen ist meines Wissens

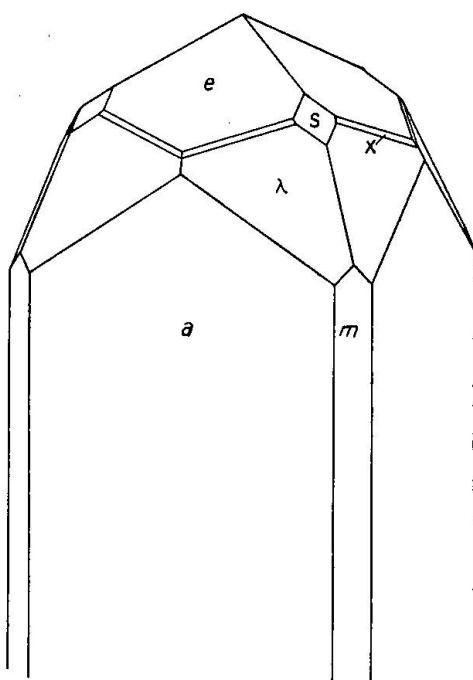


Fig. 11. Zirkon von le Cliou. Idealbild. Formen: a  $\langle 100 \rangle$ , e  $\langle 101 \rangle$ , m  $\langle 110 \rangle$ , s  $\langle 111 \rangle$ ,  $\lambda$   $\langle 311 \rangle$ , x  $\langle 412 \rangle$ ?

als Form des Zirkons noch nicht bekannt. Im Fall des hier beschriebenen Vorkommens ist diese Form an einem der beiden gemessenen Individuen deutlich durch Abstumpfung der Kante zwischen  $\langle 101 \rangle$  und  $\langle 311 \rangle$  und durch ein Aufleuchten einzelner der dazugehörigen Flächen auf dem Goniometer zu erkennen. Ihre  $\varphi-\varrho$ -Werte wurden für die Lage, wo das Aufleuchten maximale Intensität besitzt, abgelesen; Signale wurden von den Flächen dieser Form nicht geliefert.  $\langle 412 \rangle$  ist somit eine Form, die der Bestätigung bedarf, bevor sie als neue Form für Zirkon genannt werden darf. — Das Achsenverhältnis wurde zu 1:0,650 berechnet. Auf diesem Verhältnis fussen auch die berechneten  $\varphi-\varrho$ -Werte der Tabelle 8.

Fig. 11 vermittelt ein Idealbild des Zirkons von le Cliou in orthogonaler Parallelprojektion. Dieses ist nach der von PARKER (52) entwickelten Methode des Zeichnens auf Grund der Bildkantenazimute konstruiert worden.

Schliesslich sei noch das Resultat einer von Herrn Prof. JAKOB ausgeführten Analyse des Zirkons von le Cliou mitgeteilt:

$\text{SiO}_2$	29,66
$\text{ZrO}_2$	70,88
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,84
	104,38

Diese Analyse findet sich auch in einer kürzlich erschienenen Publikation von JAKOB (34), wo der Analysenüberschuss dieses und anderer Zirkone diskutiert wird.

### Literaturverzeichnis

1. ANGEL, Fr., Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. Mitt. Nat. Wiss. Ver. Steiermark 67 (1930).
2. ARGAND, E., L'exploration géologique des Alpes Penniques Centrales. Bull. Lab. Univ. Lausanne. 14 (1909) 1—64.
3. — La Zone Pennique. Geol. Führer Schweiz. (1934) 149—189.
4. ARTINI, E., und MELZI, G., Ricerche petrographiche e geologiche sulla Val Sesia. Mem. Ist. Lombardo 18 (1900), 219—390.
5. BARTHOLMÈS, F., Contribution à l'étude des roches éruptives basiques contenues dans le massif de la Dent Blanche. Bull. Lab. Univ. Lausanne. 27 (1920) 1—90.
6. BEARTH, P., Über Gangmylonite der Silvretta. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 13 (1933) 347—55.
7. VAN BEMMELEN, R. W., Over de zoogenaande „Smeltmylonieten“ („Pseudotachylieten“). Geol. Mijnbouw. 15 (1936) 74—79.
8. BEREK, M., Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universal-drehtischmethoden. Berlin (1924).
9. BUCCA, L., Sopra alcune rocce della serie cristallina di Calabria. Boll. R. Com. Geol. Italia. 15 (1884) 240.
10. BURRI, C., Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 11 (1931), 285—89.
11. CORNELIUS, H. P., Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rundschau 15 (1921) 289—318.
12. -- Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 15 (1935) 4.
13. DEHL, E., Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Zone du Combin des Val d'Ollomont. Diss. Zürich. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 18 (1938).
14. DUPARC, L., und REINHARD, M., La détermination des plagioclases dans les coupes minces. Mém. Soc. Phys. Nat. Genève 40 (1924), 1—149.
15. ERDMANNSDÖRFFER, O. H., Jb. Preuss. Geol. Landesanstalt. 25 (1904) 37.

16. FISCHER, H., Neues Jb. Mineral. etc. (1860) 796.
17. FORD, W. E., A study of the relations existing between the Chemical, Optical and other Physical Properties of the Members of the Garnet Group. Amer. J. Sc. 40 (1915) 33—49.
18. GAREISS, A., Über Pseudomorphosen nach Cordierit. Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt. 20 (1901) 1—39.
19. GERLACH, H., Die Penninischen Alpen. Denkschrift Schweiz. natf. Ges. 23 (1869).
20. — Das Südwestliche Wallis. Beitr. Geol. Karte Schweiz 9 (1871).
21. GIORDANO, H., Boll. Club Alpino Italia 13 (1868).
22. GOLDSCHLAG, M., Über die optischen Eigenschaften der Epidote. Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt. 34 (1917) 23—60.
23. GOLDSCHMIDT V. M., Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Vid, Selsk. Skr. I, Mat. Natv. Kl. (1920), No. 10.
25. GRUBENMANN, U., Die kristallinen Schiefer. II. Aufl. Berlin (1910).
26. GRUBENMANN, U., und NIGGLI, P., Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil. Berlin (1923).
27. GUTZWILLER, E., Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Ecl. geol. helv. 12 (1912) 1—64.
28. HAMMER, W., Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberrheintal. Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt. 64 (1914).
29. HEIM, Alb., Geologie der Schweiz. 2 Bde. Leipzig (1919/22).
30. HENRY, N. F. M., Some data on the iron-rich hypersthene. Mineral. Mag. (24) 151 (1935).
31. HERMANN, F., La struttura delle Alpi Occidentali. Atti Soc. Ital. Sc. nat. 64 (1925) 239—49.
32. — Problèmes de géologie alpine. Bull. Soc. Flore Valdôtaine. 19 (1927) 3—12.
33. JAKOB, J., Chemische und röntgenographische Untersuchungen an Amphibolen. II. Mitteilung: Über die Verbreitung des Analysenmankos. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 15 (1935) 146—52.
34. — Über die Anwesenheit von reduziertem Zirkonium in den Zirkonen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 17 (1937), 154—63.
35. KÜNDIG, E., Selektive Metamorphose. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 16 (1926) 294—305.
36. LOVISATO, D., Sulle chinzigiti della Calabria. Atti R. Accad. Lincei. Mem. Cl. Sc. fis. mat. nat. 3 (1879) 21.
37. LUGEON, M., und ARGAND, E., Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C. R. Acad. Sc. Paris (Mai 1905).
38. — Sur les homologies dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. Ibidem (Mai 1905).
39. NIGGLI, P., Gesteins- und Mineralprovinzen, I. Berlin (1923).
40. — Lehrbuch der Mineralogie I. und II. Aufl. Berlin (1924 und 1926).
41. — Auszüge. Z. Kristallogr. 57. 211—19.
42. — Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. 14 (1934) 464—72.
43. — Kristallfunde in den Alpen. Die Alpen, Jb. Schweiz. Alpenklub. 11 (1935) 201—214.
44. — Die Magmentypen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 16 (1936) 335—399.

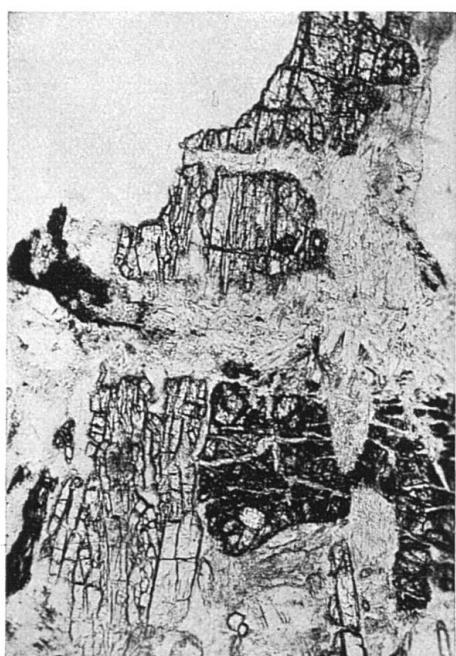
45. NIGGLI, P., Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 16 (1936) 295—317.
46. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, Fr., und WINTERHALTER, R. U., Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie 14. (1930).
47. NOVARESE, V., La zona d'Ivrea. Boll. Soc. Geol. Ital. 25 (1906) 176—80.
48. — Calcaro cristallini e calcefiri dell'arcaico Calabrese. Boll. R. Com. Geol. Italia. (1893) 1—29.
49. — La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. descritt. Carta. Geol. Italia. 22 (1929) 5—152.
50. — La formazione diorito-kinzigitica in Italia. Boll. R. Uff. Geol. Italia. 54 (1931) 1—62.
51. OPPENHEIMER, L., Untersuchungen an Cordierit. Diss. Heidelberg (1914). Verh. Heidelb. math.-med. Ver. N. F. 13 (1914) 257—302.
52. PARKER, R. L., Kristallzeichnen. Berlin (1929).
53. VON PHILIPSBORN, H., Beziehungen zwischen Lichtbrechung, Dichte und chemischer Zusammensetzung in der Granatgruppe. Abh. Sächs. Akad. Wiss., Math.-Phys. Kl., 3 (1928).
54. — Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. Leipzig (1933).
55. ROSENBUSCH, H., Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone an den Graniten von Barr-Andlau und Hohwald. Abh. Geol. Spezialkarte Elsass-Lothringen 1 (1877) 79—392.
56. — Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart (1910).
57. SEDERHOLM, J. J., On synantetic Minerals. Bull. Comm. Geol. Finlande. 48 (1916).
58. SHAND, S. J., The Pseudotachylite of Parijs (orange Free Stata). Quart. J. Geol. Soc. 72 (1916) 198—221.
59. SCHMIDT, C., Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Ecl. Geol. Helv. 9 (1907) 484—584.
60. SPENCER, E., The potash-soda-felspars. I. Mineral. Mag. 24 (1937) 453.
61. STAUB, R., Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 52 (1924).
62. STUDER, B., Geologie der Schweiz. Bern (1851).
63. STUTZ, A., Petrographisch-geologische Untersuchungen im mittleren Valpelline. (In Vorbereitung).
64. SUNDIUS, N., Zur Kenntnis des Zusammenhangs zwischen den optischen Eigenschaften und der chemischen Konstitution der Skapolithe. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala. 15 (1916) 1—12.
65. WATERS, A. C., und CAMPBELL, C. D., Mylonites from the San Andreas Fault Zone. Amer. J. Sc. 29 (1935) 473—503.
66. WILLEMSE, J., On the Old Granite of the Vredefort Region and some of its Associated Rocks. Trans. Geol. Soc. South Africa. 15 (1937) 87—163.
67. WINCHELL, A. N., Elements of Optical Mineralogy. Pt. II. New York (1933).
68. WÜLFING, E. A., Untersuchung zweier Glimmer aus den Gneisen des Rheinwaldhornmassivs. Graubünden. Ber. Deutsch. Chem. Ges. 19 (1886) 2434—38.
69. WURM, A., Über tektonische Aufschmelzungsgesteine und ihre Bedeutung. Z. Vulkanologie 16 (1935) 98—119.
70. STUTZ, A., und MASSON, R., Zur Tektonik der Dentblanche-Decke. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 18 (1938).

### Benutzte Karten und Profile

1. R. Ufficio Geologico. Carta Geologica d'Italia 1: 100,000. 1912. Blätter Aosta und Mte. Rosa.
2. R. Ufficio Geologico. Carta Geologica delle Alpi Occidentali 1: 400,000. 1908.
3. E. ARGAND. Carte Géologique du Massif de la Dent Blanche. 1: 50,000. Sp. K. Nr. 52, 1908.
4. E. ARGAND. Carte Géologique de la Région du Grand Combin. 1: 50,000. Sp. K. Nr. 93, 1934.
5. E. ARGAND. Neuf coupes à travers les Alpes Occidentales. 1: 400,000. 1911.
6. R. STAUB. Tektonische Karte der Alpen. 1: 1,000,000. 1923.
7. F. HERMANN. Stereogramma tettonico delle Alpi Valdostane Centrali. 1: 37,500. 1927.

Eingegangen: Dezember 1937.

## Tafel I



1



2



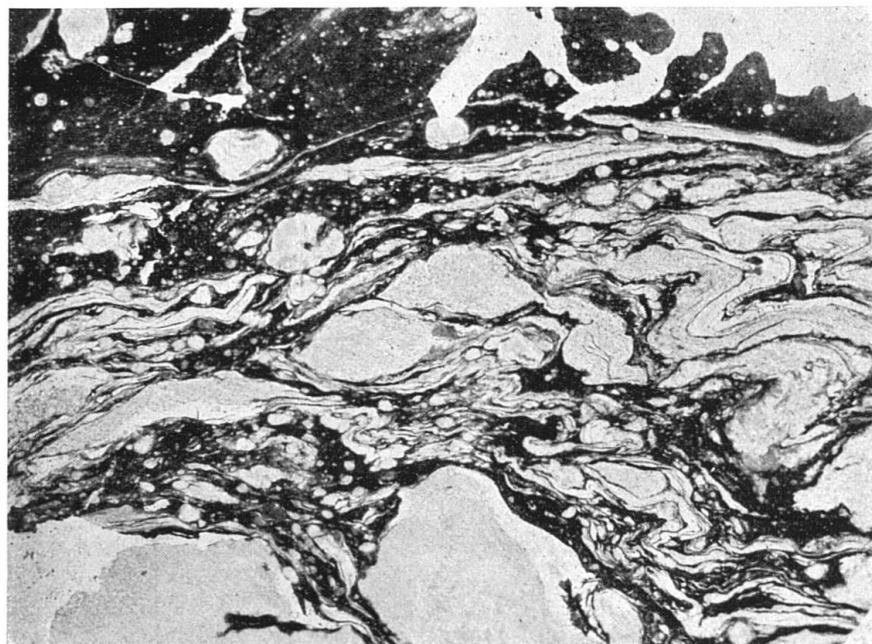
3



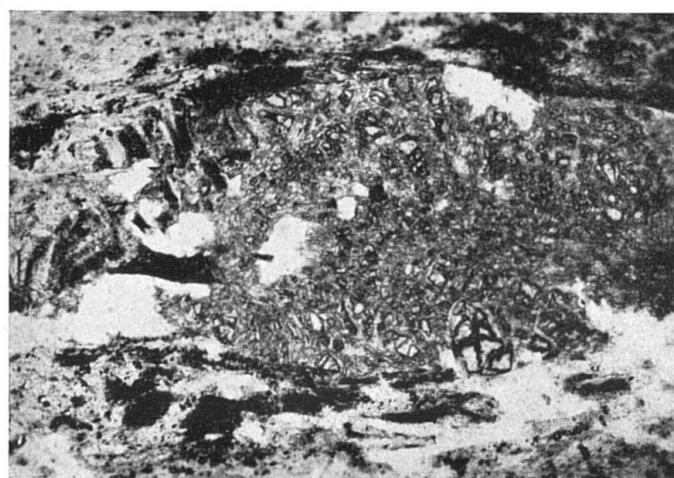
4

**Leere Seite**  
**Blank page**  
**Page vide**

## Tafel II



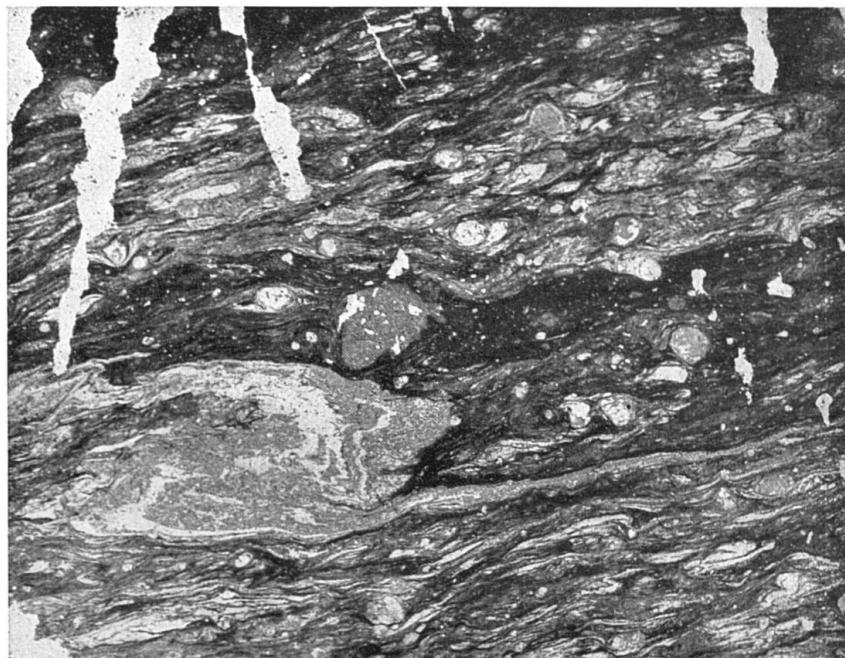
1



2

**Leere Seite**  
**Blank page**  
**Page vide**

Tafel III



1



2

**Leere Seite**  
**Blank page**  
**Page vide**

## Erläuterungen zu den Tafeln

### Tafel I

- Fig. 1 Granat, Sillimanitstengel und zersetzer Biotit in sericitischem Grundgewebe. Sericitisierung des Sillimanites. 66  $\times$ .
- Fig. 2 Cordierit, zum Teil in typischen Drillingsindividuen. Sillimanit-Biotit-Cordierit-Granatfels. 73  $\times$ . Nicols gekreuzt.
- Fig. 3 Pinitisierter Cordierit. 73  $\times$ . Nicols gekreuzt.
- Fig. 4 Rekristallisationserscheinungen an Quarz. Mechanisch beanspruchter Kinzigit. 44  $\times$ . Nicols gekreuzt.

### Tafel II

- Fig. 1 Strukturbild eines aphanitischen Ultramyloniten. Dunkle Partien: Pseudotachylit-Grundmasse; helle Partien: hauptsächlich Plagioklas. 8  $\times$ .
- Fig. 2 Verdrängung eines Granates bis auf einige Relikte durch Pennin. Stark beanspruchter Kinzigit. 26  $\times$ .

### Tafel III.

- Fig. 1 Wie Fig. 1, Tafel II.
- Fig. 2 Sillimanit, Biotit, Quarz und Alkalifeldspat umfliessen die rhombendodekaedrisch umgrenzten bis spindligen Granite. Sillimanit-Kinzigit. 7  $\times$ .