

**Zeitschrift:** Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie  
**Band:** 30 (1950)  
**Heft:** 1  
  
**Artikel:** Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone  
**Autor:** Walter, Peter  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-24438>

### **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:** 27.01.2026

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

# Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone

Von *Peter Walter* (Zürich)

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
<b>Vorwort</b> . . . . .	3
<b>Einleitung und Übersicht</b> . . . . .	5
<b>Die Kinzigitzzone</b> . . . . .	8
1. Die kinzigitischen Gesteine . . . . .	9
a) Schwarze Biotitgneise etc. . . . .	9
b) Sillimanit-Biotitgneise etc. . . . .	10
2. Die eingelagerten Eruptivgesteinskörper. . . . .	11
a) Gabbroide Gesteine . . . . .	11
b) Aplitische Gesteine. . . . .	16
c) Pegmatitische Gesteine . . . . .	17
d) Ultrabasische Gesteine . . . . .	18
e) Altersbeziehungen zwischen den verschiedenen Einlagerungen . . . . .	18
<b>Die Zone von Ivrea</b> . . . . .	20
Allgemeines . . . . .	20
I. Der basische Gesteinszug . . . . .	23
A. Allgemeiner Mineralbestand . . . . .	23
B. Die Strukturen und Texturen der basischen Gesteine . . . . .	27
1. Die Strukturtypen . . . . .	27
I. Einfache, relativ grobkristalloblastische Mosaikstruktur . . . . .	27
II. Heteroblastische Strukturen . . . . .	30
III. Feinkristalloblastische Strukturen . . . . .	34
IV. Einfache Trümmerstrukturen . . . . .	35
2. Deutung der Strukturen . . . . .	37
Zusammenfassende Deutung der einzelnen Strukturtypen . . . . .	49



	Seite
C. Petrographischer Charakter der basischen Gesteine . . . . .	53
1. Allgemeines . . . . .	53
2. Die Gesteinstypen und ihre regionale Verbreitung . . . . .	59
a) Reine Hornblendediorite etc. der südlichen Kontaktzone . . .	60
b) Feinkörnige Hornblendediorite etc. der südlichen Dioritzone. .	60
c) Mittelkörnige Diorit- und Gabbrovarietäten . . . . .	62
d) Hornblendeproxengabbrodiorit . . . . .	65
e) Der Fornalegabbro. . . . .	66
f) Hornblendenorit . . . . .	67
D. Der Nordrand der Diorit- und Gabbrozone. . . . .	69
1. Allgemeiner Charakter . . . . .	69
2. Petrographische Zusammensetzung . . . . .	69
a) Nichtdioritische Gesteine . . . . .	69
b) Dioritische und pegmatitische Gesteine . . . . .	70
E. Zusammenfassende Resultate . . . . .	72
F. Die Einlagerungen . . . . .	73
a) Biotitgneise und Granatbiotitgneise . . . . .	73
b) Schwarze Granatbiotitgneise . . . . .	76
c) Granatplagioklasfelse etc. . . . .	77
d) Kalksilikatfelse und Silikatmarmore . . . . .	78
Allgemeine Resultate. . . . .	79
G. Der Kontakt mit der Kinzigitzone . . . . .	80
H. Die Pegmatite . . . . .	84
II. Der Peridotitstock von Finero . . . . .	85
A. Allgemeine Lagerungsverhältnisse . . . . .	85
B. Die Hauptgesteine . . . . .	86
1. Peridotit und Serpentin . . . . .	86
2. Hornblendegabbro . . . . .	92
3. Hornblendite . . . . .	96
C. Lagerungsverhältnisse und gegenseitige Beziehungen der Gesteine .	97
D. Der Kontakt mit dem basischen Gesteinszug . . . . .	98
E. Der Nordrand des Peridotitstockes . . . . .	100
III. Altersbeziehungen der basischen und ultrabasischen Gesteine . . . .	101
<b>Die Zone des Canavese . . . . .</b>	<b>103</b>
Allgemeines . . . . .	103
I. Petrographische Zusammensetzung im schweizerischen Abschnitt . . .	104
A. Das makroskopische Bild . . . . .	104
B. Das mikroskopische Bild . . . . .	106
C. Die einzelnen Gesteine . . . . .	111
1. Feinkörnige Chloritglimmerschiefer und -gneise . . . . .	111
2. Alkalifeldspatgneise . . . . .	112
3. Leonegneis . . . . .	113
4. Kalke, Kalkschiefer, Marmore und Dolomite. . . . .	114
5. Mylonite . . . . .	116
6. Andesite oder Porphyrite . . . . .	116
7. Die „Ophiolithe“ und ihre Kontaktgesteine . . . . .	117
D. Beziehungen zur Ivreazone . . . . .	120

	Seite
II. Die Zone des Canavese als Ganzes . . . . .	122
A. Kurze Übersicht über die westlicheren Teile der Canavesezone . . .	122
B. Vergleich des schweizerischen Abschnittes mit dem übrigen Canavese	124
C. Zusammenfassung . . . . .	124
<b>Das Alter der Ivreazone und ihrer Nachbarzonen; gegenseitige Beziehungen und Stellung im gesamten Alpengebäude . . . . .</b>	<b>125</b>
Die Kinzigit-, Ivrea- und Canavesezone während der alpinen Gebirgsbildung . . . . .	128
<b>Die Zone von Arcegno . . . . .</b>	<b>131</b>
A. Allgemeines, Lagerungsverhältnisse . . . . .	131
B. Petrographische Zusammensetzung . . . . .	131
1. Die Hauptgesteine . . . . .	131
2. Die Einlagerungen . . . . .	135
a) Aplit- und Pegmatitgneise . . . . .	135
b) Pegmatite . . . . .	135
c) Quarzporphyrgneis . . . . .	136
d) Granit- und Quarzdioritgneise, Dioritamphibolite des „Maia-zuges“ . . . . .	136
e) Amphibolitische Gesteine . . . . .	137
f) Basische Eruptivgesteine mit strahlsteinartiger Hornblende und Phlogopit . . . . .	138
g) Serpentin und ultrabasische Felse . . . . .	140
h) Marmore, Silikatmarmore und Kalksilikatfelse . . . . .	140
C. Schlussbemerkungen . . . . .	141
<b>Literaturverzeichnis . . . . .</b>	<b>141</b>

## Vorwort

Diese Arbeit entstand auf Anregung von Prof. Dr. P. NIGGLI in den Jahren 1938—1948. Die Feldaufnahmen wurden nach vielen Unterbrüchen durch den Aktivdienst im Sommer 1944 abgeschlossen. Im Sommer 1943 untersuchte ich im Auftrag der „Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweiz. Erzlagerstätten“ den Peridotit von Finero auf Ni-Erzführung. Die Resultate sowie eine chemische Analyse des Peridotits wurden mir in freundlicher Weise zur Publikation überlassen. Die Verarbeitung des Materials erfolgte im Mineralogischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich unter der Leitung meines verehrten Chefs Prof. Dr. P. NIGGLI, welchem ich an dieser Stelle für sein Interesse und die vielen wertvollen Anregungen herzlich danken möchte. Mein Dank gilt ferner den Herren Professoren Dr. R. STAUB, Dr. C. BURRI, Dr. R. PARKER und Dr. J. JAKOB, sowie Herrn P.-D. Dr. F. DE QUERVAIN für ihre bereitwillige Unterstützung oder anregende Anteilnahme an meinen Untersuchungen; insbesondere stellten mir Herr Professor

Dr. C. BURRI und Professor Dr. J. JAKOB wertvolles Untersuchungsmaterial zur Verfügung. Auch standen die Gesteins- und Dünnschliffsammlungen von W. RADEFF und J. SUZUKI zu meiner Disposition.

Ganz besonders fühle ich mich meinen lieben Studienkollegen R. FORSTER, W. HUBER und E. NIGGLI verbunden; immer wieder bot sich Gelegenheit, durch Diskussionen und Exkursionen mit ihnen schwierige Fragen abzuklären und durch Vergleich mit ihren Problemen den Gesichtskreis zu erweitern. Schließlich gedenke ich noch in dankbarer Erinnerung des Entgegenkommens und der freundlichen Hilfe der Bevölkerung in meinem Untersuchungsgebiet, welche mir den längeren Aufenthalt in abgelegenen Dörfchen und auf den Alpen ermöglichte. Vor allem aber werde ich mein Standquartier im Campo Enrico Pestalozzi bei Arcegno, das eine Zeit lang meine zweite Heimat war und mit dem mich manches schöne Erlebnis verbindet, nicht vergessen.

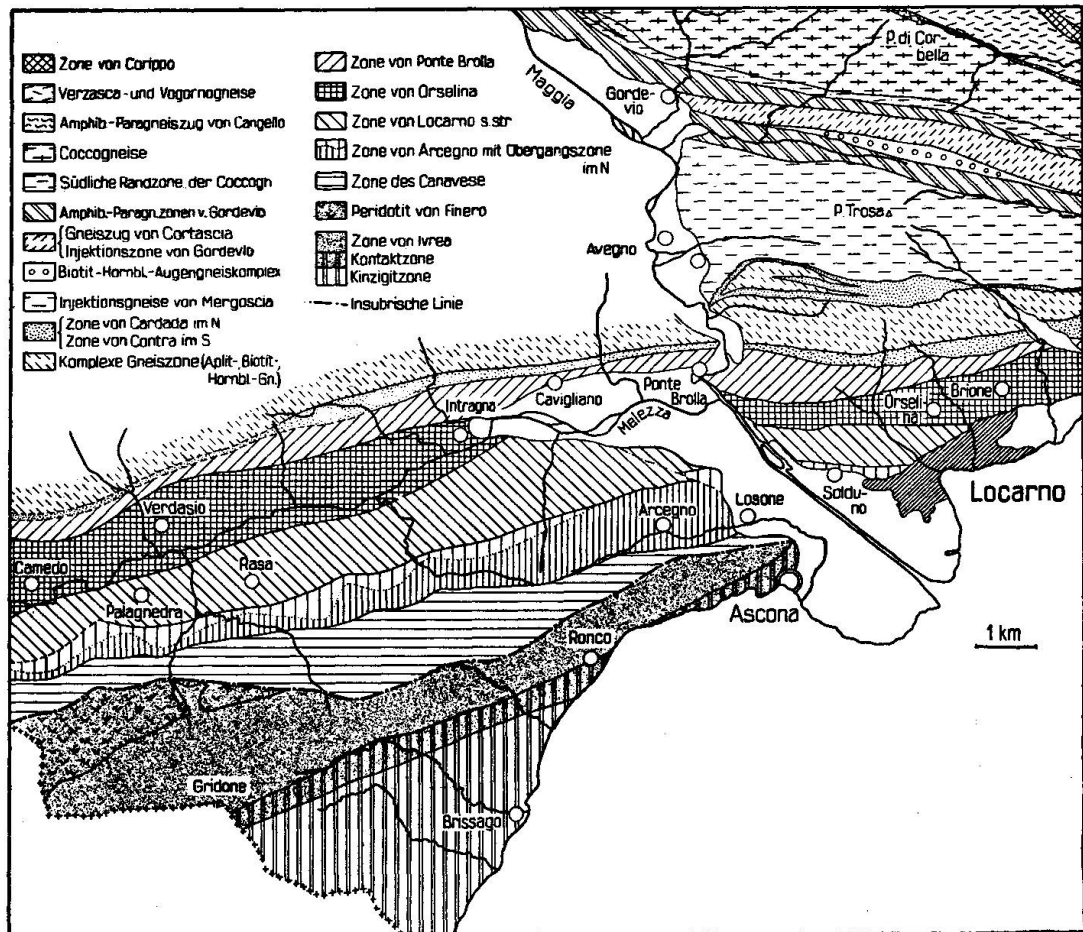


Fig. 1.

Petrographisch-tektonische Übersichtsskizze der westlichen Tessiner Wurzelzone.

Meine geologisch-petrographischen Felduntersuchungen erstreckten sich über verschiedene Teilzonen der sog. Tessiner Wurzelzone. Fig. 1 gibt eine Übersicht über das von mir und meinen Kollegen R. KERN (17) und R. FORSTER (10) untersuchte Gebiet und dessen Zoneneinteilung. Der südliche Abschnitt war mir zugeteilt; er umfaßt im wesentlichen vier Teilzonen:

### Einleitung und Übersicht

- I. Die Kinzigitzone: Vorwiegend Biotit-, Sillimanit- und Zweiglimmergneise mit Einlagerungen saurer und basischer Eruptivgesteine.
- II. Die Zone von Ivrea: Vorwiegend basische Gesteine (meist Hornblende-Plagioklasgesteine) mit Einlagerung von Granatbiotitgneisen, Biotitgneisen, Alumosilikatfelsen, Kalksilikatfelsen oder -Marmoren und Pegmatiten. Zu dieser Zone rechne ich auch den Peridotitstock von Finero, welcher neben Peridotit und Serpentin auch gabbroide Gesteine enthält.
- III. Die Zone des Canavese: Feinkörnige Glimmergneise und -schiefer, Tonschiefer, dunkle Kalke, Marmore, Alkalifeldspatgneise und ophiolithartige basische Intrusionen.
- IV. Die Zone von Arcegno: Alumosilikatgneise, vor allem Biotit-, Zweiglimmer- und Granatbiotitgneise mit allen möglichen sauren, intermediären, basischen und ultrabasischen Eruptivgesteinen, amphibolitischen Gesteinen und Silikatmarmoren als Einlagerungen.

Die Zonen I und II gehen ohne scharfe Grenze ineinander über; in der zwischen ihnen liegenden, als Kontaktzone bezeichneten Grenzregion wechseln die Hauptgesteine beider Zonen lagenweise miteinander ab. Aus diesem Grunde wurden beide Zonen von NOVARESE (24) und FRANCHI (9) zur „formazione o zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano“ zusammengefaßt. Die ganze Formation wird von den italienischen Geologen (z. B. NOVARESE (25)) mit den südlich anschließenden Gneis- und Schieferformationen zum dinarischen „Seenmassiv“ zusammengefaßt, welches nach dieser Auffassung durch die zwischen Zone II und III verlaufende „Insubrische Linie“ von der eigentlichen alpinen „Wurzelzone“ getrennt ist. Zu dieser letzteren wären in diesem Falle im untersuchten Gebiet nur die Canavesezone und die Zone von Arcegno zu rechnen. Anderseits wird z. B. von R. STAUB (35, 36) die Ansicht vertreten, daß alle

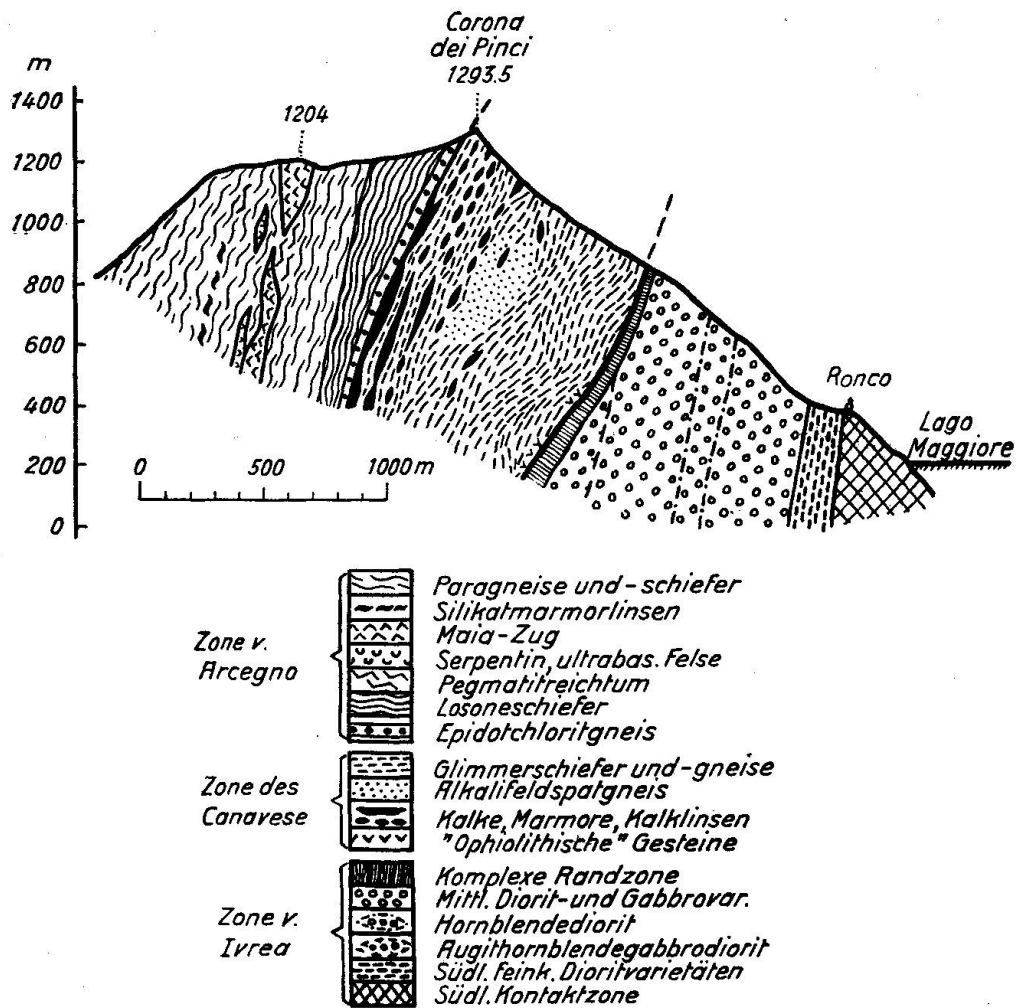


Fig. 2.

Querprofil durch die Corona dei Pinci (Profil 1).

vier Zonen noch der eigentlichen Wurzelzone angehören und daß die Trennungslinie zwischen dinarischen und alpinen Elementen in einer Quetschzone südlich Brissago zu suchen sei.

Die vier Teilzonen stehen im untersuchten Gebiet immer ziemlich steil, gegen Norden einfallend oder fast senkrecht (Fig. 2 und Profil 2 auf der Kartenskizze). Sie erstrecken sich alle weit gegen Westen bzw. Südwesten bis in das Piemont, wobei sie bedeutend mächtiger werden. Erst zwischen Biella und der V. di Lanzo verschwindet eine Zone nach der andern unter den alluvialen Aufschüttungen der Alpenflüsse. Gegen Osten ist die Fortsetzung immer etwas problematisch gewesen, da die Maggia- und Magadinoebene die Wurzelzone unterbrechen und sich die gegen Osten weiterziehenden Teilzonen nicht ohne weiteres mit den west-

lichen parallelisieren lassen. Aus diesem Grunde beschränke ich mich auf Vergleiche und Zusammenhänge mit dem westlichen Teil der „Wurzelzone“.

Ausführliche Detailstudien, die solche Vergleiche ermöglichen, existieren aus verschiedenen Teilen dieser westlichen Wurzelzone. Der schweizerische Abschnitt, mein eigenes Untersuchungsgebiet, wurde erstmals 1915 von W. RADEFF (31) allerdings sehr schematisch kartiert und beschrieben. Über das gegen Westen anschließende Gebiet von Finero existiert eine Dissertation von C. PORRO (28). Die mit vielen Details ausgestattete Arbeit von TRAVERSO (40) über das Ossolatal reicht ebenfalls bis zur Schweizergrenze. Von HUTTENLOCHER (15) wurden die gabbroiden Gesteine von Anzola eingehend beschrieben. Sehr ausführlich und reichhaltig ist die Beschreibung der Gesteine in der Umgebung der Val Sesia von ARTINI und MELZI (1); die darin enthaltenen Dünnschliffbilder sind für Strukturvergleiche besonders wertvoll. Im gleichen Gebiet untersuchte etwas früher R. W. SCHAEFFER (33) die basischen Gesteine der Val Mastallone. Aus der Umgebung von Ivrea wurden einige basische Gesteine durch F. R. VAN HORN (13) bekannt. Eine großzügige Darstellung der Verhältnisse im Canavese s. str. mit vielen Profilen stammt von V. NOVARESE (25); und die Detailstudien von FENOGLIO (6—8) an den Eruptivgesteinen dieser Zone, die viele Analysen enthalten, bilden eine wertvolle Ergänzung dazu, ohne die ein Vergleich mit dem Westende der Canavesezone nicht möglich wäre. Außerdem sind noch eine Anzahl Einzelgesteine im Detail beschrieben worden: von U. GRUBENMANN (12) ein Sillimanitgneis aus der Gegend von Ronco, von J. SUZUKI (39) einige Staurolith- und Andalusit-führende Glimmergneise und von C. BURRI und F. DE QUERVAIN (3, 30) basische Ganggesteine und Pegmatitbildungen, alle aus der Umgebung von Brissago. Die Schriften von V. NOVARESE über die Zone des Canavese und die angrenzenden Formationen (25) sowie über die „formazione diorito-kinzigitica“ (26) sind großzügige Übersichten, bringen jedoch mit Ausnahme der Beschreibung des Canavese s. str. sehr wenig Detailmaterial.

Bei der Verarbeitung des gesammelten Materials beschränkte ich mich vor allem auf die basischen Gesteine der Ivreazone, und auch in der Kinzigitzone wurden die basischen Eruptivgesteine etwas eingehender behandelt als die übrigen Gesteine. Als eigentliches Thema der vorliegenden Arbeit schälte sich mit der Zeit die Aufgabe heraus, zu versuchen, wie weit geologische und petrographische Probleme sich auf Grund sorgfältiger Strukturuntersuchungen lösen lassen. Um die Gesteinsstrukturen miteinander vergleichen zu können, war es nötig, eine große An-



zahl Dünnschliffe zu zeichnen oder zu photographieren. So hat die Arbeit vorwiegend vergleichend morphologischen Charakter. Im weiteren Verlauf der Arbeit ergab sich die Notwendigkeit, auch die Canavesezone noch in beschränktem Maße in die Strukturuntersuchungen mit einzubeziehen, da sie nach meiner Auffassung ebenfalls in engem Zusammenhang mit der Ivreazone steht, wie die Kinzigitzone. Die Zone von Arcegno hingegen hängt, wie sich nachträglich zeigte, eher mit der Zone von Locarno zusammen, während zur Zone des Canavese keine engeren Beziehungen bestehen. Die Arcegnozone fällt daher etwas aus dem Rahmen dieser Arbeit heraus und wurde nur oberflächlich beschrieben.

### Die Kinzigitzone

Diese Zone begleitet die Ivreazone auf ihrer Südostseite und ist vom Lago Maggiore bis gegen Biella aufgeschlossen; dort verschwindet sie unter den Alluvionen der Poebene. Ihre Breite schwankt normalerweise zwischen 2 und 5 km; nur im Abschnitt zwischen Ossola und Val Mastallone greift sie weit in die Ivreazone hinein, bzw. sind dort die basischen Gesteine weitgehend durch kinzigitische ersetzt. Die Zone besteht nach NOVARESE (26) aus Kinzigiten, Gneisen, Glimmerschiefern und sog. Stronalithen (s. u.), zwischen welchen basische Eruptivgesteine und Kalksilikatgesteine eingelagert sind. Kinzigite im allgemeinen sind (nach NOVARESE) metamorphe Gesteine (Gneise und Glimmerschiefer) mit Granat, Sillimanit, Biotit, Graphit und Plagioklas. Quarz ist meist nur untergeordnet vorhanden. Je nach dem Vorherrschen bzw. Fehlen einzelner Gemengteile wird unterschieden zwischen: Kinzigiten s. s. mit allen Gemengteilen; Kinzigitgneis: Biotit wiegt vor, Quarz ist Hauptgemengteil; Stronalithen, in denen Biotit zurücktritt oder fehlt; Sillimanitschiefern mit vorherrschend Biotit und Sillimanit; evtl. Sillimanitgneisen, in denen auch Quarz und Feldspäte vorhanden sind.

Im untersuchten Gebiet tritt Quarz unter den hellen Gemengteilen durchaus nicht so stark zurück wie dies nach NOVARESE im allgemeinen der Fall sein soll; er kann sogar gegenüber Plagioklas stark vorherrschen. Man kann 2 Gesteinsserien unterscheiden: Im nördlichen Teil findet man eine breite Zone von schwarzen Sillimanit-Biotitgneisen und -Schiefern (Sillimanitgneise nach NOVARESE), die sich gegen W keilförmig verschmälert. Eine linsenförmige Masse ähnlicher Gesteine ist im westlichen Teil zwischen die Gesteine der anderen Gruppe eingeklemmt. Die 2. Gruppe

enthält vorwiegend Zweiglimmergneise mit Lagen von Disthen-, Staurolit- und Andalusit- oder Granat-führenden Gneisen. In allen diesen Gneisen und Schiefern sind in großer Menge Gänge, Linsen und selbst kleinere Stöcke von basischen und sauren Eruptivgesteinen eingelagert. Diese Einlagerungen sind im Gebiet westlich von Rescerasca-Vojée gegen die Grenze hin dermaßen gehäuft, daß sie nach roher Schätzung wohl über 10% der gesamten Gesteinsmasse ausmachen mögen. Die auch im schweizerischen Abschnitt vorhandenen Kalksilikatgesteine liegen in der Kontaktzone mit den Ivreagesteinen und werden dort kurz beschrieben.

### 1. Die kinzigitischen Gesteine

Diese Gesteine bilden ziemlich einförmige Massen, bei denen nur im Dünnschliff oder bei genauerer Untersuchung gewisse Unterschiede erkennbar sind.

#### a) Schwarze Biotitgneise, Sillimanit-Biotitgneise und -schiefer

Es sind dunkle, schiefrige Gesteine, mit zusammenhängenden Biotithäuten, auf denen oft mit fahlem, seidenartigem Glanz das Sillimanitgewebe zu erkennen ist. Sie enthalten häufig kleine 3—100 cm lange und 0,5—20 cm mächtige, langgestreckte Quarzlinen.

Im Dünnschliff findet man als helle Gemengteile Quarz, mehr oder weniger Oligoklas bis sauren Andesin (nie mehr als die Hälfte der hellen Gemengteile) und selten etwas Kalifeldspat. Der Biotit ist verhältnismäßig hell ( $n_\alpha$ -strohgelb;  $n_\gamma$  etwas rötlichbraun). Daneben sind immer einige wenige Muskowitblätter vorhanden. Sillimanit bildet, wo er auftritt, feinstenglige, garben- oder besenartige Aggregate, die meist in sehr enger Verbindung mit dem Biotit stehen, diesen durchdringen und oft beinahe zu ersetzen scheinen. Daneben tritt er auch in kurzstengliger Form in Quarz und Feldspäten oder längs der Korn Grenzen auf, Granat ist nicht häufig und immer nur ganz untergeordnet.

Die Struktur (Fig. 3) ist überall kristalloblastisch, teilweise lepidoblastisch, in Partien mit vorwiegend hellen Gemengteilen granoblastisch; die Textur kristallisationsschiefrig. Die Analyse eines Sillimanitgneises von der Seestraße unterhalb Ronco teilt U. GRUBENMANN (12) mit (a granatführende, b granatfreie Partie):

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
a)	176	52,5	29,5	5	13	0,73	0,46	3,1
b)	213	54	29,5	1,5	15	0,69	0,46	3,3



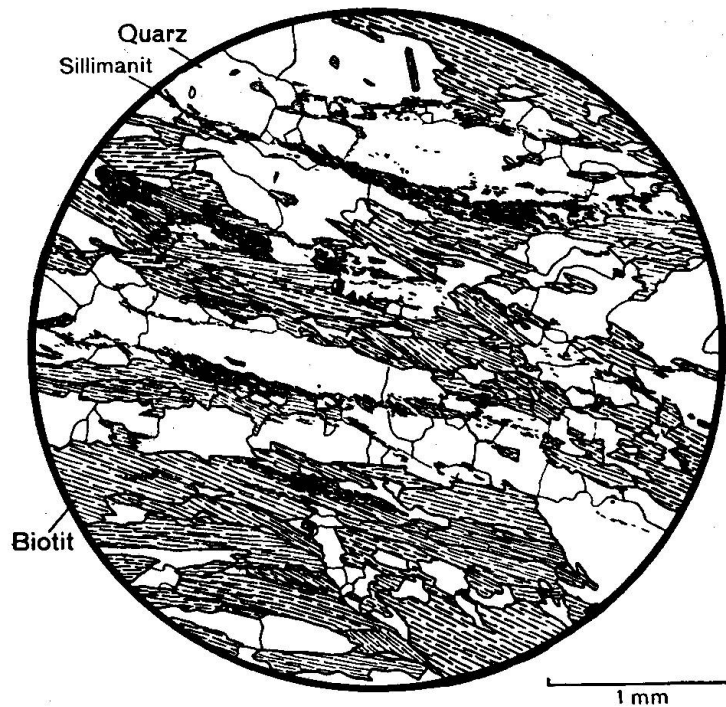


Fig. 3. Biotitsillimanitschiefer (Schliff Nr. 1713), südöstlich unterhalb Boredo (ca. 700 m).

b) *Sillimanit-Biotitgneise, Sillimanit-Zweiglimmergneise und -schiefer, Zweiglimmergneise, Andalusit-Stauroolithglimmergneise und Granatglimmergneise*

Die Gesteine dieser Gruppe kann man trotz ähnlichem Mineralbestand im Feld ziemlich gut von den vorhergehenden trennen: Sie sind vor allem etwas heller, kompakter und oft auch feinkörniger, manchmal sandig anzufühlen. Die Glimmerblättchen sind etwas kleiner und dünner und bilden keine zusammenhängenden Häute. Dadurch erhalten die Gesteine eine braunviolette Farbe; sie fallen oft auch durch die rostige Anwitterungsfarbe auf. In den sillimanitreichen Glimmergneisen findet man hie und da schmale Zonen von granatreichen oder auch Granat-, Andalusit- und Disthen-führenden Glimmergneisen, wie sie z. T. bereits von SUZUKI (39) beschrieben worden sind.

Der Plagioklas ist auch hier Oligoklas bis Andesin; der Biotit hat denselben Pleochroismus wie bei Gruppe a); Muskowit ist häufig in gleicher Menge vorhanden wie Biotit; Sillimanit ist immer eng mit dem Glimmer verbunden. Granat tritt hie und da in kleinen Körnern auf.

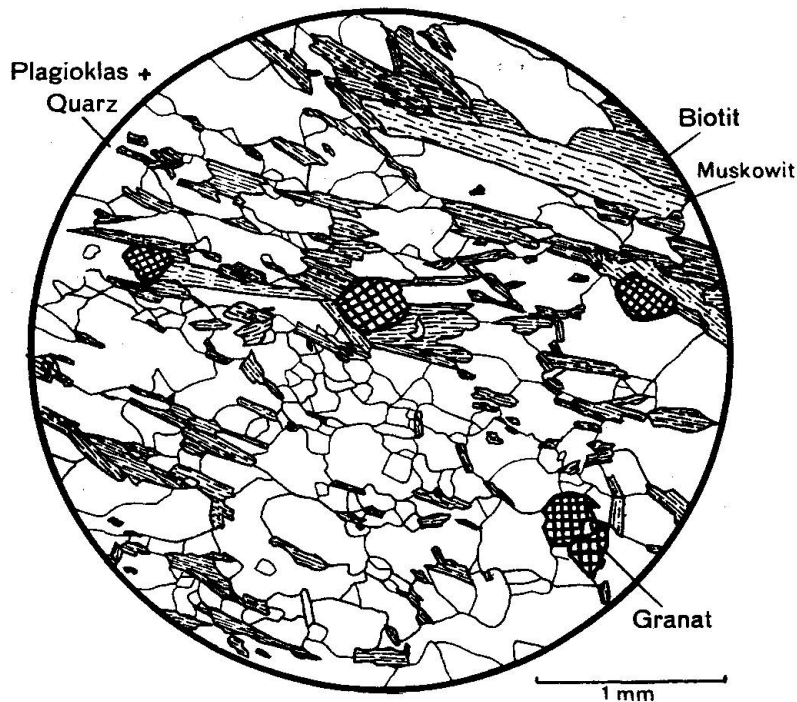


Fig. 4. Granatführender Zweiglimmergneis (Schliff Nr. 1743), Valle di Ponte.

Die Struktur (Fig. 4) ist bei diesen Gesteinen meist granoblastisch, manchmal auffällig stark verzahnt, und die Textur immer kristallisations-schiefrig. Nur in den andalusitführenden Gesteinen fallen stellenweise sperrige Muskowitaggregate und poikiloblastische bis diablastische Verwachsungen an den Rändern der rundlichen Andalusitkörner auf, wie sie auch in den weiter unten erwähnten Kontaktfelsen auftreten. Von SUZUKI wird im „Chemismus schweizerischer Gesteine“ (23) die Analyse eines Staurolith-Andalusit-Biotitgneises von Piodina bei Brissago mitgeteilt, deren Molekularwerte nach NIGGLI hier angeführt werden:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
210	42	35	5,5	17,5	0,49	0,50	2,9	0,09

## 2. Die eingelagerten Eruptivgesteinskörper

### a) Gabbroide Gesteine

Die basischen Gänge („Lamprophyre“) aus der Umgebung von Brissago sind bereits von C. BURRI und F. DE QUERVAIN (3) beschrieben worden. Ich fand sie auch in den höher gelegenen Gebieten. Allerdings sind dort die lamprophyrartigen Gänge nicht mehr so häufig, dafür treten in

großer Zahl grobkörnigere Gänge und Linsen mit Hornblende- oder Hornblende-Biotitgesteinen auf. Außerdem fand ich an verschiedenen Orten größere Massen gabbroider Gesteine. Die geschliffene Felsfläche eines großen Kars bei der Alpe di Vojèe bot die Möglichkeit, das Verhalten dieser Eruptivkörper eingehend zu studieren. Während die Lamprophyrgänge homogen, feinkörnig, dunkel und höchstens 50 cm mächtig sind, ist die Mächtigkeit der übrigen basischen Gänge großen Schwankungen unterworfen, von wenigen Zentimetern bis über einen Meter; hie und da schwellen sie auch noch zu dickeren, grobkörnigen Linsen an. Sie sind nie homogen, sondern immer schlierig, parallel gestreift oder gefleckt durch grobkörnigere hellere und feinkörnigere dunklere Partien. Meist lassen sie sich weit verfolgen. Die wichtigsten Züge sind in der Karte eingetragen; sie ziehen teilweise ununterbrochen über die ganze Felsfläche hinunter. Der Absturz in die Valle di Ponte ist beinahe unzugänglich. Unten in der V. di Ponte wurden nur noch einzelne schmale, feinkörnige Gänge gefunden, welche den „Lamprophyren“ von Brissago bereits sehr ähnlich sind. Im Kar von Vojèe handelt es sich allerdings nicht um einzelne ununterbrochene Gänge, sondern meist um ein System von mehreren, nebeneinander herlaufenden, an und abschwellenden Gängen, welche oft miteinander abwechseln, streckenweise auch alle bis auf 2—3 schmale Bänder ausdünnen. Die grobkörnigeren Gänge verlaufen immer mehr oder weniger in der Streichrichtung, können jedoch etwas davon abweichen und sich auf diese Weise ganz unmerklich seitlich verschieben. Die feinkörnigen, dunklen Gänge verlaufen manchmal deutlich diskordant.

Die grösseren Eruptivkörper stehen in eindeutigem Zusammenhang mit diesen Gängen, als deren besonders grobkörnige Äquivalente sie anzusehen sind. Es ist an mehreren Stellen deutlich zu sehen, wie sich ein Gang plötzlich zu einem kleinen Stock erweitert.

Man kann bei diesen stockförmigen Eruptivgesteinen 2 Varietäten unterscheiden:

Die eine entspricht den gangförmigen Typen. Sie lässt auf hellem Grunde dunkelgrüne Hornblendestengel und häufig auch schwarz glänzenden Biotit erkennen, und zwar ist immer nur eine Generation vorhanden. Wie in den Gängen, so ist auch hier das Gestein ausserordentlich schlierig; man findet z. T. sehr grobkörnige, helle Schlieren mit mehrere Zentimeter langen Hornblendestengeln. Auch der Biotitgehalt wechselt, und es gibt völlig biotitfreie Partien.

Die 2. Varietät führt als dunklen Gemengteil nur Hornblende von gedrungener, beinahe isometrischer Gestalt, die immer in 2 Generationen auftritt, also Porphyrkristalle in einer feinkörnigeren Grundmasse bildet.

Der Durchmesser der Einsprenglinge variiert von 1—10 mm; parallel mit den Einsprenglingen wird auch die Grundmasse entsprechend feinkörniger. Diese Varietät ist nicht schlierig, vor allem gibt es darin keine besonders grobkörnigen pegmatitartigen Schlieren, dagegen ist normalerweise die grobkörnigere Gangmitte von feinkörnigen Salbändern begleitet. Dieses Gestein tritt im Gegensatz zum vorhergehenden nie in grösseren, zusammenhängenden Massen auf, sondern der scheinbar einheitliche Komplex besteht aus lauter parallelen, höchstens 1 m mächtigen Gängen, welche durch 2—50 cm breite Lagen hochmetamorpher Aluminosilikatgesteine (metamorpher Biotit- oder 2-Glimmergneis) von einander getrennt sind.

Beide Varietäten können in gesonderten Massen auftreten. In den grösseren Eruptivstöcken in der Valle di Bordei und westlich Vojèe sind sie nebeneinander vorhanden. Ich konnte jedoch bisher keine der zweiten biotitfreien Varietät entsprechenden, einzelnen Gänge auffinden.

Die mikroskopische Untersuchung lässt ohne weiteres die Zusammengehörigkeit aller dieser Gesteine (Lamporphyre, dioritisch-gabbroide Gänge und Stöcke) erkennen.

Gemeinsam ist ihnen eine gleichartige helle Hornblende mit feinen Ilmeniteinschlüssen, basischer bis mittlerer Plagioklas, Quarz als Hauptgemengteil oder akzessorisch sowie die hypidiomorphe bis panxenomorphe Struktur.

Der Plagioklas ist in den feinkörnigen, lamprophyrartigen Gängen immer sehr basisch; er variiert zwischen 60 und 95% An, wobei mittlere Werte von 75—85% An am häufigsten sind. Er ist nie zonar und im allgemeinen nicht oder nur schwach verzwillingt. Im biotitfreien Hornblendegabbro oder -diorit scheint er stark zu variieren. In den von mir geschlagenen Stücken von den kartierten Vorkommen wurden gefunden Labradorit 65—70% An oder Bytownit 80—85% An. Er ist hier nie zonar und verzwillingt. Aus der Sammlung Suzuki stammen einige Schliffe von Geröllen unbekannter Herkunft aus der V. di Ponte. In diesen Gesteinen ist der Plagioklas Oligoklas bis Andesin und z. T. etwas zonar. In allen biotitführenden Gabbrogesteinen ist der Plagioklas ausgesprochen zonar und zwar mit einem scharfen, diskontinuierlichen, oder mindestens sehr raschen Übergang. Die oft ganz scharf begrenzten, schön idiomorphen Kerne sind stellenweise etwas korrodiert und variieren wie in den feinkörnigen Gängen zwischen 60% und 95% An, während die völlig xenomorphen, zwickelfüllenden Ränder aus Andesin (30—40%, selten bis 45% An) bestehen (Fig. 6). In einer einheitlich auslöschenden Andesinmasse findet man oft 2 oder mehrere basische Kerne, die verschieden

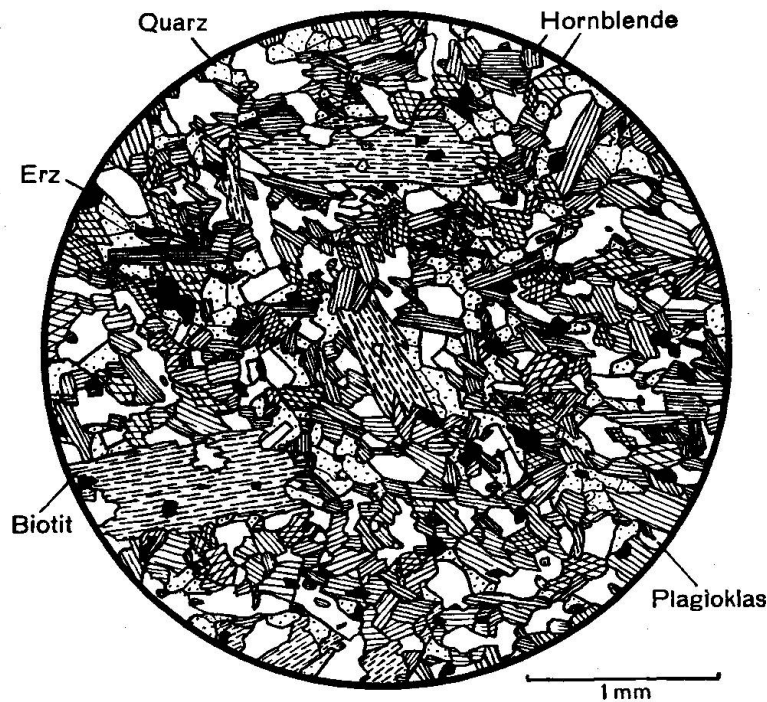


Fig. 5. Feinkörniger, gangförmiger Hornblendebiotitgabbro (Schliff von SUZUKI Nr. B 31), Umgebung von Piodina.

orientiert sind. Es zeichnet sich also hier ein scharfer Wechsel in den chemisch-physikalischen Bedingungen während der Ausscheidung ab.

Die Hornblende ist auffallend hell mit einem Pleochroismus:

- $n_{\alpha}$  fast farblos, leicht bräunlich
- $n_{\beta}$  hellolivgrün
- $n_{\gamma}$  hellgrün mit Stich ins blaugrüne.

Die Auslöschungsschiefe  $n_{\gamma}/c = 14^{\circ} - 18^{\circ}$ . Im Innern enthält die Hornblende fast immer Einschlüsse von feinen Ilmenitkörnchen und -blättchen sowie Rutilstengelchen und -körnchen in gesetzmässiger Anordnung, so dass die inneren Partien fast schwarz erscheinen (Fig. 6). Der Rand ist immer frei von solchen Einschlüssen und zeigt hie und da bei grösseren Einsprenglingen auch eine schwache Veränderung im Pleochroismus und in der Auslöschungsschiefe. Bei mehr oder weniger gleichkörnigen Strukturen (z. B. feinkörnige Gänge) enthalten entweder alle Hornblendeindividuen im Kern solche Einschlüsse oder sie fehlen ganz, bei porphyrischer Struktur nur die Einsprenglinge. Es dürfte sich, wie bereits BURRI (3) feststellte, um Entmischungen handeln. Man hat also auch hier Anzeichen für eine plötzliche Änderung der äusseren Bedingungen während der Kristallisation.

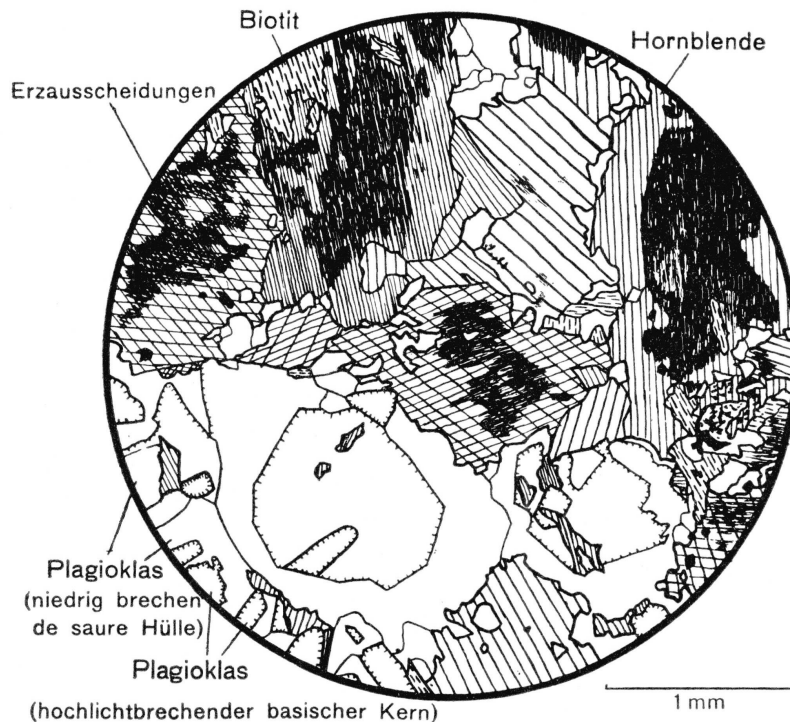


Fig. 6. Grobkörniger, biotitführender Hornblendegabbro (Schliff Nr. 1128), Grenzgrat südöstlich Gridone, bei P. 2084,9; stockförmige Einlagerung.

Der Biotit ist oft sehr eng mit der Hornblende verknüpft, bei grobkörnigeren Gesteinen darin eingeschlossen, poikilitisch damit verwachsen usw. Sein Pleochroismus geht von hellgelb nach hellbraun oder braun.

Quarz findet sich in jedem Schliff. In den biotitfreien Gabbros, hie und da auch in feinkörnigen Gängen, ist er manchmal so reichlich vorhanden, dass man ihn als Hauptgemengteil bezeichnen muss (Quarz-gabbro).

Häufige Nebengemengteile sind Titanit, Erz, Apatit.

Epidot, Muskowit und Klinochlor sind Zersetzungsprodukte von Plagioklas bzw. Biotit in nicht ganz frischen Gesteinen.

Die Struktur ist eine hypidiomorphe bis panxenomorphe Eruptiv-gesteinsstruktur (Fig. 5, 6), welche oft etwas ophitisch aussieht, da die Hornblenden und die basischen Kerne der Plagioklase oft leistenförmig ausgebildet sind (Fig. 5). Bei porphyrischen Strukturen haben die Hornblende-Einsprenglinge im grossen annähernd idiomorphe Formen (einschlussreiche Kerne), die einschlussfreien Ränder jedoch greifen lappig in die Grundmasse hinein. Diese Einsprenglinge enthalten immer ausser



den Ilmenit- und Rutilkörnchen alle möglichen grösseren Einschlüsse (Hornblende, Biotit, Plagioklas).

Die Analyse eines gangförmigen Hornblende-Biotitgabbros von Brissago, an der Seestrasse zwischen Hotel Mirafiori und Zigarrenfabrik wurde von F. DE QUERVAIN ausgeführt und findet sich in der bereits erwähnten Arbeit (3); ihre Niggliwerte sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
115	23	45,5	28,5	2,5	0,27	0,51	4,1	0,3

Eine eigenartige Ausbildung der feinkörnigen dunklen Gänge ist noch zu erwähnen. Es sind netzartig von ebenfalls ziemlich feinkörnigem hellem Material durchzogene Phlebite. Unter dem Mikroskop erweisen sie sich als identisch mit dem Biotithornblendegabbro und die hellen und dunklen Partien als hornblende- und biotitärmer bzw. -reicher Schlieren.

Kontaktwirkungen. Eingehende Detailuntersuchungen an den grösseren Eruptivkörpern würden sich lohnen; denn man sieht wundervolle Kontakterscheinungen. Man kann z. B. beobachten, wie der Biotitschiefer ca. 40—50 cm vom Kontakt gegen diesen hin immer massiger wird. Die Schieferung wird verwischt und nur noch durch darin eingeschlossene kleine Quarzlinsen angedeutet, bis schliesslich ganz am Kontakt ein vollkommen homogener, massiger Fels vorhanden ist. Andere, ganz im Gabbro eingeschlossene, bis 120 m mächtige Partien sind zu Granatbiotitgneisen oder zu mannigfaltigen Alumosilikatfelsen umgewandelt, in welchen oft nebeneinander Biotit, Plagioklas, Granat, Staurolith, Sillimanit, seltener Andalusit und sogar Korund vorkommen. Diese Alumosilikatfelse trifft man als Zwischenlagen im biotitfreien Hornblendegabbro, dessen Kontaktwirkung (Temperatur?) erheblich grösser zu sein scheint als diejenige des Biotithornblendegabbro.

#### b) *Aplitische Gesteine*

Ganz analog zu den lamprophyrtartigen Gesteinen, jedoch etwas weniger häufig, findet man auch feinkörnige, helle, aplitische Gänge, die sich gelegentlich zu dickeren, grobkörnigeren Linsen oder kleinen Stöcken erweitern. Wahrscheinlich ist auch der helle Gneis, der oberhalb Valmara ansteht, dazu zu rechnen.

Die Gesteine sind teilweise sehr hell, z. T. mehr grau, und enthalten ausser Quarz und Feldspat meist etwas Biotit, wenig Muskowit und spärliche kleine Granatkörnchen. Im Dünnschliff erweisen sich die hellen Gemengteile als Quarz, Oligoklas oder saurer Andesin und häufig auch

Kalifeldspat, der nicht in allen Schliffen vorhanden ist, jedoch auch gegenüber dem Plagioklas herrschen kann. Auffällig ist in manchen Schliffen der ausserordentlich hohe Apatitgehalt in Form vieler kleiner, sechseckiger Stengelchen.

Die Struktur ist aplitisch bis mikropegmatitisch, bei grösserem Korn panallotriomorph bis pegmatitisch; die Textur massig, mit Ausnahme des Gneises von Valmara, der bei mikropegmatitischer Struktur eine deutliche Kristallisationsschieferung aufweist.

Eindeutige Kontaktwirkungen konnten im Gegensatz zu den basischen Gängen nirgends festgestellt werden.

### c) *Pegmatitische Gesteine*

Es können 2 Arten pegmatitischer Gesteine unterschieden werden.

1. Im allgemeinen relativ feinkörnige, gelbliche Pegmatite, welche sich durch eine leicht rostige Verwitterungsrinde von den übrigen unterscheiden. Neben Quarz, gegittertem Mikroklin, Oligoklas und Muskowit ist meist noch etwas Biotit vorhanden. An spezifischen Übergemengteilen ist nur spärlich und meist in kleinen Körnern auftretender Granat zu nennen. Das Gefüge ist aplitisch bis pegmatitisch und massig.

Trotz ihrer etwas aplitartigen Struktur verhalten sich diese Gänge oft ganz wie Pegmatite. Sie sind 20 cm bis mehrere Meter mächtig und verlaufen häufig diskordant. Südlich Fontana Martina treten sie jedoch in einer Folge von kurzen, dicken, mehrere Meter mächtigen Linsen konkordant in den schwarzen Biotitgneisen auf. An dieser Stelle findet man oft ganz unvermittelt sehr grobkörnige Partien, und makroskopisch hatte ich den Eindruck, letztere seien Relikte in einer feinkörnigen Trümmernasse. Der Dünnschliff lässt allerdings nichts derartiges vermuten. Immerhin ist es ganz gut möglich, dass die scheinbar aplitische, panxenomorphe Struktur durch vollständige Rekristallisation eines Trümmernetzes entstanden ist.

2. Ausserdem gibt es auch grobkörnige Pegmatite mit weisser Grundmasse, für welche Turmalin ein charakteristischer Übergemengteil ist. Die wenigen von mir untersuchten Proben bestehen in der Hauptmasse aus Quarz, Albit oder Oligoklas und Muskowit; Kaliumfeldspat ist höchstens ganz untergeordnet vorhanden. In der obersten Valle di Bordei, nahe am Kontakt mit der Ivreazone, führen sie z. T. Biotit an Stelle von Muskowit. Die von F. DE QUERVAIN (30) beschriebenen Pegmatite der Valle di Ponte (V. della Madonna) zähle ich auch zu dieser Gruppe; sie enthalten neben Quarz, Albit und Muskowit noch Turmalin als Hauptgemengteil, partienweise Mikroklin, als Nebengemengteile Granat und



Apatit und als charakteristische Übergengenteile Uranpechblende und einige seltene Phosphate, z. B. Graftonit (27). Diese Pegmatite bilden oft mächtige konkordante oder schwach diskordante Gänge und dicke Linsen.

Ich schliesse mich der Ansicht von DE QUERVAIN (30) und MITTELHOLZER (20) an, welche diese Pegmatite den jungen Pegmatiten der übrigen Wurzelzone, speziell den Albit-Pegmatiten der Zone von Bellinzona zuzählen möchten, denen sie im Mineralbestand, in der massigen Textur und in ihren Lagerungsverhältnissen verwandt sind. Die sog. „alten Pegmatite“ unterscheiden sich nach CORNELIUS (5) und KÜNDIG (18) von den jüngeren durch stärkere Beanspruchung und Verschieferung, sowie durch das Zurücktreten oder Fehlen charakteristischer Neben- und Übergengenteile ausser Turmalin und hie und da Granat. Ob die pegmatitischen Gesteine der 1. Gruppe diesen alten Pegmatiten entsprechen oder ob sie eher mit den Mikroklin-Pegmatiten der Zone von Bellinzona verglichen werden müssen, kann ich mangels ausreichender Beobachtungen vorläufig nicht entscheiden.

#### d) *Ultrabasische Gesteine*

650 m nördlich Valmara, auf 540 m Höhe fand ich ein Vorkommen von Talkschiefer, das früher ausgebeutet wurde. Der Stollen ist zum Teil zerfallen und die Umgebung ist schlecht aufgeschlossen, so dass vorläufig nichts Genaueres über die Lagerungsverhältnisse ausgesagt werden kann. Der Talkschiefer ist von Hornblende-Strahlsteinfelsen begleitet.

#### e) *Altersbeziehungen zwischen den verschiedenen Einlagerungen*

Da die Gänge meist mehr oder weniger konkordant verlaufen, findet man nur sehr wenige zur gegenseitigen Altersbestimmung taugliche Stellen. Auch widersprechen sich z. T. die Beobachtungen von verschiedenen Lokalitäten.

Die aufschlussreichste Stelle wurde auf einem kleinen Rundhöcker in der obersten Valle di Bordei gefunden (Fig. 7). Leider ist auch diese Stelle nicht ganz eindeutig. Die Aplite und die lamprophyrtartigen Gänge sind sicher nach dem Pegmatit eingedrungen. Jedoch die Beziehungen zwischen Aplit und Lamprophyr sind verschieden deutbar. Im allgemeinen sind die „Lamprophyre“ die zuletzt eingedrungenen Gänge, welche alles andere durchschlagen, selbst jedoch nie von anderen Gängen durchbrochen werden. Sie gehen sogar durch grobkörnigere Biotithornblende-gabbromassen hindurch, müssen daher etwas jünger sein als diese. Da-

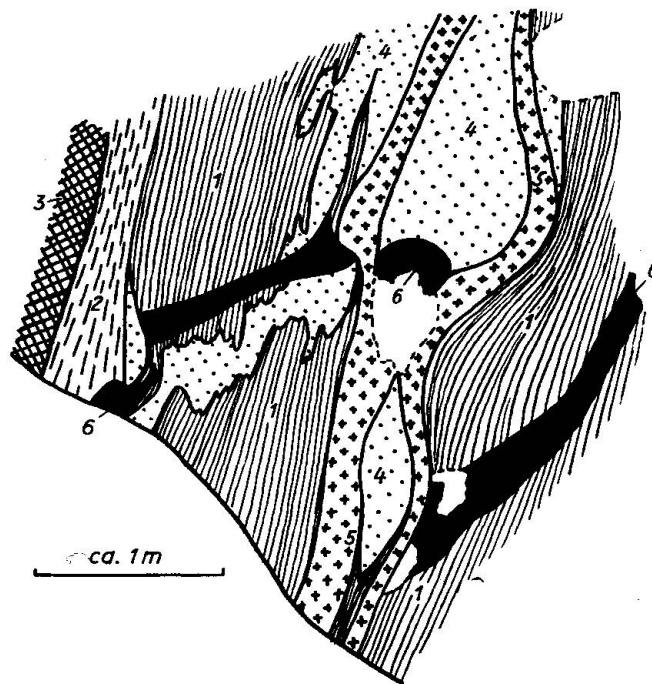


Fig. 7. 1 = schiefriiger Biotitsillimanitgneis; 2 = relativ massiger, grauer Biotitgneis; 3 = Biotithornblendegabbro; 4 = gelblicher Muskowitpegmatit mit Turmalin und Granat; 5 = Biotitaplit; 6 = feinkörniger lamprophyrtiger Biotithornblendegabbro.

Aufschluss in der Valle di Bordei

gegen sind die Beziehungen zwischen Gabbro und den aplitischen Gesteinen immer unklar und verschwommen. Ich glaube jedoch, dass sie unter ähnlichen Bedingungen und nicht sehr lange nacheinander eingedrungen sind.

Über die gegenseitigen Beziehungen zwischen den Pegmatiten und den beiden Gabbroarten konnte ich bis jetzt keine vollständige Klarheit erlangen, obwohl beide an verschiedenen Orten miteinander vorkommen; aber die Verhältnisse sind sehr kompliziert, und die starke Flechtenbedeckung verhindert jede Übersicht.

Nach meinen bisherigen Beobachtungen kann die nachstehende Altersfolge als wahrscheinlich gelten:

- ältestes: feinkörnige, gelbliche Pegmatite
- Biotithornblende- und Hornblendegabbro
- Aplite und aplitgranitische Eruptivkörper
- feinkörnige, lamprophyrtige Biotithornblendegabbro
- jüngstes: grobkörnige, weisse Pegmatite

Die Beziehungen zu den Gesteinen der Ivreazone können erst weiter unten (S. 80 ff. und S. 125) erörtert werden.

## Die Zone von Ivrea

### Allgemeines

Diese Zone basischer Gesteine taucht in der Gegend von Ivrea in einer Mächtigkeit von ca. 4—5 km unter den Alluvionen des Alpenrandes auf und zieht dann in nordöstlicher Richtung bis in die Gegend von Andorno. Hier biegt sie nach NNE ab, wird rasch breiter und erreicht im Querschnitt der Val Sesia eine Mächtigkeit von 9 km. Zwischen der Val Mastallone und der Val d'Ossola erleidet die Zone einen eigenartigen, fast vollständigen Unterbruch. Der durchgehende basische Gesteinszug verschmälert sich plötzlich und zieht sich sozusagen auf einen nur einige 100 m breiten Streifen am Nordwestrande zurück. In der dadurch entstehenden Lücke bilden Granatplagioklasgneise, Pyroxengneise, Granatsillimanitgneise, Sillimanitgneise, Kalksilikatgesteine, Silikatmarmore usw., lauter Gesteine, die sonst in dieser Zone nur untergeordnet auftreten, plötzlich die Hauptmasse, während die basischen Gesteine auf kleinere, unzusammenhängende Linsen und Züge beschränkt sind, zu denen z. B. auch das von HUTTENLOCHER näher untersuchte gabbroide Gestein von Anzola (14) gehört. Erst auf der anderen Seite des Ossolatalles setzen die basischen Gesteine in alter Mächtigkeit ein und streichen nun fast ENE. Der Gesteinszug verschmälert sich ostwärts wieder mehr und mehr. An der Schweizergrenze ist er noch ca. 3 km breit, wovon 1,3 km auf den Peridotit von Finero entfallen, und östlich von Ascona verschwindet er, nur noch ungefähr 750 m breit, endgültig unter den Alluvionen der Maggiaebene. Die einschlägigen Arbeiten wurden bereits in der Einleitung angeführt. Weitere Übersichten findet man bei GERLACH (11), ARGAND (2) und SUESS (38). Als Detailarbeiten sind noch diejenigen von MILLOSEVICH (19) über korundführende Gesteine in der Val Sesslera und von SANERO (32) und STRÜVER (37) über den Peridotit von Baldissero zu erwähnen.

Das schmale, gegen Osten auskeilende Ende zwischen der Schweizergrenze und Ascona war Gegenstand der vorliegenden Untersuchungen.

Die Schieferung und Bankung der Gesteine steht in der ganzen Zone ziemlich einheitlich steil. Im Untersuchungsgebiet steht sie am Südrande nahezu senkrecht; auf der andern Seite fällt sie zwischen 60° und 70° gegen NW, am N-Rand des Peridotits sogar nur noch ca. 50° gegen NNW ein. Das Streichen geht, von lokalen Abweichungen abgesehen, dem Verlauf der Zone ungefähr parallel, nur am Ostende der Zone herrschen z. T. abweichende Verhältnisse. Dort schliessen sich nämlich die

Bänke einzelner Gesteinsvarietäten plötzlich zu Gewölben zusammen, welche alle mit einem einheitlichen Scheitelgefälle von ca.  $40^\circ$  gegen Osten in die Tiefe sinken. Am deutlichsten erkennt man diese Gewölbe beiderseits der Strasse, die von Arcegno nach Ronco führt. Der kleine Hügel Brumo auf der westlichen Strassenseite besteht aus einem solchen Gewölbe, welches sich auf der andern Seite fortsetzt. Die Tektonik dieses untertauchenden Ostendes ist leider nicht ganz klar, da  $110^\circ$ — $130^\circ$  und  $65^\circ$  E verlaufende Verwerfungen das Gebiet zerstückeln. Neben geringen Horizontalverschiebungen muss auch eine beträchtliche vertikale Verschiebungskomponente angenommen werden. Da gar keine Leithorizonte vorhanden sind, ist es jedoch nicht ersichtlich, wie gross der Betrag ist, und in welchem Sinne sich eine Partie gegenüber der angrenzenden verschoben hat, ob aufwärts oder abwärts.

Die Gesteine treten meist in langgestreckten Linsen oder auch in relativ schmalen Zügen auf, welche einander immer wieder ablösen. In dem von mir untersuchten Gebiet ist dies deutlich zu sehen, und nach den Karten von PORRO (28) und ARTINI und MELZI (1) scheint es auch für andere Teile der Zone zuzutreffen. Die basischen Gesteine dieser Zone sind überall sehr mannigfaltig: Hornblende-, Pyroxen-, oder beide Mineralien-führende, evtl. auch Olivin- oder Granat-haltige Norite, Gabbro, Diorite, Biotitdiorite treten auf; ferner basische Gänge mit den verschiedensten Kombinationen der genannten dunklen Gemengteile. Dazu kommen in deutlich für sich abgegrenzten Stöcken ultrabasische Gesteine: Peridotite, Lherzolite, Harzburgit usw. mit denen auch Gabbrogesteine verknüpft sein können.

Im engeren Untersuchungsgebiet handelt es sich um Hornblende-Plagioklasgesteine  $\pm$  Augit, welcher letzterer auch herrschender dunkler Gemengteil werden kann,  $\pm$  Hypersthen, der nur in gewissen Gesteinsvarietäten vorhanden ist. Diese basischen Gesteine sind parallel und konkordant durchzogen von Biotitgneisen, Granatamphibolit, Kalksilikategesteinen und Silikatmarmoren. Ferner befindet sich am Nordrand der Zone der Peridotitstock von Finero, dessen eine Hälfte auf Schweizergebiet liegt. Die basischen Gänge beschränken sich in diesem Teil mit einer einzigen Ausnahme auf das Peridotitgebiet.

Die einzelnen Gesteine und Varietäten sind, soweit meine Erfahrung reicht, da wo sie typisch auftreten, schon makroskopisch gut voneinander unterscheidbar. Die Kontakte sind jedoch immer stark verschiefert und verwischt, so dass oft die Abgrenzungen nicht exakt angegeben werden können.

Anzeichen einer starken jungen mechanischen Beanspruchung sind

überall vorhanden. Bis 4 m breite verruscelte Bewegungszonen lassen sich z. T. mehrere 100 m weit verfolgen und zeichnen sich im Terrain als tiefe Gräben ab; sie verlaufen konkordant. Quer verlaufende Verschiebungszonen sind nie so breit, jedoch ziemlich häufig. Stellenweise zerhacken sie das ganze Gestein, und oft sind sie mit Epidot oder Prehnit gefüllt; hie und da drangen darin pegmatitische Massen empor (Fig. 8).

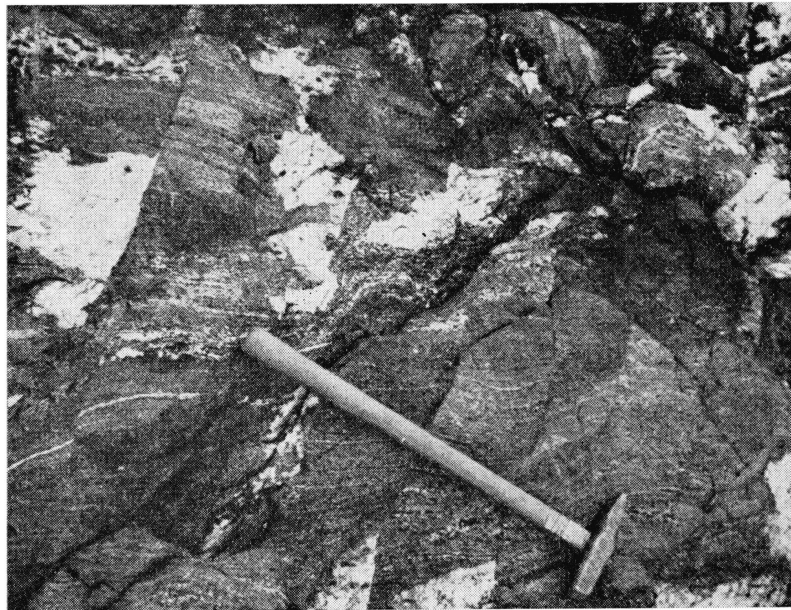


Fig. 8. Durch Querverschiebungen zerhackte Partie in einem streifigen Hornblendediorit. An den Diskontinuitäten drang pegmatitisches Material nach. (Östlich Calzo, in der mittleren Dioritzzone).

Risse, Sprünge und Clivagezonen zeigen sich auch im Dünnschliffbild. In manchen Schliffen sind alle Mineralien erfüllt von kleinen, unter einem gewissen Winkel zur Schieferung verlaufenden Sprüngen, welche oft durch mehrere Mineralien hindurchgehen (Tafel I, Fig. 7). Grössere Risse können mit Epidot oder Prehnit gefüllt sein, Clivageflächen mit deutlicher Verschiebung enthalten manchmal eine bräunliche, isotrope Mylonitmasse mit einzelnen Mineralbruchstücken (meist Quarz oder Plagioklas, nie Hornblende).

Alle diese Diskontinuitäten durchsetzen die Gesteine nicht gleichmässig, sondern sie beschränken sich auf gewisse Zonen. Vom Südrand zum Nordrand kann man eine deutliche Zunahme in der Beanspruchung feststellen. Gegen den Nordrand sind die Gesteine immer stärker zerrüttet, auf der Südseite findet man nur schmale Clivagezonen zwischen massigen

Partien. Erst die südliche Kontaktzone ist wieder stärker beansprucht. Auch gegen das Ostende der Zone nimmt die Beanspruchung überall stark zu.

Für die nachfolgenden Untersuchungen erweist es sich als zweckmässig, zwischen dem basischen Gesteinszug s. str., in welchem keine olivinführenden Gesteine vorkommen, und dem ultrabasischen Peridotitstock von Finero zu unterscheiden, in welchem indessen ausser ultrabasischen Gesteinen auch Hornblendegabbro auftritt.

## I. DER BASISCHE GESTEINSZUG

### A. Allgemeiner Mineralbestand

**Plagioklas:** Seine Zusammensetzung schwankt in verschiedenen Gesteinsvarietäten von saurem Andesin bis zu basischem Bytownit. Die Gesteine auf der Südseite der Zone haben im allgemeinen sauren bis mittleren Andesin, manchmal aber auch basischen Plagioklas; in einem Falle wurde sogar Labradorit bis Bytownit gefunden. Die mittleren und nördlichen Varietäten führen eher basischen Andesin bis sauren Labradorit; in einzelnen Gesteinen kann der Plagioklas auch basischer sein. Er ist nie deutlich zonar gebaut, höchstens ganz schwach und verschwommen oder hie und da von einem sehr schmalen sauren Rand umgeben. Hingegen kann die Zusammensetzung innerhalb eines Schliffes etwas variieren. Beim Andesin beträgt die Variation im allgemeinen etwa 10%; häufig sind Werte zwischen 30% und 40% oder 35%—45% An. Bei basischeren Plagioklasen kann die Streuung noch etwas grösser sein.

Beispiele (auf Grund von Universaldrehtischmessungen):

Hornblendediorit Nr. 1357:	34, 35, 42, 37, 33% An (im ganzen Schliff zerstreute Messungen)
Hornblendediorit Nr. 1357:	34, 36, 35, 40, 34, 32, 33, 38, 36, 34, 33, 38% An (zusammenhängende Gruppe)
Hornblendegabbro Nr. 1373:	74, 65, 78, 70, 74, 73, 80, 78, 75, 80, 76, 68, 74, 72, 62, 68, 68, 65% An
Hornblendenorit Nr. 2125:	84, 73, 80, 81, 75, 84, 77, 78, 75, 80, 82% An
(Valle Monedasco)	

Die Zersetzung der Plagioklase ist im allgemeinen erstaunlich gering. Besonders die basischen Glieder sind auch in stark beanspruchten Ge-



steinen oft fast vollkommen frisch. Mehr oder weniger stark zersetzt sind vor allem die sauren Plagioklase Andesin oder Oligoklas. Die Zersetzung ist ganz offensichtlich an junge Bewegungszonen gebunden. Daher ist sie auch weitgehend auf die in letzter Bewegungsphase stärker durchbewegten Gebiete beschränkt; vor allem auf das Ostende und einen Streifen am Nordrand der Zone. Die Zersetzung besteht immer in der Bildung feiner Glimmerschüppchen, welche im Plagioklas verteilt sind und ihn deshalb trübe und staubig erscheinen lassen. Daneben bildete sich Zoisit entweder in kleinen, verstreuten Körnchen; viel häufiger jedoch sammeln sich die Zoisitkörnchen zu dunklen, schmutzigen Haufen. Eigentliche Saussuritisierung habe ich nirgends angetroffen.

Hornblende: Am häufigsten ist eine glänzend grünschwarze bis schwarze Hornblende. Im Dünnschliff ist sie grasgrün, oft ins braungrüne bis bräunliche hinüberspielend, und hat einen sehr starken Pleochroismus.

Beispiele:	$n_\alpha$	$n_\beta$	$n_\gamma$
	hellgrün	braungrün	grasgrün
	hellbeige	olivbraun	oliv
	hellbeige	braungrün	grasgrün
	hellgrasgrün	braungrün	bräunlichgrün
	hellgrün	bräunlichgrün	bläulichgrün
	hellgrün	olivgrün	blaugrün
	hellbraungrün	olivbraun	oliv
	hellgrün	olivgrün	grün
	etc.	etc.	etc.

Die Auslöschungsschiefe  $n_\gamma/c$  liegt (Messungen auf dem Universal-drehtisch) meistens zwischen  $9^\circ$  und  $14^\circ$ ; es wurden auch höhere Werte bis  $18^\circ$  gemessen. Bei den braunen Hornblendevarietäten bleibt die Auslöschungsschiefe auf (010) meist relativ klein (max.  $13^\circ$ ), bei den grünen ist kein Zusammenhang zwischen dem Farbton und der Auslöschungsschiefe zu erkennen.

Der negative Achsenwinkel  $2V$  beträgt  $60^\circ$  bis  $80^\circ$ ; am häufigsten sind Werte nahe bei  $80^\circ$ , noch ziemlich häufig solche um  $70^\circ$ , während solche zwischen  $60^\circ$  und  $64^\circ$  nur in einem einzigen der 10 vermessenen Dünnschliffe gefunden wurden.

Auffälligerweise differieren die gemessenen Werte in ein und demselben Schliff oft ziemlich stark: für  $n_\gamma/c$  oft um  $4^\circ$ — $5^\circ$  (und für  $2V$  bis  $8^\circ$ ). Ich nehme an, dass dies mit der fast immer vorhandenen mechanischen Beanspruchung der Gesteine zusammenhängt. Ich konnte z. B.

in einigen Fällen feststellen, dass die c-Achse nicht genau in der Ebene der optischen Achsen lag; in solchen Fällen erhält man natürlich, wenn nur eine der beiden Spaltflächen eingestellt werden kann und man die c-Achse als Schnittgerade dieser Spaltfläche mit der optischen Achsen-ebene ermitteln muss, verschiedene Werte für den Neigungswinkel  $n_{\gamma}/c$ , je nachdem man  $\{110\}$  oder  $\{\bar{1}10\}$  verwendet.

Für eine gewöhnliche gemeine Hornblende ist die Auslöschungsschiefe  $n_{\gamma}/c$  etwas gering; es könnte sich eher um eine basaltische Hornblende handeln.

Zwei besondere Gesteinsvarietäten (Hornblendegabbro und Norit) führen spezielle, nur schwach gefärbte und wenig pleochroitische und z. T. optisch positive Hornblende (s. unten).

Die Hornblende ist immer frisch. Hie und da findet man eine randliche Umwandlung in grün-farblos pleochroitische, strahlsteinartige Hornblende, die fast immer die gleiche kristallographische Orientierung und beinahe dieselbe Auslöschungsschiefe hat wie die normale Hornblende.

Grössere Hornblendeindividuen enthalten bisweilen feine parallel-orientierte Blättchen oder Stengelchen von Ilmenit eingeschlossen. Die Erzeinschlüsse sind immer nur im Kern vorhanden, während der Rand freibleibt.

**Monokliner Augit:** Es handelt sich um einen im Dünnschliff farblosen bis schwach grünlichen, nicht pleochroitischen Augit. Die Auslöschungsschiefe  $n_{\gamma}/c$  (auf dem Universaldrehtisch gemessen) beträgt  $42-44^{\circ}$ ; in einem Falle wurden  $52-53^{\circ}$  gemessen. Der positive Achsenwinkel  $2V$  schwankt zwischen  $56^{\circ}$  und  $60^{\circ}$ . Diese Werte entsprechen im System Diopsid-Hedenbergit-Klinoenstatit einer Zusammensetzung von ca. 50% Diopsid, 38% Hedenbergit, 12% Klinoenstatit; es handelt sich also um einen relativ Ca-reichen, diopsidischen Augit. Offenbar tritt auch hie und da gewöhnlicher Augit auf.

Häufig zeigt der Augit im Innern eine diallagartige Absonderung nach (010), welche jedoch nie bis an den Rand hinausgeht; nur grosse Individuen zeigen diese Erscheinung. In diesen inneren Partien findet man bei erzreichen Gesteinen auch Erzausscheidungen in Form kleiner, länglicher Ilmenitblättchen oder -stengelchen. Fast in allen Gesteinen verbreitet sind Einschlüsse von kleinen Hornblendefetzen, die manchmal fast den Eindruck erwecken, sie seien Umwandlungsprodukte des Augits, wofür jedoch keine Anzeichen vorliegen.

Der Augit hat selten ein vollkommen frisches Aussehen. Er ist meist z. T. etwas schmutzigräunlich getrübt, ohne dass man eigentliche Zer-



setzungsprodukte feststellen kann. In stark zersetzten Gesteinen findet man hie und da Chlorit oder auch gleichorientierte strahlsteinartige Hornblende. Es ist jedoch nicht sicher, ob diese Mineralien wirklich Umwandlungsprodukte des Augits sind; sie könnten auch aus kleinen Hornblende-einschlüssen entstanden sein.

Augit tritt oft als Haupt- oder Nebengemengteil mit Hornblende zusammen auf. In gestreiften Gesteinen ist er oft streifenweise der einzige dunkle Gemengteil, und in gewissen Varietäten auf der Nordseite der Zone herrscht er unter den dunklen Gemengteilen entschieden vor.

Orthaugit: Er ist meist Hypersthen von etwas wechselnder Zusammensetzung. In den Gesteinen der Nordseite, wo Orthaugit am häufigsten auftritt, wurden z. B. folgende opt. Daten gemessen (Universaldreh-tischmessungen):

Pyroxengabbro, Valle del Boschetto (Schliff 744)  $2V = -59^\circ, -60^\circ$ ,  
 Augithornblendediorit, Valle del Bosch. (Schliff 1783)  $2V = -60^\circ$ ,  
 Pyroxenhornblendediorit, Valle del Bosch. (Schliff 1368)  $2V = -60^\circ$ .

Das entspricht einem Hypersthen mit ca. 33%  $\text{FeSiO}_3$ .

Der Norit der Valle di Capolo führt einen Mg-reicheren Orthaugit, der weiter unten genauer beschrieben wird. Ilmenitausscheidungen in Form feiner Blättchen sind häufig.

Orthaugit kommt als Haupt- oder als Nebengemengteil zusammen mit Hornblende oder Augit oder mit beiden vor. In vielen Fällen ist er jedoch ganz oder teilweise in Bastit, Antigorit oder Talk umgewandelt. Antigoritpseudomorphosen nach Hypersthen lassen häufig noch die Absonderung nach (010) und ausgeschiedene Ilmenitblättchen erkennen.

Quarz: Er ist in Gesteinstypen der Südseite ein ziemlich häufiger Nebengemengteil, jedoch meist nur untergeordnet in kleinen Körnchen vorhanden.

Erz: Magnetit oder Ilmenit hat es in wechselnden Mengen in jedem Gestein; in einzelnen Varietäten der Nordseite können diese Erze sehr reichlich auftreten.

Apatit: Ist verbreitet, aber nirgends von Bedeutung.

Titanit: Ist hie und da, mit Vorliebe in augitreichen Gesteinen angereichert, sonst jedoch bedeutungslos oder er fehlt ganz.

Granat: Wurde in einem einzigen Schliff reliktiert in einer Plagioklaspartie gefunden.

## B. Die Strukturen und Texturen der basischen Gesteine

Die Beschreibung der Struktur erfolgt vorerst so weit als möglich unter Vermeidung irgend einer genetischen Deutung. Nur da, wo diese uns ohne weiteres klar und augenfällig erscheint, wird von Anfang an die genetische Strukturbezeichnung eingeführt. Die Zusammenfassung zu einzelnen Strukturtypen war nicht ganz einfach; denn erstens bestehen zwischen vielen unter ihnen Übergänge, und zweitens findet man oft im gleichen Schliff nebeneinander zwei oder noch mehr verschiedene Strukturtypen. Die geschilderten Strukturen können also entweder nebeneinander vorkommen oder auch einzeln einen ganzen Gesteinskomplex beherrschen. Da viele der üblichen Bezeichnungen oft bereits in bestimmter genetischer Bedeutung verwendet werden, muss ich die hier gebrauchten Begriffe genauer definieren:

**Kristalloblastisch:** Unter einer kristalloblastischen Struktur verstehe ich eine Struktur, in welcher alle Gemengteile mehr oder weniger unregelmässige Gestalt besitzen und kein Gemengteil völlig ebenflächige Eigengestalt besitzt (hypidiomorph bis xenomorph). Diese Struktur ist oft für metamorphe Gesteine typisch; die Bezeichnung soll jedoch vorerst nichts über die Entstehungsweise der Gesteine präjudizieren.

Die Bezeichnungen Porphyroklasten, Porphyroblasten, Einsprenglinge sowie Grundmasse und Grundgewebe suche ich zu vermeiden. Statt dessen spreche ich von Grosskörnern oder Kleinkörnern und von Kleinkorngewebe.

Homoeomikt = aus gleichartigen Teilen bestehend.

Polymikt = aus verschiedenartigen Teilen bestehend.

Im übrigen werden im gleichen Sinne wie kristalloblastisch, d. h. rein phänomenologisch, weitere Bezeichnungen mit der Endung -blastisch gebraucht, wie idioblastisch, xenoblastisch, heteroblastisch.

### 1. Die Strukturtypen

Es wurden im ganzen 13 verschiedene Strukturtypen unterschieden und diese wieder in 4 Gruppen zusammengefasst:

#### *I. Einfache, relativ grobkristalloblastische Mosaikstrukturen*

Die Textur kann mehr massig oder mehr gerichtet oder geschiefert sein, wobei die gerichtete Textur entweder durch Einregelung der Mineralkörner, vor allem der Hornblenden (Kristallisationschieferung) oder durch striemen- oder zeilenartige Anordnung der Gemengteile zustande kommt oder beide Phänomene sich kombinieren. Oft sind Effekte mecha-

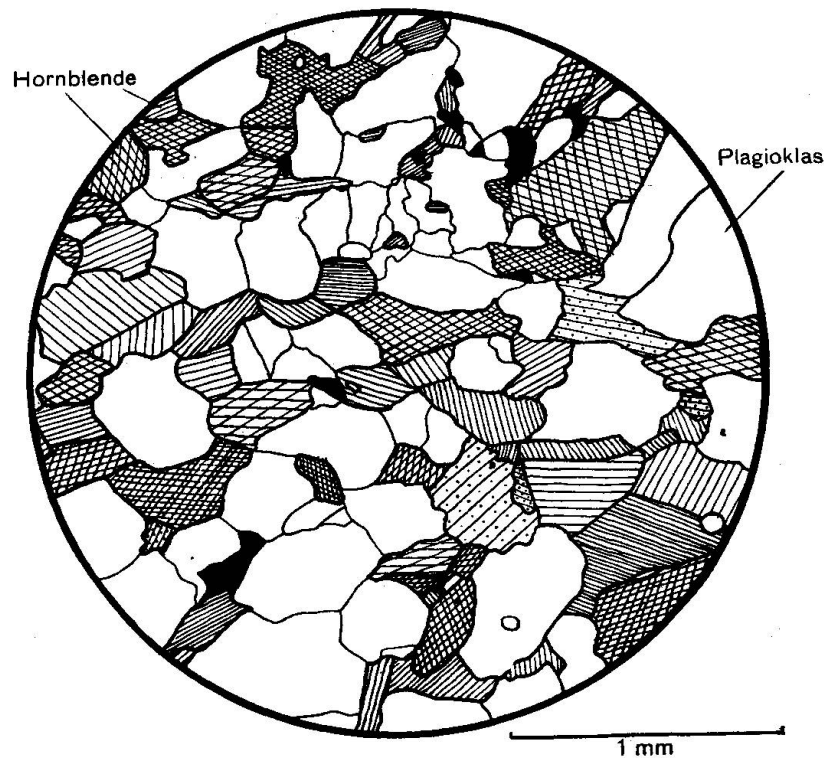


Fig. 9. Augitführender Hornblendegabbro (Schliff Nr. 1601), Baladrüm, Nordseite (südl. Dioritzzone) Strukturtypus Ia; granoblastisch, richtungslos.

nischer Beanspruchung (z. B. undulöse Auslöschung der Plagioklase) im Einzelkorn zu beobachten.

Typus Ia granoblastische, regelmässige Pflasterstruktur mit einfachen Korngrenzen (Fig. 9—11).

Meist sind alle Gemengteile ungefähr gleichgestaltig; nur hie und da, in relativ plagioklasreichen Gesteinen tritt die Hornblende mehr in den Zwickeln zwischen den Plagioklaskörnern auf. Die Korngrösse ist innerhalb ein und desselben Gesteines ziemlich gleichmässig und variiert von Gestein zu Gestein zwischen 0,3 und 2,5 mm mittl. Durchmesser. Man findet entweder gleichmässige, homogene oder auch schlieren-, striemen- oder fleckenartige Verteilung der Gemengteile. Letztere kommt jedoch im kleinen Bereiche des Dünnschliffes meist nicht mehr deutlich zum Ausdruck. Mechanische Beanspruchung im Einzelkorn äussert sich in der Weise, dass in den Plagioklaskörnern einzelne Partien eine etwas voneinander verschiedene Auslöschung haben. Bei weitergehender Beanspruchung müsste das Korn in entsprechende Körner zerfallen (Übergang zu Typus Ic). Oder es beginnt sich an einzelnen Stellen eine randliche Kleinkornbildung abzuzeichnen (Übergang zu Id). Diese Struktur tritt fast nur bei reinen Hornblende-Plagioklas-Gesteinen auf.

Typus Ib unregelmässige Mosaikstruktur mit bereits etwas komplizierteren Korngrenzen (Fig. 12, 13 z. T.).

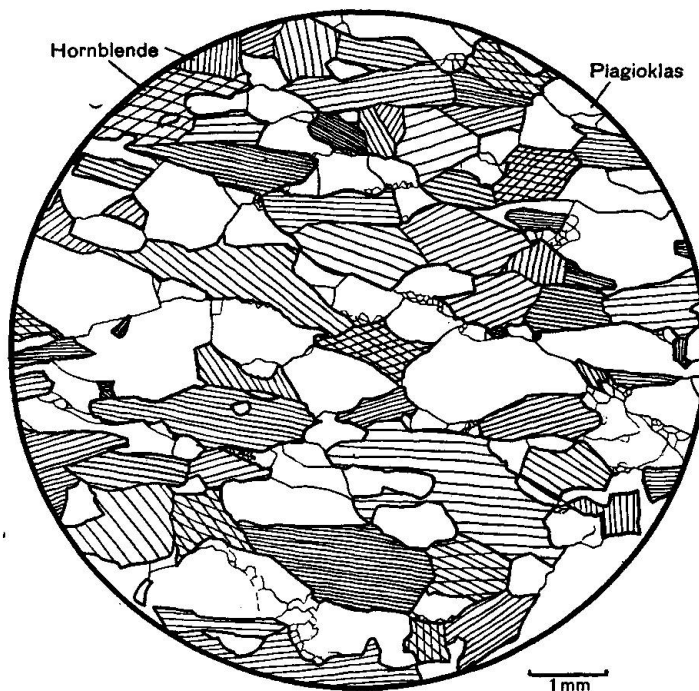


Fig. 10. Hornblendegabbro (Fornalegabbro) (Schliff Nr. 1875), Valle del Boschetto. Strukturtypus Ia (d); granoblastisch mit geringfügigen randlichen Kleinkornbildungen an einem Teil der Plagioklase; primär gerichtete Textur.

Die Korngrösse ist innerhalb ein und desselben Gesteines sehr verschieden und stark wechselnd, jedoch ohne starke Unterschiede von Mineralart zu Mineralart. Die Mineralien grenzen mit unregelmässigen, buchtigen, eckigen bis bereits schwach verzahnten Korngrenzen aneinander. Diese Struktur ist nie kristallisations-schiefzig, aber die Gemengteile, besonders der Plagioklas, sind oft flecken- bis striemenweise angeordnet (Fig. 12). Die Struktur Ib findet sich häufig bei augitführenden Gesteinen (Fig. 13, vergl. auch Fig. 20, 28), ferner auch in Form kleiner Strukturbereiche in vielen anderen Gesteinen (s. u.), monomineralisch z. B. bei Pegmatiten (Fig. 16).

Typus Ic homoeomikte Kleinpflasterung eines Teiles der Plagioklase oder gewisser Partien grösserer Plagioklase neben grösseren Hornblendekörnern (Fig. 15, 17 z. T.).

Das Plagioklaspflaster besteht aus unregelmässig eckigen Körnern von stark variierender Korngrösse (Typus Ib). Benachbarte Plagioklaskörner sind oft ähnlich orientiert (fast gleichzeitiges Auslösch). Dieser Typus ist im Grunde ein Gemisch der Typen Ia und Ib. Oft sind aber auch die Hornblendekörner zackig begrenzt oder etwas gezähnt, und die Zacken oder Zähne greifen zwischen das Plagioklaspflaster hinein. Dann ist die Textur gewöhnlich etwas geschiefert (Fig. 15). Diese Strukturen treten nur bei relativ feinkörnigen Hornblende-Plagioklasgesteinen auf. Es existieren Übergänge zu Ia, Ib und durch zunehmende Korngrösse der Hornblende zu IIa.

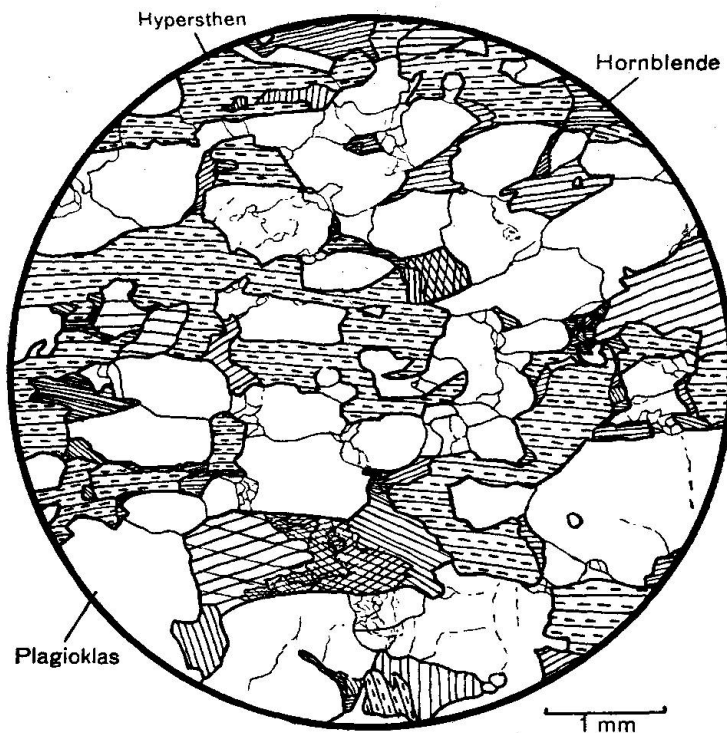


Fig. 11. Noritische Schlieren im Fornalegabbro (Schliff Nr. 1878), Valle del Boschetto. Strukturtypus Id (b); granoblastisch mit randlichen Kleinkornbildungen, vor allem an Plagioklasen; beginnender Zerfall grösserer Körner. Hypersthen als Letzttauscheidung  $\pm$  zwickelfüllend, im ganzen Schliff gleich orientiert; primär gerichtete Textur.

Typus Id randliche Kleinkornbildungen an Grosskörnern einer sonst regelmässigen Pflasterstruktur (Fig. 14, 17 z. T.).

Die Kleinkornbildungen finden sich in erster Linie an den Rändern der Plagioklase. Wenn sie sich auch am Rande der Hornblende einfinden, entsteht dort eine Art Symplektit; das heisst zwischen einem Hornblende- und einem Plagioklaskorn befindet sich eine Lage feiner Hornblende- und Plagioklas-Körner (Fig. 27), oder die Hornblende greift zahnig zwischen die Plagioklaskörnchen hinein (Fig. 17). Diese Struktur tritt fast nur in Verbindung mit relativ basischem Plagioklas auf. Sie ist durch Übergänge verbunden mit Ia und IIa.

Die Typen Ic und Id beschränken sich im allgemeinen auf kleinere Strukturbereiche und kommen häufig miteinander und mit Ia kombiniert vor (Fig. 17).

## II. Heteroblastische Strukturen (Fig. 18, 20, 23, 24, 26, 29; Tafel I, Fig. 4)

Die Textur ist fast durchwegs schiefzig, indem die länglichen Grosskörner nach einer Richtung eingeregelt erscheinen und das Kleinkorn-

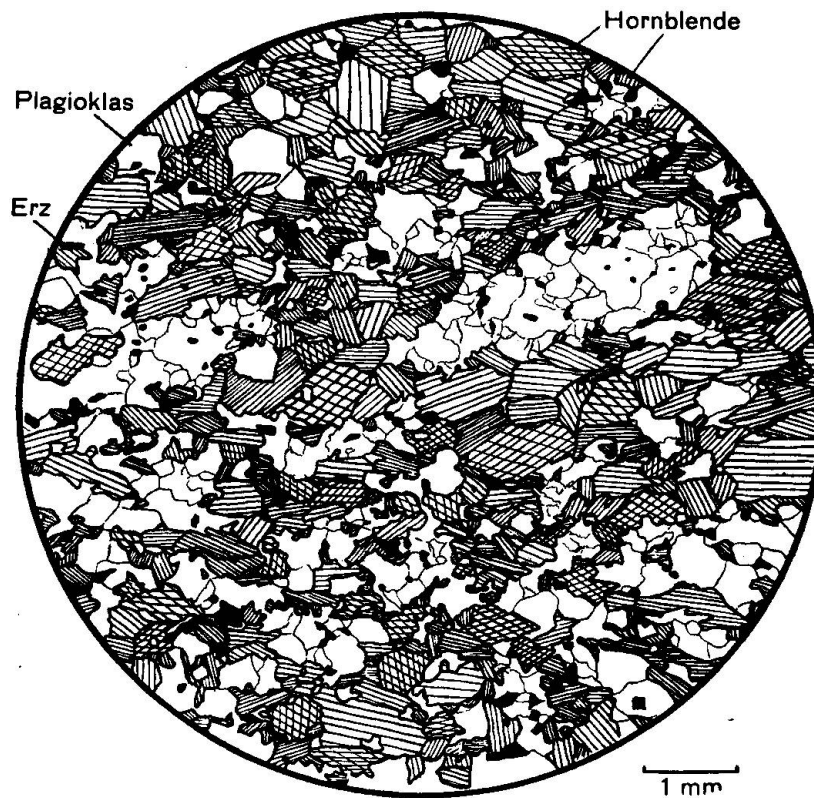


Fig. 12. Hornblendediorit (Fleckendiorit) (Schliff Nr. 1604), Baladrüm, E-Seite, südliche Dioritzzone. Strukturtypus Ib (a); blasto-kataklastisch: Die meisten Plagioklas- und viele Hornblendekörner sind in kleinere Stücke zerfallen; das unregelmässige, verzahnte Gewebe ist wieder etwas rekristallisiert. Oben noch Relikte der ursprünglichen granoblastischen Struktur mit einfachen Korngrenzen. Der Plagioklas ist z. T. in länglichen Flecken angereichert, die jedoch nicht ganz in der Schieferungsrichtung liegen. Schwach sekundär gerichtete Textur.

gewebe striemenartige Anordnung der verschiedenen Gemengteile zeigt. Die Grosskörner sind meist Hornblende oder Augit; Plagioklas bildet seltener ausgesprochene Grosskörner. Tut er das, so ist er immer rel. basisch. Das Kleinkorngewebe hat eine sehr unregelmässige Mosaikstruktur mit stark variierender Korngrösse (Typus Ib). Auch die durchschnittliche Korngrösse kann innerhalb eines Schliffes striemen- oder partienweise variieren, ebenfalls von einer Varietät zur andern.

Typus IIa grobgezähnte bis fetzenartige Grosskörner in monomiktem oder polymiktem Kleinkorngewebe.

Die Grosskörner zeigen meist die Tendenz zur Ausbildung ovaler, rechteckiger oder rhombenförmiger Gestalt, jedoch mit ausgezackten, zerlappten und mit dem Kleinkorngewebe verzahnten Rändern. In den meisten Schliffen findet man jedoch auch einzelne kleine Partien mit glatten, einfachen Korngrenzen. Sie umfassen oft



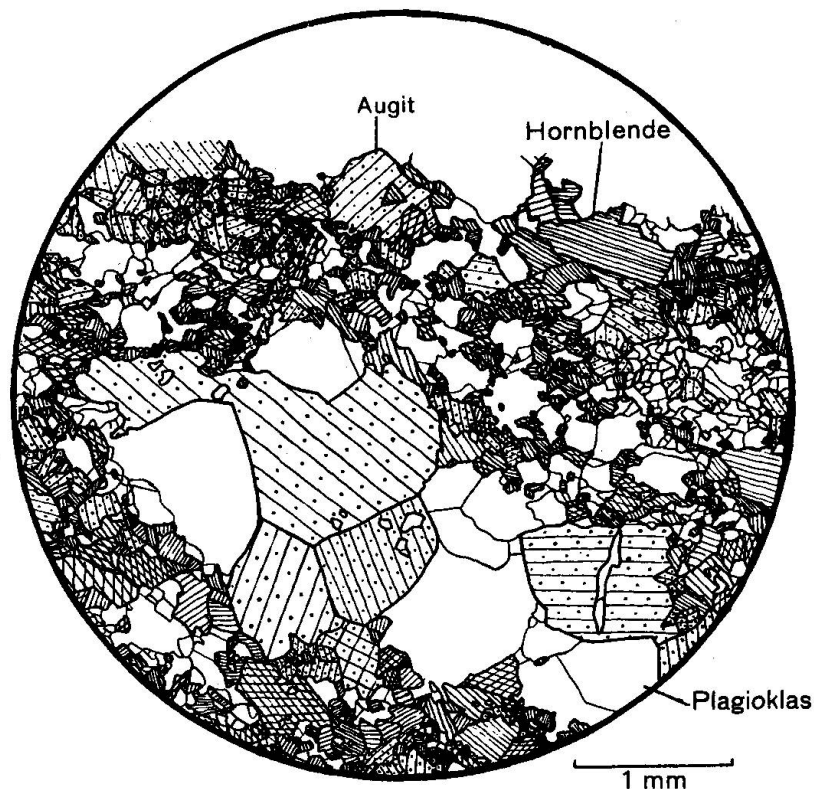


Fig. 13. Augithornblendediorit (Schliff Nr. 174), östlich unterhalb Calzo, mittlere Dioritzzone. Strukturtypus Ia und Ib; granoblastisch richtungsloses Strukturerelikt mit einfachen Korngrenzen in unregelmässigem, verzahntem Trümmergewebe mit geringer sekundärer Schieferung.

nur die eine Seite oder sogar nur einen Bruchteil des Randes eines Grosskorns. Dazu gehören z. B. auch die in dunklen Gemengteilen eingeschlossenen Plagioklase, die immer einfache, glatte Umgrenzung besitzen (Fig. 19). Die Grosskörner sind fast immer Hornblende, selten Augit oder Plagioklas. Hinsichtlich des Kleinkorngebietes kann man 2 Extremfälle unterscheiden:

$\alpha$ ) Monomikte Kleinkornbildungen (Fig. 18, 20 z. T.). Deutlich abgegrenzte Bereiche (meist Plagioklas), ungefähr von der Grössenordnung eines Grosskorns, bestehen aus einem unregelmässigen Mosaik kleiner Körner, zwischen denen sich höchstens einige wenige Körner von Hornblende, Augit oder Erz befinden. Randlich geht das Gewebe in polymikte, symplektitartige Bildungen über. Gewöhnlich ist das Korn im Zentrum einer solchen Partie gröber und wird gegen den Rand feiner. Kleine Partien subparallel orientierter (d. h. ähnlich auslöschender) Körner sind häufig. Durch Zunahme der polymikten Bildungen geht die Struktur über in Typus IIIa.

$\beta$ ) Wesentliche Anteile polymikter Kleinkornbildungen (Fig. 20 z. T., 22, 23). Diese bestehen meist aus Hornblende + Plagioklas (Fig. 23) oder Hornblende + Augit + Plagioklas (Fig. 20, 22), und sind oft striemenartig neben, zwischen oder am Rande monomikter Partien von Plagioklas oder Augit angeordnet. Struk-

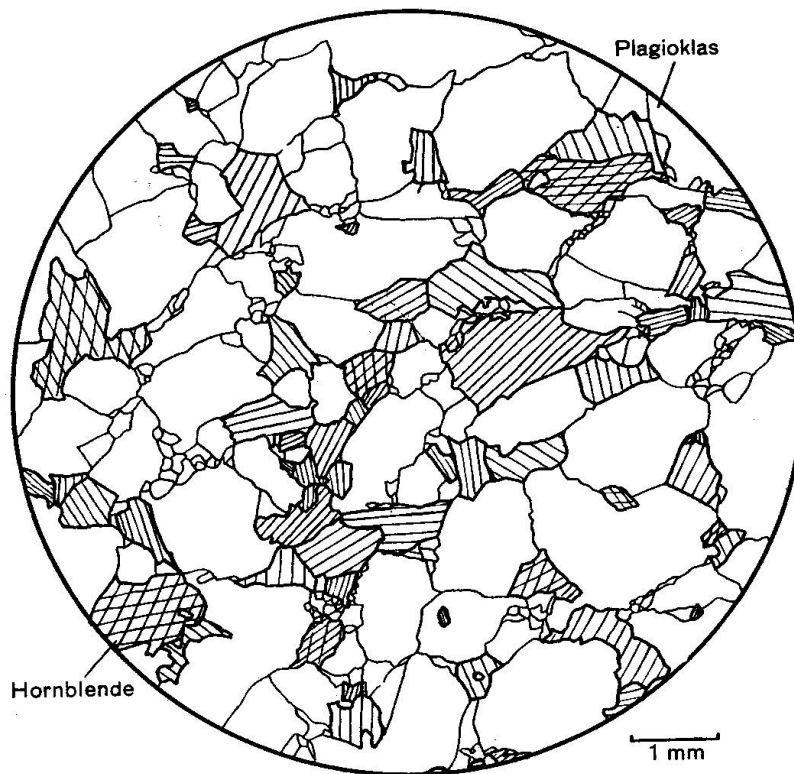


Fig. 14. Hornblendegabbro (Fornalegabbro) (Schliff Nr. 1373), Valle del Boschetto. Strukturtypus Id; granoblastisch mit randlichen Kleinkornbildungen und z. T. etwas verzahnten Korngrenzen (rekristallisierte Kleinkornbildungen).

turen, in denen die polymikten Bildungen vorherrschen, sind häufig mit Augitführung verknüpft und dann von ziemlich massiger Textur (Fig. 20, 22).

Typus IIb rundliche, ovale oder rhombenförmige, höchstens feingezähnte Grosskörner in monomiktem oder polymiktem Kleinkorngewebe (Fig. 24, 26, 29; Tafel I, Fig. 4).

Augit hat immer rundliche bis ovale oder wenigstens gerundete Form, während Hornblende eher in gut ovalen bis rhombenförmigen, feingezackten Körnern auftritt. Hypersthen ist in diesen Strukturen relativ häufig, aber nie strukturbestimmend. Er hat, ohne Rücksicht auf die Schieferung, alle möglichen Formen, aber verhältnismässig einfache, glatte Korngrenzen und niemals randliche Kleinkornbildungen (Fig. 4). Die Textur ist immer schiefbrig. Im Kleinkorngewebe sind die Korngrössenunterschiede stärker, die Korngrössenverteilung unregelmässiger und die feinkörnigen Partien feiner als unter IIa. Man kann wie oben unterscheiden:

$\alpha$ ) Vorwiegend monomiktes Kleinkorngewebe (Fig. 24; Tafel I, Fig. 4). Es besteht fast ausschliesslich aus getrennten Partien von Plagioklas und Augit. Symplektitartige Bildungen treten nicht auf. Das Plagioklasgewebe ist allerdings oft durch reiche Erzführung in einem anderen Sinne polymikt. Bei Hornblende-führung treten daneben auch polymikte Bildungen auf (Übergang zu  $\beta$ ).



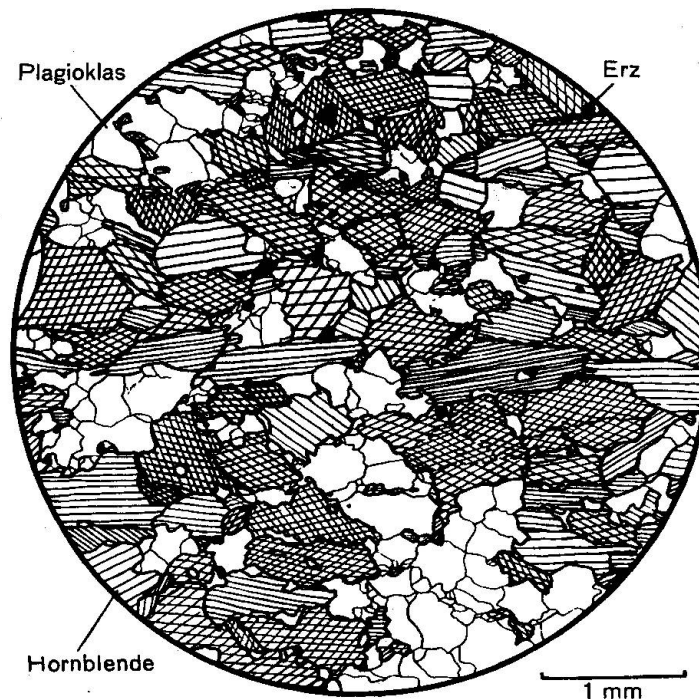


Fig. 15. Hornblendediorit (Schliff von Suzuki Nr. B 10), Lavorcio, nordöstlich Ronco, südliche Dioritzone. Strukturtypus Ic; granoblastisch, teilweise Zertrümmerung vor allem der Plagioklase; wahrscheinlich erst sekundär gerichtete Textur.

β) Wesentlicher Anteil von polymiktem Kleinkorngewebe (Fig. 26, 29). Findet sich meist bei wesentlich hornblendeführenden Gesteinen. Auch hier besteht das Gewebe entweder aus Hornblende + Plagioklas (Fig. 26) oder Hornblende + Augit + Plagioklas (Fig. 24) und ist mehr oder weniger striemenartig verteilt. Durch Überhandnehmen des Kleinkorngewebes geht die Struktur über in IIIa.

### *III. Feinkristalloblastische Strukturen mit einzelnen Grosskristallen*

Das Gewebe ist unregelmässig, vom Typus Ib; die mittlere Korngrösse (gegenüber Ia) nur 0,05—0,1 mm.

Typus IIIa striemen- bis fleckenhafte Verteilung von mono- und polymikten Bildungen (Fig. 28).

Im Dünnschliffbild fallen vor allem etwas gestreckte, helle Plagioklashaufen zwischen polymikten dunkleren Striemen auf. Dazwischen liegen wenige, oft rhombenförmige oder rundliche Grosskristalle aller Mineralarten oder auch nur der dunklen Gemengteile. Die Textur ist meist deutlich schiefbrig.

Typus IIIb (Fig. 30; Tafel I, Fig. 5) meist sehr feinkörnige, homogene, polymikte Kleinkornbildungen mit wenigen, ovalen Grosskristallen.

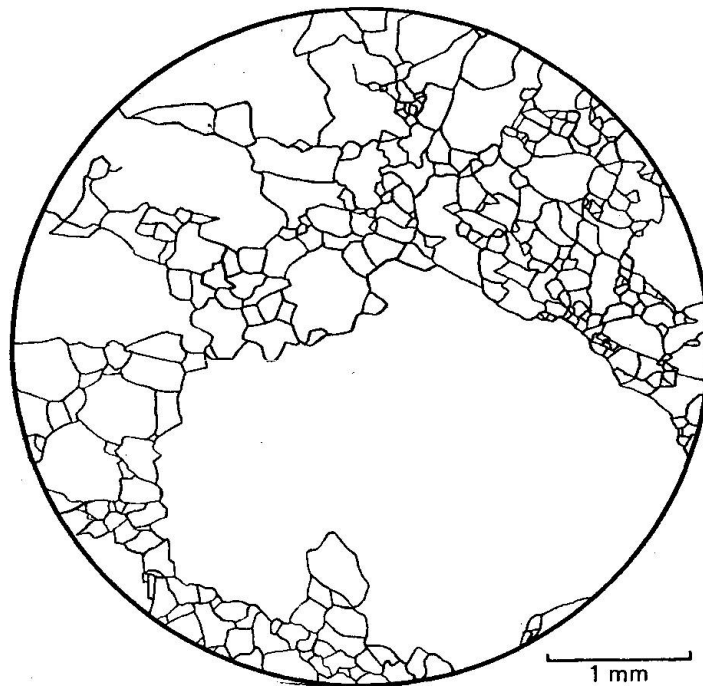


Fig. 16. Oligoklasitische Zone, an Fig. 15 angrenzend (gleicher Schliff), Strukturtypus Ib; granoblastisch mit sehr grossen Korngrössenunterschieden: Kleinkorn-  
gewebe um grosse Oligoklase; sekundär schwach gerichtete Textur.

Die Textur ist im allgemeinen massig und nur die nach einer Richtung eingeregelter Grosskristalle geben eine Schieferungsrichtung an. Diese Struktur findet sich nur in schmalen, max. 4—5 cm mächtigen Lagen.

#### IV. Einfache Trümmerstrukturen

Steifes Zerbrechen und undulöse Auslöschung der Mineralkörner kennzeichnen die Strukturen ohne weiteres als Trümmerstrukturen.

Typus IVa homogene Zertrümmerung des ganzen Gesteins unter Bildung homoeomikter Kleinkornpartien am Rande der Grosskörner (= Mörtelkränze, Mörtelpartien) und Zerbrechen einzelner Grosskörner in wenige, noch rel. grosse Bruchstücke (Tafel I, Fig. 1—3).

Man findet alle Übergänge von vollkommen massigen Strukturen, welche ohne gekreuzte Nicols noch granoblastisch aussehen (Tafel I, Fig. 1, 2), bis zu stark verschieferten Gesteinen, in welchen die Grosskörner durch Absplittern der Ecken etwas gerundete, jedoch unregelmässige, längliche Formen angenommen haben (Tafel I, Fig. 3). Zwischen diesen Grosskörnern liegt in Striemen ziemlich viel relativ monomikter Kleinkornmörtel. Dies ist die Struktur einer speziellen Varietät (Horn-

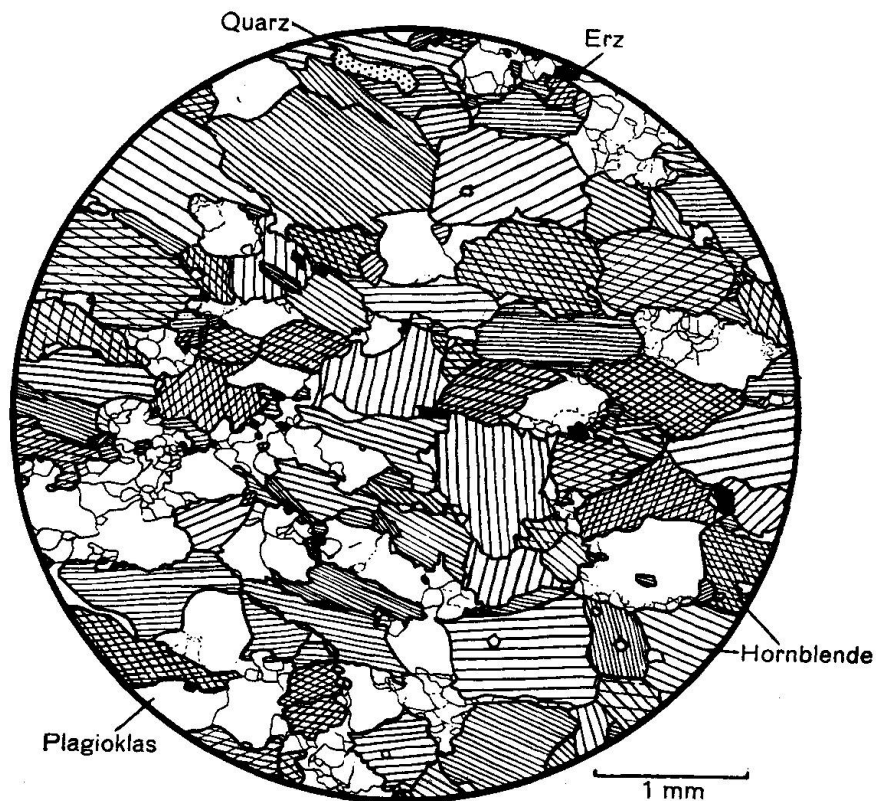


Fig. 17. Hornblendediorit (Schliff Nr. 1696) südöstlich Alpe di Naccio, mittlere Dioritzzone. Strukturtypus Ia, c, d, Übergang zu IIa; ursprünglich granoblastisch mit einfachen Korngrenzen, fast richtungslos (viele reliktsche Partien); jetzt Plagioklas teils randlich, teils partienweise in Kleinkörner zerbrochen und mit Hornblende verzahnt; die Hornblende spaltet z. T. randlich Kleinkörner ab.

blendenorit, s. u.), die am NW-Rand der Zone, ganz an der italienischen Grenze ziemlich mächtig und massig ansteht und gegen NE unter starker Verschieferung auskeilt.

Typus IVb ungleichmässige, partienweise Zertrümmerung, die meist an Clivagezonen geknüpft ist (Fig. 31).

Sie geht stellenweise bis zur Mylonitisierung, während dichtbenachbarte Partien im gleichen Schliff fast unbeansprucht bleiben. Diese Zertrümmerung kommt in der ganzen Zone vor, häuft sich aber gegen den NW-Rand und ist fast immer an junge Bewegungszonen geknüpft, die schon im Terrain deutlich hervortreten.

Typus IVc homogene Mylonitisierung (Tafel I, Fig. 6).

Eckige, splitterförmige undulöse Trümmer von Quarz oder etwas seltener auch Feldspat in einer anscheinend glasigen, braunen, unter gekreuzten Nicols dunkel bleibenden Grundmasse. Solche Mylonite kommen fast nur am NW-Rand der Zone vor und setzen erst westlich der Alpe di Naccio ein.

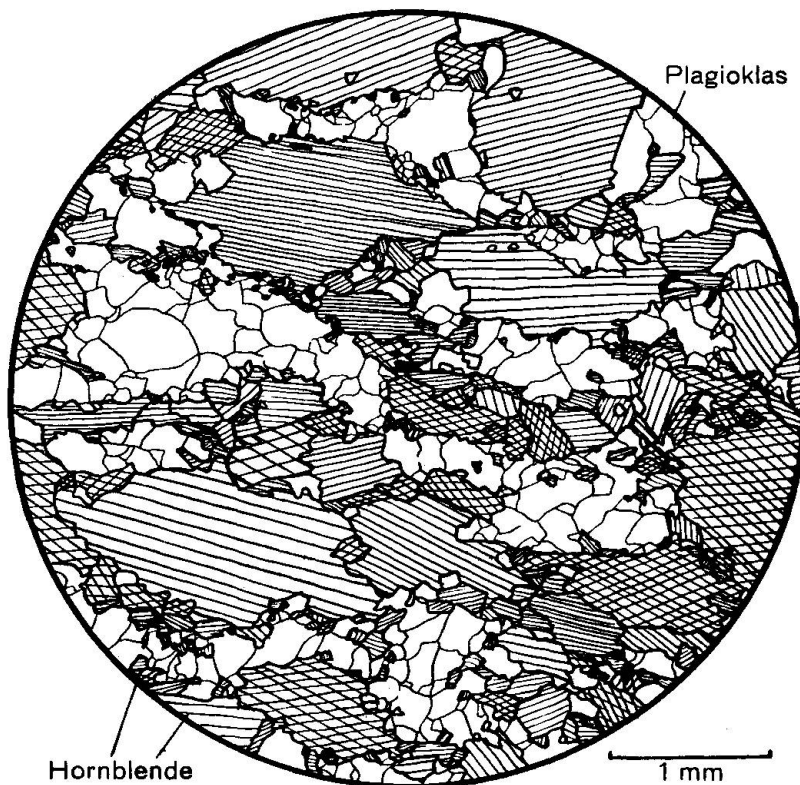


Fig. 18. Hornblendediorit (Schliff Nr. 1357), Valle del Boschetto, mittlere Dioritzone. Strukturtypus IIa  $\alpha$ ; blastoporphyrklastisch: Verschiebung unter Zertrümmerung des Plagioklases. Die Hornblende ist unter Abspaltung randlicher Kleinkörner oval bis rhombenförmig gestaltet worden und mit dem Grundgewebe verzahnt. Alles ist granoblastisch rekristallisiert. Rechts oben glattrandiges Strukturrelikt. Sekundär gerichtete Textur.

## 2. Deutung der Strukturen

Typus Ia ist eine einfache kristalloblastische Struktur.

Alle übrigen Strukturen scheinen mir aus ähnlichen Strukturen durch Deformationen hervorgegangen zu sein. Dies ist nicht in allen Fällen ohne weiteres ersichtlich; oft ist hierfür ein sehr sorgfältiges vergleichendes Studium der Dünnschliffe erforderlich. Gewisse Strukturen sehen noch homoeoblastisch aus; nur fallen dann gewisse eigentümliche Erscheinungen auf, nämlich z. B. die, dass die Plagioklaskörner in Gruppen auftreten und dass oft mehrere Körner fast gleichzeitig auslöschen; ferner dass die Mineralkörner oft in zwei Grössenklassen vorhanden sind. Beruht dies primär auf Kataklase, so entsteht die Frage, warum sich dies bei im Mi-

neralbestand nicht stark unterscheidbaren Gesteinen in so verschiedener Weise äussert; denn oft kann man von eigentlicher Zertrümmerung kaum mehr etwas sehen. Eine Aufgabe besteht nun darin, zu belegen, dass auch in den letztgenannten Fällen Kataklaste beteiligt war, und eine zweite in der Untersuchung, welche Begleiterscheinungen die verschiedenen Strukturtypen entstehen liessen.

Gruppe IV fällt für diese Untersuchungen ausser Betracht, da sich diese Strukturen nach den bisherigen Erfahrungen an klastischen Gesteinen ohne weiteres deuten lassen. Die Deutung wurde deshalb bereits bei der Beschreibung vorweggenommen.

Dass es sich auch bei den meisten übrigen Typen um eine Art klastische Struktur handelt, beweisen zahlreiche Übergänge, die von regelmässigen granoblastischen Strukturen zu vollkommen klastischen hinüberleiten; Übergänge, die sich nicht nur von einem Schliff zum andern, sondern auch innerhalb ein und desselben Schliffes beobachten lassen. Letzteres trifft besonders für Gruppe I zu, wo man im gleichen Schliff (z. B. Fig. 17) sehen kann, wie stellenweise in der sonst noch granoblastischen Pflasterstruktur grössere Plagioklaste in mehrere Körner zerfallen sind, während an andern Stellen kleine randliche Mörtelbildungen auftreten (Strukturen Ic und Id).

Grössere oder kleinere Partien, in denen die Mineralkörner mit glatten Rändern aneinander grenzen, fasse ich als Relikte einer ursprünglichen Pflasterstruktur auf. Solche finden sich fast in jedem Schliff, in welchem Kataklaste ein nicht allzugrosses Ausmass erreicht hat. Besonders auffällig ist z. B. eine Partie in Figur 15. Vergl. auch Fig. 20, 23.

Undulöse Auslöschung der Plagioklaste ist fast überall vorhanden und beweist, dass mechanische Beanspruchung stattgefunden hat.

Einschlüsse von Plagioklasten in dunklen Gemengteilen sind immer glatt begrenzt und bestehen nie aus mehreren Körnern; auch dann nicht, wenn sie relativ gross sind. Sie waren gegen Beanspruchung geschützt und machten die Kataklaste nicht mit. (Fig. 19, 25).

Die Frage, wie sich die mechanische Beanspruchung auswirkte und welche Struktureigentümlichkeiten auf die eine Kataklaste begleitenden oder auf nachträglich erfolgte Prozesse zurückgeführt werden müssen, konnte nur durch eingehendes Detailstudium, Herauszeichnen und Vergleichen typischer Strukturen und einzelner Partien gelöst werden. Es wurde versucht, festzustellen, in welcher Weise die verschiedenen Mineralien auf Beanspruchung reagierten und in welcher Weise die quantitative und qualitative Mineralzusammensetzung die entstehende Struktur beeinflusste. Dazu war es notwendig, zunächst möglichst gleichartige

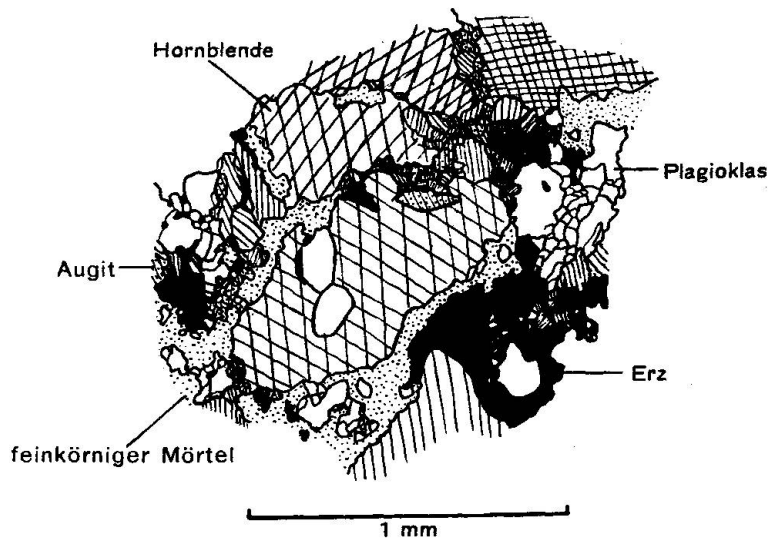


Fig. 19. Unzertrümmerte glattrandige Plagioklaseinschlüsse in Hornblende; aus einem stark zertrümmerten Pyroxenhornblendegabbro (Schliff Nr. 1783).

Gesteine miteinander zu vergleichen, wozu sich die Ivrea-Gesteine glücklicherweise besonders gut eignen; denn ihre Mineralzusammensetzung ist ziemlich gleichförmig und sehr einfach.

Von den Hauptmineralien reagiert hier auf mechanische Beanspruchung der Plagioklas am leichtesten. Häufig zerfällt er (vollständig oder zum Teil) in einzelne unregelmässige Stücke verschiedener Korngrösse. Die Teilkörner sind in der Regel im Innern eines ursprünglichen Korns durchschnittlich etwas grösser als am Rande (Fig. 18, 20). Der Vorgang des Zerfallens ist in allen Stadien fixiert. Das erste Anzeichen hierfür ist undulöse Auslöschung, welche bald einzelne Partien erkennen lässt, über die der Schatten beim Drehen des Dünnschliffes unter gekreuzten Nicols rasch hinweghuscht, um in gewissen Zonen dazwischen etwas länger zu verweilen. In diesen Zonen stellt sich dann plötzlich eine feine Grenzlinie ein, und die einzelnen Partien beginnen sich als getrennte Körner zu individualisieren. Oft erkennt man nachher noch an der ähnlichen Orientierung der Körner (fast gleichzeitiges Auslöschen) ihre ursprüngliche Zusammengehörigkeit; manchmal sind sie aber bereits etwas gegeneinander verdreht. In anderen Fällen bleibt das Plagioklaskorn vorerst erhalten, und nur die randlichen Partien splintern in Form kleiner Körner ab. Es bildet sich ein Mörtelkranz, wobei das ursprüngliche Korn sich abrundet und bei einseitiger Beanspruchung mehr oder weniger ovale bis rhombenförmige Gestalt annimmt (Fig. 26). Es können auch beide Phänomene kombiniert auftreten; jedenfalls hat aber überall, wo mecha-



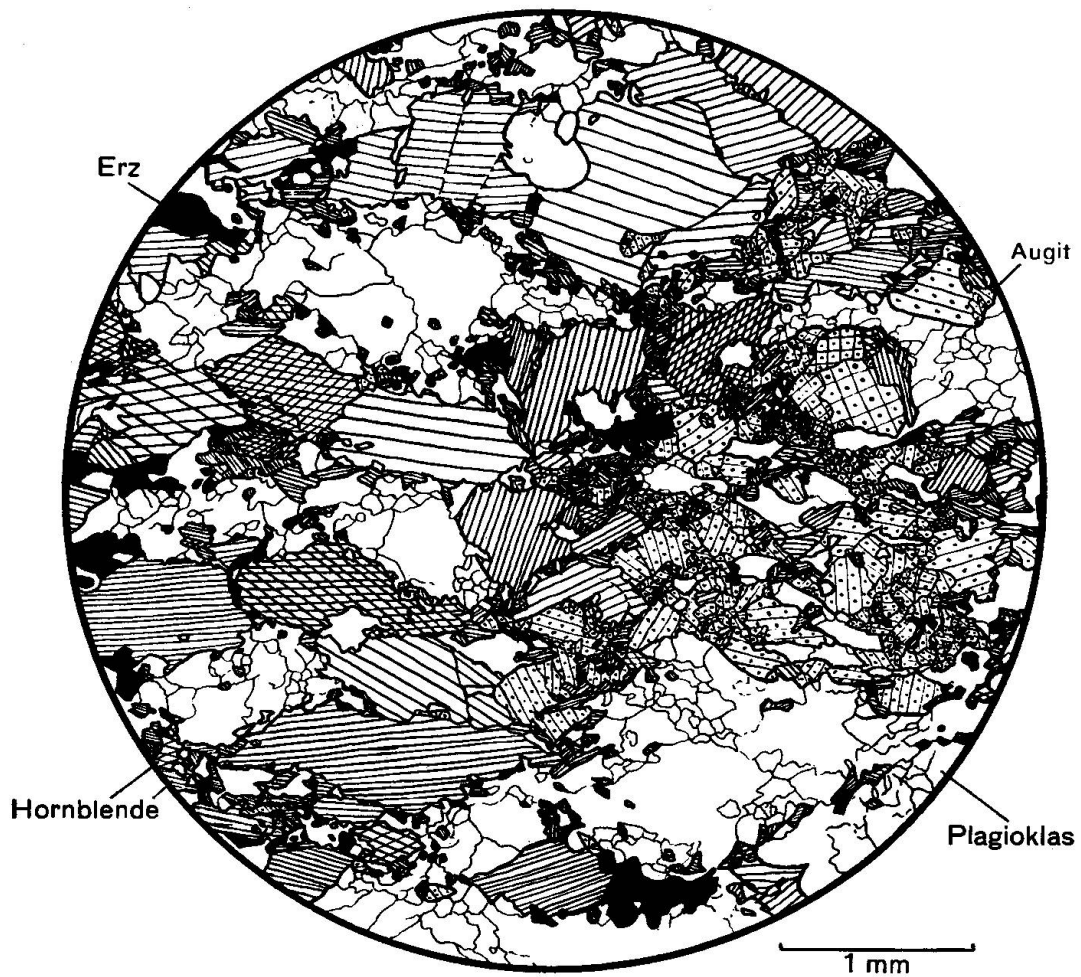


Fig. 20. Augithornblendediorit (Schliff Nr. 2084), Brumo, südlich Arcegnio, mittlere Dioritzzone. Strukturtypus IIa  $\beta$  ( $\alpha$ ); blastoporphyrroklastisch. Plagioklas und Augit sind ziemlich weitgehend zerbrochen, die Hornblende nur da, wo sie mit Augit zusammen vorkommt. Das Grundgewebe ist weitgehend polymikt, im Inneren grösserer Plagioklas- und Augitpartien noch monomikt. Relikte glatter Korngrenzen z. B. oben (rechts und Mitte). Wahrscheinlich erst sekundär gerichtete Textur.

nische Beanspruchung überhaupt nachweisbar ist, mindestens ein Teil der Plagioklase eine solche Deformation erlitten.

Wann reagiert nun der Plagioklas auf die eine, wann auf die andere Weise? Die Antwort darauf gab eine Zusammenstellung sämtlicher Schliffe mit Angabe der Art der Deformation des Plagioklases, des Strukturtypus, der mineralogischen Zusammensetzung und der Zusammensetzung des Plagioklases. Aus ihr war ersichtlich, dass das Verhalten mit der chemischen Zusammensetzung des Plagioklases in Beziehung steht. Saure Plagioklase verhalten sich relativ spröde und zerfallen in Einzel-

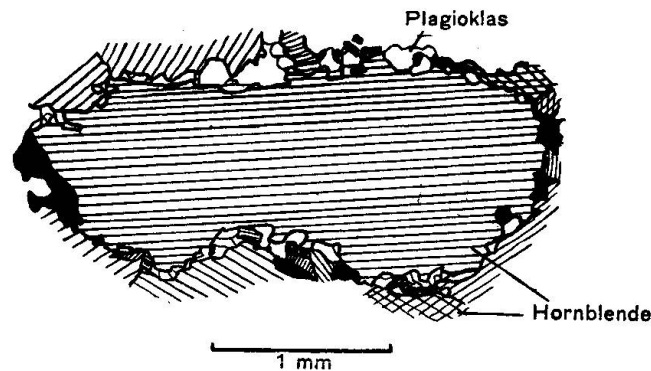


Fig. 21. Hornblende aus Hornblendediorit, mit dem sie umgebenden symplektitartigen Kleinkorngewebe verzahnt. (Schliff Nr. 1695.)

körner, während die basischen Glieder (Labradorit bis Bytownit) länger als Grosskörner (Porphyroklasten) erhalten bleiben und mehr nur durch Abspalten randlicher Kleinkörner gerundet werden. Sehr basische Plagioklase, wie sie vor allem im Norit (s. u.) und im Hornblendegabbro (s. u.) auftreten, reagieren sogar plastisch und liessen sich verbiegen (vergl. die verbogenen Druck-Zwillingslamellen in Figur 26). Daneben üben auch die Begleitminerale einen gewissen Einfluss auf das Verhalten aus; Augit fördert z. B. immer das Zerbrechen des Gesamtkorns (s. u.).

Auch die Hornblende zeigt bereits frühzeitig Anzeichen einer Reaktion auf mechanische Beanspruchung. Sprödes Verhalten, d. h. vollständiges Zerfallen in Einzelkörner wie beim Plagioklas, ist jedoch sehr selten. In Gegenwart von Augit scheint Hornblende oft viel stärker zertrümmert als sonst; doch auch in diesem Falle behält sie das Bestreben bei, in möglichst grossen Körnern erhalten zu bleiben und nicht vollständig in kleine Körner zu zerfallen. Die Hornblende passt sich im übrigen veränderten Druckbedingungen sehr leicht an. Fast immer lässt sich zuerst die Bildung randlicher Kleinkörner beobachten, wodurch die Grosskörner oder Porphyroklasten gerundet und meist oval oder rhombenförmig gestaltet werden wie bei basischem Plagioklas (Typen IIb und III, Fig. 18, 20, 23, 26, 29). Die jetzt beobachtbaren randlichen Kleinkörner scheinen aber nicht nur Splitter zu sein. Sie sind mit den angrenzenden Plagioklas- oder Augit-Kleinkörnern häufig vermischt, und es entstehen symplektitische Bildungen zwischen den Grosskörnern oder polymikte Kleinkornbildungen in grösserem Ausmass. Wesentlich ist, dass an diesen polymikten Bildungen immer Hornblende beteiligt ist (vergl. II a<sub>β</sub>, II b<sub>β</sub>). Untersucht man die Kleinkorngewebe, so wird sehr wahrscheinlich, dass sie nicht nur eine mechanische Mischung der Körner

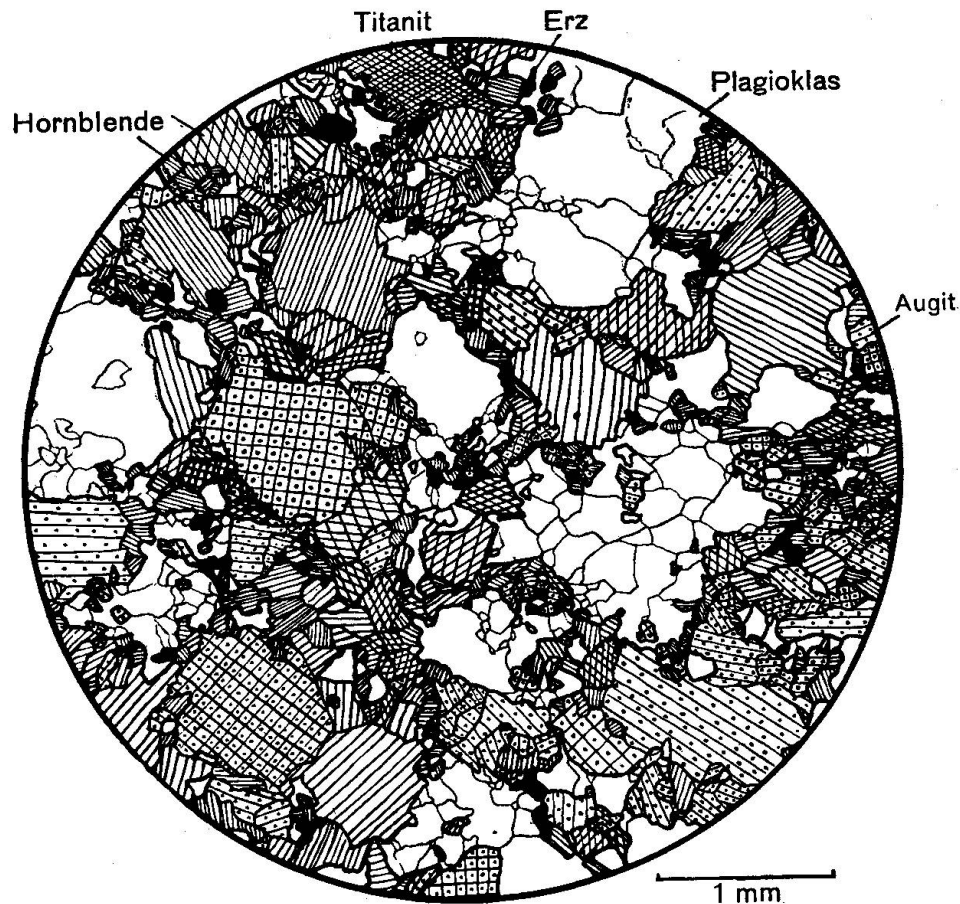


Fig. 22. Augithornblendegabbro (Schliff Nr. 2005), südöstlich Alpe di Naccio, mittlere Dioritzzone. Strukturtypus IIa  $\beta$ ; blastoporphyrroblastisch mit polymiktem Grundgewebe, vermutlich etwas rekristallisiert.

sind, sondern dass die Hornblende sich gleichzeitig umlagerte und rekristallisierte. Oft sind aber auch die Hornblendegrosskörner stark mit dem sie umgebenden Kleinkorngewebe verzahnt, wobei die Zähne immer von der Grössenordnung der Kleinkörner sind. Es sieht aus, als ob diese sich in die Hornblende hinein spiessen und diese ihrerseits zwischen sie hineinwuchse (Typus IIa; Fig. 21, 18, 20, 23).

Ist schon ursprünglich relativ kleines Korn vorhanden, der Korngrössenunterschied zwischen Gross- und Kleinkörnern also relativ gering, so erhalten die Hornblenden unregelmässige, zackige, lappige Formen, und man kann keine ausgesprochenen Grosskörner mehr unterscheiden: Übergänge von IIa zu Ib. Ausserdem sind die Hornblenden manchmal stark mit dem Plagioklas verzahnt, ohne dass dieser in Kleinkörner zerfallen ist, worauf ich weiter unten noch zurückkommen werde.

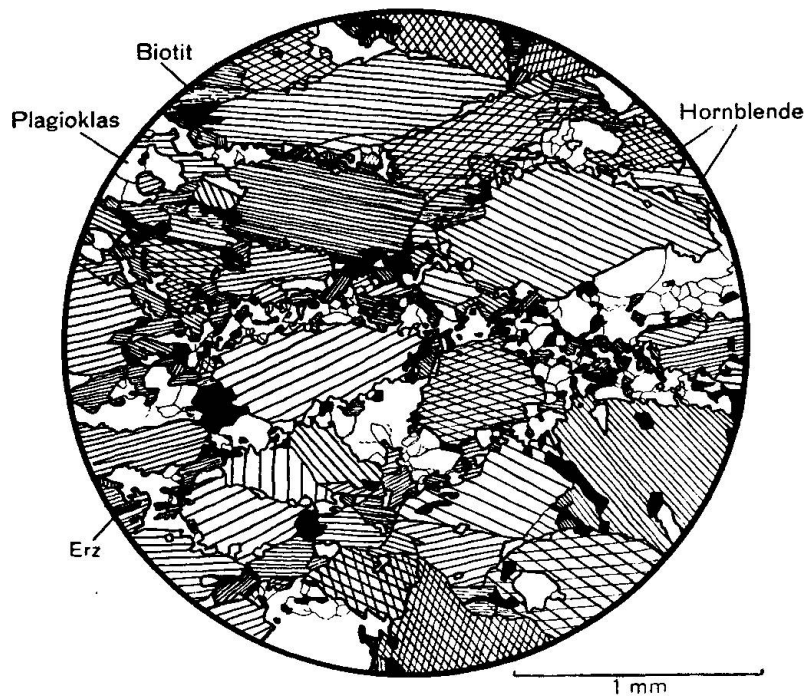


Fig. 23. Hornblendediorit (Schliff Nr. 1212), Grat westlich Gridone, mittlere Dioritzzone. Strukturtypus IIa; blastoporphyrroklastisch mit sehr feinem Grundgewebe. Mittendurch zieht eine Zone stärkerer Verschieferung mit polymiktem Grundgewebe. Mitte rechts ein glattrandiges Strukturerelikt.

Der Augit setzt im Verband der übrigen Mineralien der Zertrümmerung einen grossen Widerstand entgegen; gibt er nach, so reagiert er spröde, ohne sich durch Stoffumlagerung den veränderten Bedingungen anzupassen. Er zerfällt evtl. in einzelne wenige noch relativ grosse Körner (Fig. 24); vor allem aber splintern einzelne Partien, die der Beanspruchung besonders stark ausgesetzt waren, ab, ein unregelmässiges Kleinkorngewebe bildend, das bei Abwesenheit von Hornblende meist zusammen bleibt (Fig. 24). Nur selten entsteht mit dem Plagioklas, gerne jedoch mit der Hornblende ein Symplektit. So tritt Augit in unregelmässig gestalteten, meist ziemlich isometrischen Grosskörnern (Fig. 20) auf, die oft gegen rundliche bis ovale oder wenigstens randlich gerundete Formen tendieren (Fig. 22, 24), oder es sind Bereiche vorhanden, die in wenige Kleinkörner zerfallen sind.

Besonders auffällig ist der Einfluss des Augits auf das Gesamtverhalten des Gesteins. Hauptsächlich die schon primär feinkörnigen Gesteine sind, wenn sie viel Augit führen, als Ganzes spröde. In solchen Gesteinen fehlen meist ausgesprochene Mörtelkränze; auch Plagioklas

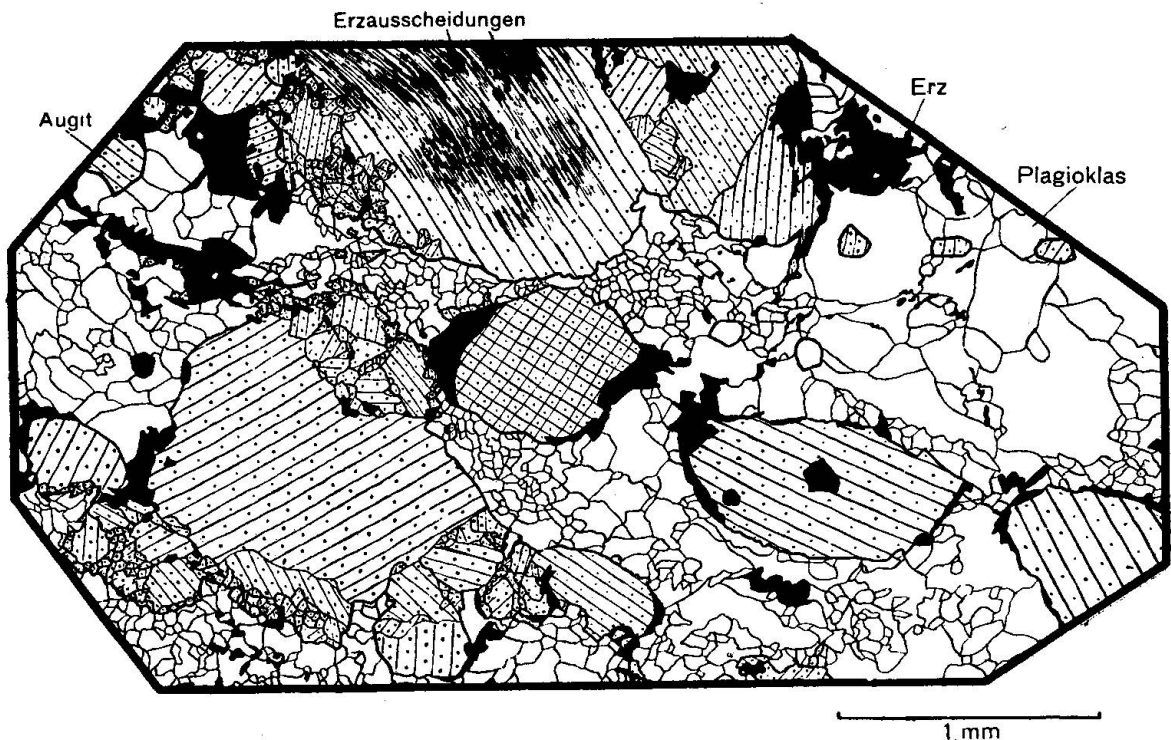


Fig. 24. Hornblende- und hyperstheneführender Pyroxengabbrodiorit (Schliff Nr. 741), Valle del Boschetto. Strukturtypus II b  $\alpha$ ; blastoporphyrroklastisch, relativ steife Zertrümmerung des Plagioklases; in den Zwickeln sammelt sich Erz; Augit wird teilweise randlich zertrümmert, ist jedoch nie mit dem Grundgewebe verzahnt; das Grundgewebe bleibt monomikt. Sekundär gerichtete Textur.

und Hornblende zerfallen in kleinere Körner, und es entsteht ein ungleichmässig gekörntes, unregelmässig verzahntes Gefüge vom Strukturtypus Ib (Fig. 13). Die Gesteine dieses Typus sind also vom genetischen Standpunkt aus eher mit den Typen der Gruppen II oder III zu vereinigen. In grobkörnigen, augitreichen Gesteinen bleibt die Mehrzahl der Augite als rundlich-ovale Körner erhalten, während zwischen ihnen der Plagioklas, auch wenn er ziemlich basisch ist, weitgehend zu feinem, unregelmässigem Kleinkorngewebe zerrieben erscheint (Fig. 24, Tafel I, Fig. 4). In solchen Gesteinen bleibt das Gewebe auch bei starker Kataklaste relativ lange monomikt (II b  $\alpha$ ); bei hornblendereicheren Gesteinen wird es bald polymikt (II b  $\beta$ ).

Hypersthen ist gegenüber Kataklaste sehr resistent; erst bei sehr weitgehender Zertrümmerung des Gesteins wird er in einige wenige Stücke zerlegt. Auch er bewirkt, wie der Augit, ein relativ sprödes Gesamtverhalten, ist aber selten in wesentlichen Mengen vorhanden. Er ist jedoch, wo er auftritt, für die mikroskopische Untersuchung besonders wertvoll,



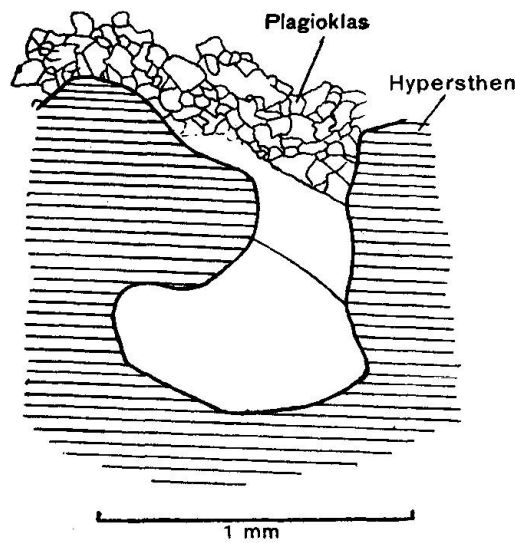


Fig. 25. Unzertrümmertes Relikt eines teilweise im Hypersthen eingeschlossenen Plagioklaskorns; nach aussen geht der Plagioklas in Kleinkorngewebe über. (Schliff Nr. 1368.)

da hie und da in seinen Zwickeln oder zwischen einzelnen Körnern Relikte der ursprünglichen Struktur erhalten geblieben sind, die offenbar vor Zertrümmerung geschützt waren (Tafel I, Fig. 4; Fig. 25).

Die im Vorangehenden geschilderten Erscheinungen setzen für das Verhalten von Plagioklas und Hornblende mechanischer Beanspruchung gegenüber spezielle Verhältnisse voraus. Dies zeigt ein Vergleich mit der Gruppe IV. Es kann sich in den genannten Fällen nicht um eine einfache Zertrümmerung oder eine reine Kaltverformung handeln wie im Typus IVa, sondern es müssen verschiedene Prozesse zusammengewirkt haben, so dass als Ganzes eine kristalloblastische Struktur resultierte: Die beginnende Kataklyse war von Kristalloblastese begleitet. Besonders auffällig ist, dass dabei gar keine neuartigen Mineralien gebildet wurden. Wo sich Hornblendekörner neubildeten, haben sie genau die gleiche Zusammensetzung wie die Grosskörner. Mir scheint, man muss schon aus diesem Grunde annehmen, dass die entsprechende Dynamometamorphose unter Druck- und Temperaturbedingungen stattfand, die denjenigen sehr ähnlich waren, welche bei der Bildung der Grosskörner selbst herrschten. Man kann sie in üblicher Weise als Kata-Bedingungen bezeichnen; denn der Mineralbestand umfasst lauter Mineralien der Katazone. Ich nehme an, dass bei allen diesen Strukturen während der mechanischen Beanspruchung und teilweisen Zertrümmerung eine Umkristallisation in grösserem oder kleinerem Masse einsetzen konnte, also eine Warmverformung



wirksam war. Es traten zwar sicherlich Druckspannungen auf, wie die undulösen Auslöschungen zeigen; aber die Mineralien, besonders die Hornblende, welche nur sehr selten undulöse Auslöschung zeigt, und dann auch der Plagioklas passten sich den neuen Druckverhältnissen so an, dass man sich das „Zerbrechen“ bei diesen Mineralien mit einer Stoffumlagerung verbunden vorstellen muss. Nur so kann man sich die Entstehung dieser regelmässigen, ovalen oder rhomboiden Grosskörner und der Kleinkörner erklären, für deren Form übrigens die kristallographische Orientierung keine Rolle spielt. (Auch die Strukturen IV haben häufig gerichtete Textur, aber die zwischen dem Mörtel übrigbleibenden Grosskörner sind viel unregelmässiger gestaltet). Am schönsten und ausgesprochensten sind diese Phänomene bei hornblendereichen und pyroxenfreien Gesteinen zu beobachten. Mineralien, wie Augit oder Hypersthen, die sich offenbar nicht leicht umlagern, stören oder verhindern oft die Ausbildung schöner Grosskörner mit Symplektitrand.

Dass es sich um ineinander übergehende Prozesse handeln muss und nicht, was an sich auch denkbar wäre, um gewöhnliche Katakklase mit nachträglicher Rekristallisation, sieht man daran, dass sozusagen alle Stadien erhalten sind, und dass zwar Relikte der ursprünglichen granoblastischen Struktur vorhanden sind, jedoch niemals Relikte eines reinen Trümmerstadiums, aus dem die vorliegenden Strukturen durch nachträgliche Rekristallisation hervorgegangen wären.

Für manche Strukturen, besonders für die Typen Ib und IIa reichen aber auch diese Erklärungen noch nicht ganz aus; nämlich für solche Strukturen, bei denen auch die Hornblendegrosskörner mit dem sie umgebenden Kleinkorngewebe oder mit Plagioklas verzahnt sind. In einzelnen Fällen mag die Verzahnung während der Katakklase durch eine Art Hineinspiessen der Plagioklaskörnchen in die Hornblende entstanden sein, wobei sich das verdrängte Material zwischen diesen Körnern wieder anlagerte. Im allgemeinen jedoch, und zwar besonders da, wo die Hornblende nicht mit Kleinkörnern, sondern mit grösseren Plagioklasen verzahnt ist, wird wohl eine nachträgliche oder die eigentliche Beanspruchung überdauernde ausgedehnte Umkristallisation vorhanden gewesen sein: Die abgespaltenen Körner wuchsen wieder mit dem Grosskorn zusammen. War an der Rekristallisation nur die Hornblende beteiligt, so blieb um die gezahnten Hornblendekörner das Kleinkorngewebe bestehen (Fig. 18, 20, 21). Bei vollständiger Rekristallisation konnte ein verzahntes Gefüge mit ungefähr gleichgrossen Körnern entstehen; dieser Fall ist allerdings nirgends rein verwirklicht. Ich bin der Ansicht, die sich zwar nicht vollkommen beweisen lässt, dass jede nicht ganz einfache

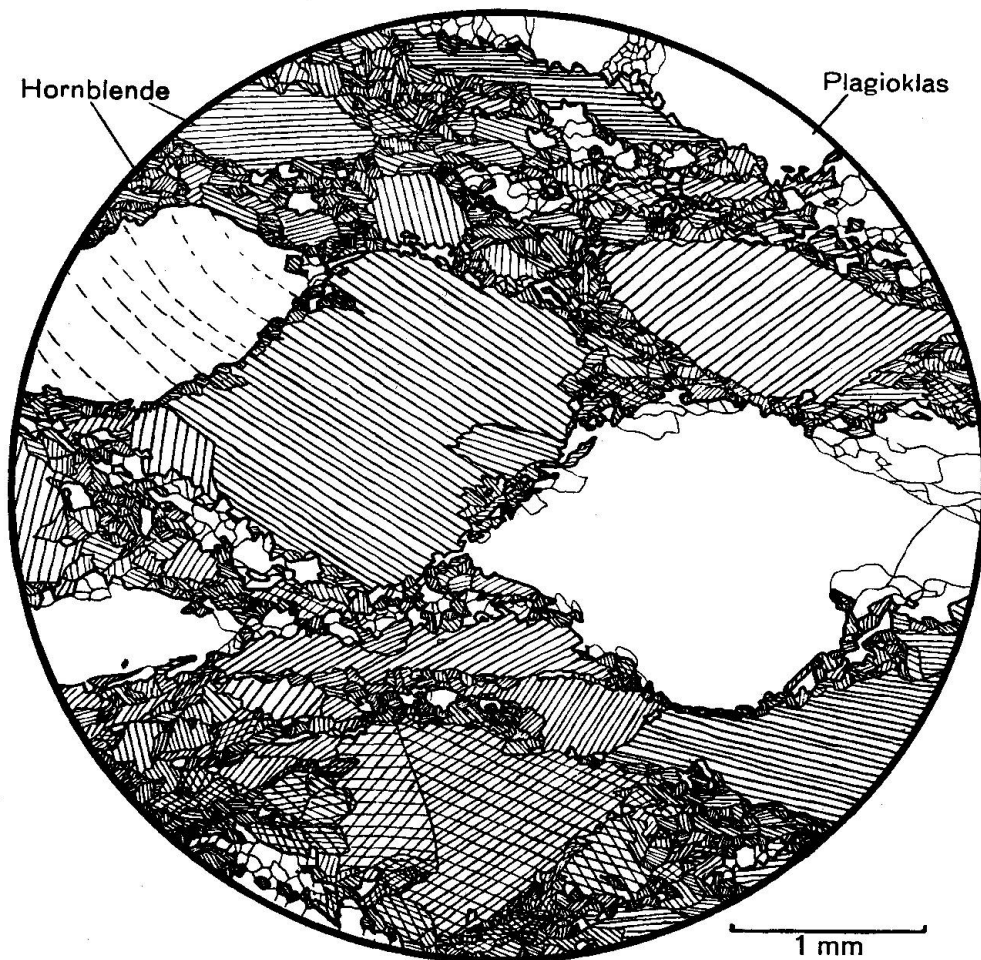


Fig. 26. Hornblendegabbro (Fornalegabbro) (Schliff Nr. 1196a), Bocchetta del Fornale. Strukturtypus IIb  $\beta$ - $\alpha$ ; blastoporphyrroklastisch: Die Hornblende und der sehr basische Plagioklas unter Abspaltung der Randpartien rhomboid bis oval verformt. Kleinkorngewebe teils monomikt, teils polymikt. Sekundär gerichtete Textur.

Begrenzung der Mineralien auf diese Weise (Kataklaste + Rekristallisation oder Umkristallisation) entstanden ist. Bei der Hornblende ist dies in manchen Strukturen deutlich erkennbar: Hornblende und Plagioklas grenzen glatt aneinander; nur überall da, wo der Plagioklas auch nur ein wenig zertrümmert ist, erhält sofort auch die Hornblende eine zackige Begrenzung (Fig. 10, 15, 17, 27).

Bei stark zertrümmerten, relativ feinkörnigen Gesteinen, besonders bei augitführenden, entstand durch eine nachträgliche, die Pressung überdauernde Rekristallisation ein verzahntes Gefüge unregelmässig geform-

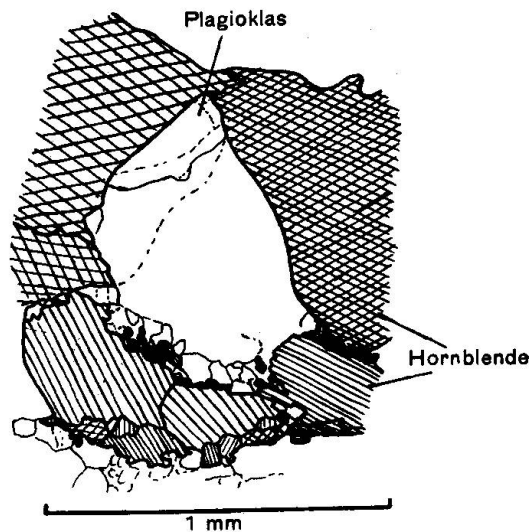


Fig. 27. Partie aus Hornblendegabbro: Obere Hälfte granoblastisch mit glatten Korngrenzen; unten Absplittern kleiner Körner am Rande, verzahnte Korngrenzen. (Schliff Nr. 1795b)

ter Körner von ziemlich variierender Korngrösse (Struktur Ib). Einen Beweis liefert Figur 13, wo ein relativ grosses Relikt der ursprünglich gleichmässig granoblastischen Struktur erhalten ist. Im Grunde ähneln alle Kleinkornbildungen, Symplektitbildungen etc. diesem Strukturtypus Ib, den ich geradezu als Kennzeichen stattgehabter komplexer Kataklastik betrachte.

Wieweit in jedem Falle nachträgliche Rekristallisation im Spiele war, lässt sich höchstens gefühlsmässig, etwa nach der durchschnittlichen Korngrösse abschätzen. Sicher ist jedenfalls, dass eine solche in vielen Fällen noch mitgewirkt hat.

Das Resultat dieses Abschnittes glaube ich somit folgendermassen zusammenfassen zu dürfen: Alle Gesteine mit Strukturen der Typen Ib—d und der Gruppen II und III waren unter wahrscheinlich relativ hohem hydrostatischem Druck und vermutlich auch verhältnismässig hoher Temperatur einer mechanischen Beanspruchung ausgesetzt und sind unter gleichzeitiger Umkristallisation klastisch deformiert worden. Diese Beanspruchung hat nicht auf alle Gesteine gleichmässig, sondern auf verschiedene Gesteine mit sehr verschiedener Intensität gewirkt. Dazu kam bei manchen Gesteinen noch eine nachträgliche Rekristallisation; aber es lässt sich oft nicht genau feststellen, wie weit diese zur Erklärung der Erscheinungen notwendigerweise angenommen werden muss.

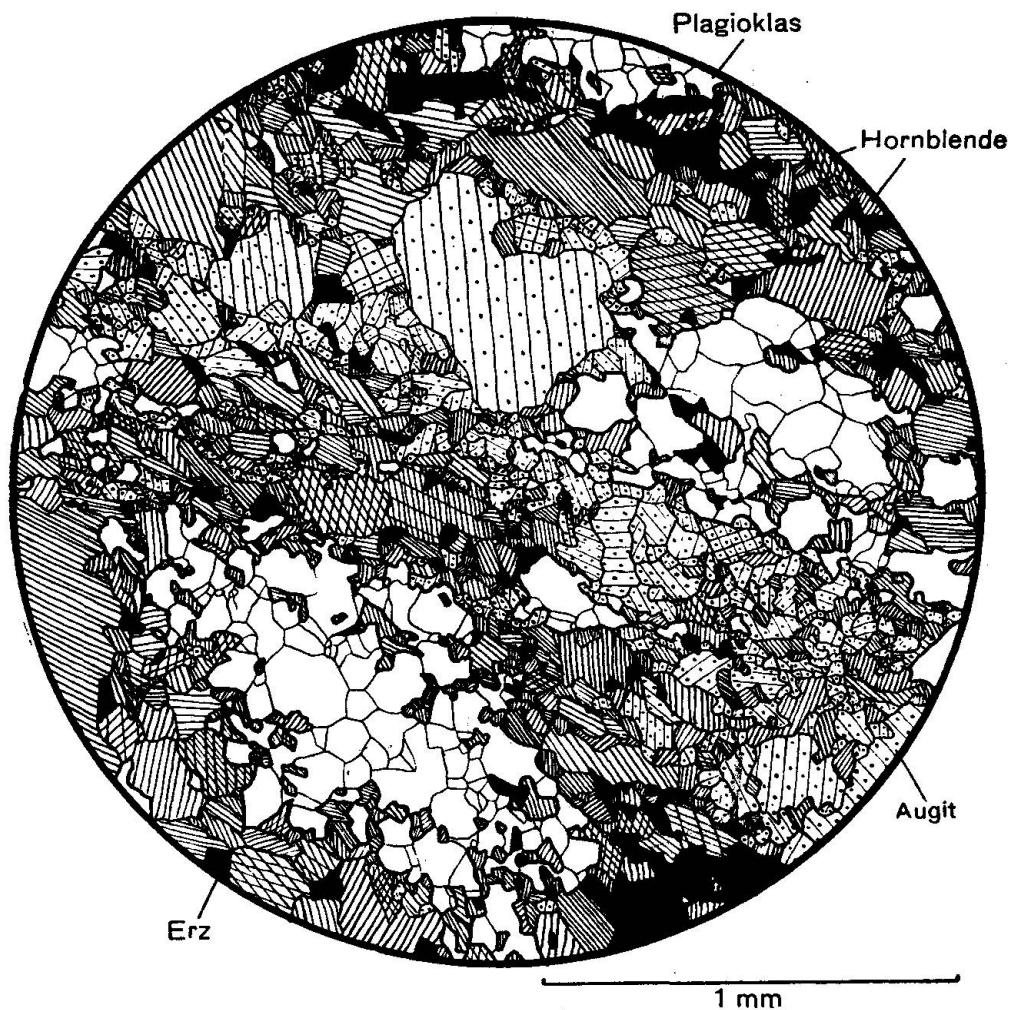


Fig. 28. Augithornblendegabbrodiorit (Schliff Nr. 577), südlich Alpe di Naccio, mittlere Dioritzone. Strukturtypus IIIa; blastomylonitisch: alle Gemengteile ziemlich weitgehend zertrümmert, wenige grössere Kornrelikte. Sekundär gerichtete Textur.

Strukturen dieser Entstehungsweise bezeichne ich im Folgenden als blastokataklastisch bzw. blastoporphyroklästisch. Das Kleinkorngewebe wird als Grundgewebe und die Grosskristalle werden als Blastoporphyroklasten bezeichnet. Damit soll angedeutet werden, dass Kataklase mit Kristalloblastese gekoppelt war, wobei allerdings nicht alle Mineralien in gleicher Weise rekristallisierbar erscheinen.

#### *Zusammenfassende Deutung der einzelnen Strukturtypen*

Ia: einfach granoblastisch. Meist sind jedoch Anzeichen einer geringen mechanischen Beanspruchung vorhanden.

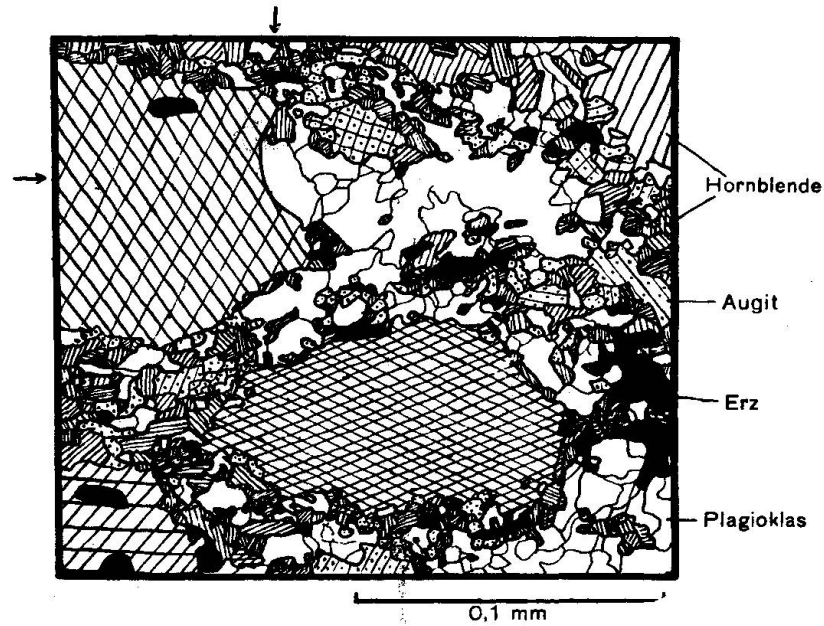


Fig. 29. Augithornblendegabbro-diorit (Schliff Nr. 313), östlich Alpe di Naccio, mittlere Dioritzzone. Strukturtypus IIb  $\beta$ ; blastoporphyroblastisch: Plagioklas und Augit zertrümmert, Hornblende unter Abspaltung der Randpartien oval geformt, polymiktes Grundgewebe. Reliktisch einfache Korngrenzen ( $\rightarrow$ ).

Ib: blasto-kataklastisch. Granoblastische Gesteine sind weitgehend zertrümmert worden und in den meisten Fällen wieder etwas rekristallisiert. Wenn das Gesamtgestein diese Struktur hat, war es ursprünglich relativ feinkörnig und oft ziemlich Augit-führend. Alles Kleinkorngewebe hat diese Struktur.

Ic: granoblastisch, schwach blasto-kataklastisch. In granoblastischen Strukturen ist der Plagioklas teilweise in grössere und kleinere Körner zerbrochen. Von blasto-porphyroblastischer Struktur kann man aber noch nicht sprechen, sei es, dass die Plagioklas-Bruchstücke noch relativ gross sind, sei es, dass die Struktur an sich ziemlich feinkörnig war.

Id: granoblastisch, schwach blasto-porphyroblastisch bis porphyroblastisch. In granoblastischen Strukturen erfolgte stellenweise die Zertrümmerung des Plagioklases und evtl. auch der Hornblende, und zwar am Rande unter Abspaltung kleiner Körner, die nun an einzelnen Stellen zwischen den grösseren Körnern liegen. Die Kleinkornbildungen haben aber noch keinen wesentlichen Anteil an der Struktur und verleihen ihr nur ein etwas unruhiges Bild. Es betrifft vor allem Gesteine oder Gesteinspartien mit relativ viel Hornblende und wenig Plagioklas oder solche mit basischem Plagioklas.

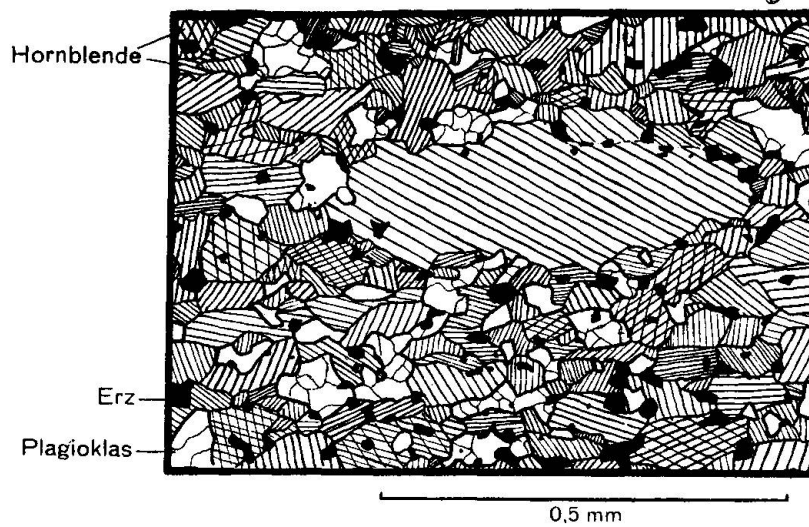


Fig. 30. Hornblendegabbro-Mylonit (gleicher Schliff wie Tafel I, Fig. 5, stärker vergrößert), blastomylonitisch; unregelmässiges, verzahntes Gewebe.

II: blastoporphyrklastisch. In relativ grobkörnigen granoblastischen Gesteinen hat eine Zertrümmerung mit Blastese stattgefunden. Es bildete sich ein blastisch-klastisches Trümmergewebe um mehr oder weniger regelmässig geformte Porphyroklasten, die randlich gleichfalls Veränderungen erfahren konnten (Blasto-Porphyroklasten).

IIa: Der Plagioklas ist zertrümmert oder (seltener) von einem Mörtelkranz umgeben. Die ovalen bis rhombenförmigen Hornblenden (oder Plagioklas-) Blastoporphyrklasten sind durch nachträgliche Rekristallisation mit dem relativ grobkörnigen Grundgewebe verzahnt. Bei Anwesenheit von Augit haben die Hornblende- und Augitporphyroklasten mehr unregelmässig-isometrische Formen (Fig. 22).

$\alpha$ ) Mehr monomikte Kleinkornbildungen entstehen bei mässiger Kataklaste augitfreier Gesteine.

$\beta$ ) Polymikte Bildungen findet man in Zonen stärkerer Druckbewegung (Fig. 23) und im allgemeinen bei augitführenden Gesteinen (Fig. 20, 22).

IIb: Das Grundgewebe ist im Durchschnitt feiner und die Grosskörner im allgemeinen etwas grösser als bei IIa. Die Umrisse der Porphyroklasten sind glatter und oft rundlich, und ihre Verzahnung mit dem Grundgewebe ist relativ gering. Die Kristalloblastese war also gegenüber IIa wesentlich geringer.

$\alpha$ ) Monomikt ist im allgemeinen das Gewebe der augitreichen und hornblendearmen bis -freien Gesteine (Fig. 24, Tafel I, Fig. 4).



β) Anwesenheit von Hornblende führt bei stärkerer Beanspruchung gerne zu polymikten Bildungen (Fig. 26, 29).

III: blastomylonitisch. Ursprünglich wahrscheinlich granoblastische Gesteine sind zu einem teilweise sehr feinen Trümmergewebe zerrieben worden, das sich aber heute als deutlich kristalloblastisch erweist. Nur noch vereinzelte Porphyroklasten bis Blastoporphyrroklasten sind erhalten.

IIIa: Sehr weitgehende Zertrümmerung grösserer Gesteinspartien. Linsen- oder striemenförmige Körnerhaufen zeigen oft noch die ehemaligen grösseren Mineralkörner an. Das Gewebe ist noch nicht vollkommen polymikt.

IIIb: In einzelnen stark durchbewegten, relativ schmalen Zonen entsteht ein ziemlich homogenes Kleinkorngewebe, in welchem noch einige reliktsche, schön gerundete Körner liegen (Hornblende und Plagioklas oval, Augit mehr isometrisch) (Fig. 30). Damit ein so regelmässiges Gewebe entstehen konnte, müssen die Bewegungen langsam und kontinuierlich und unter plastischer Nachgiebigkeit des Gesteins erfolgt sein. Das kann man sich am besten bei hohem hydrostatischem Druck und hoher Temperatur erklären. Nachträgliche Kornvergrößerung durch Rekristallisation ist nicht ausgeschlossen. Alle grösseren Bewegungen in der Gesteinsmasse, welche zur Zeit der Entstehung dieser Strukturen stattfanden, scheinen sich längs solcher Blastomylonitzonen abgespielt zu haben; eigentliche Rutschflächen mit Rutschharnischen und klastischer Mylonitisierung sind immer jünger.

IV: Einfach klastisch bis porphyroklastisch. Alle bisher nicht besprochenen Phänomene sind wohl so zu datieren, dass sie in eine Zeit fallen, in der die Gesteine unter wesentlich anderen als den primären Bildungsbedingungen standen und im Detail sowie auch als Ganzes viel spröder reagierten: Ausbildung von einzelnen Rutschflächen und Bewegungszonen, in denen starke einfache Kataklaste bis Mylonitisierung ohne Umkristallisation oder Rekristallisation stattfand (Fig. 31; Tafel I, Fig. 1—3, 6).

Auch alle nachträglichen Mineralumwandlungen, wie z. B. randliche Uralitisierung des Hypersthens (Tafel I, Fig. 4), Umwandlungen des Augits und der Hornblende (s. o.), Epidotisierung des Plagioklases etc., die ja alle nur in beschränkter Masse auftreten, müssen später angesetzt werden, da diese Neubildungen nie irgendwelche Beanspruchung erkennen lassen. Bei IVa (Norit) ist allerdings auffällig, dass nur in ziemlich stark verschieferten Gesteinen Neubildungen auftreten.

Im ganzen scheint somit eine selten hypidiomorphe, häufiger xeno-



Fig. 31. Hornblendedioritbreccie (Schliff Nr. 2251) südlich Pizzo Leone, nördliche Randzone. Strukturtypus IVb; partienweise unzertrümmert (Strukturtypus Ia), teils vollständig mylonitisiert zu fast isotropem Mörtel mit eckigen Bruchstücken von Hornblende und Albit. Längs gewissen Zonen Neubildungen von Epidot, der z. T. auch mylonitisiert ist.

morphe, also kristalloblastische Struktur der Gesteine der Ivreazone mechanische Beanspruchungen verschiedener Art erlitten zu haben. Ob die Ausgangsstruktur als magmatisch oder metamorph anzusprechen ist, und ob die Beanspruchung mit der Primärgesteinsbildung in zeitlich enger Beziehung steht, kann erst bei Besprechung der einzelnen Gesteine näher erörtert werden.

### C. Petrographischer Charakter der basischen Gesteine

#### 1. Allgemeines

Im Vorangehenden wurden die Strukturen rein phänomenologisch und ohne Rücksicht auf die Herkunft der Gesteine untersucht. Im folgenden stellt sich nun die Frage, wie die ursprünglich vorliegenden grano-

blastischen Gesteine gebildet wurden; denn, wie wir gesehen haben, lässt sich anhand von Relikten für fast alle Strukturen nachweisen, dass sie aus vollkommen regelmässig granoblastischen hervorgegangen sind oder mit solchen in enger Verbindung stehen. Prinzipiell stehen drei Möglichkeiten zur Diskussion:

1. Es handelt sich um Eruptivgesteine, die durch Umkristallisation im festen Zustand, d. h. nach ihrer Erstarrung eine granoblastische Struktur angenommen haben, oder
2. um Eruptivgesteine, die schon während der Erstarrung diese Struktur erhielten und im Anschluss daran Verformungen erlitten, oder
3. um hochmetamorphe Gesteine anderer Herkunft.

Zuerst versuche ich zu entscheiden, ob Eruptivgesteine (Fall 1 und 2) oder Gesteine anderer Herkunft (Fall 3) vorliegen. Obschon in unserem Sektor der Ivreazone bisher nirgends eine ausgesprochen hypidiomorphe bis ophitische, sogenannte normale Eruptivgesteinsstruktur gefunden wurde, weisen alle Feldbeobachtungen und der übrige, sich nicht auf die Struktur beziehende mikroskopische Befund darauf hin, dass (abgesehen von den weiter unten zu besprechenden Einlagerungen in dieser Zone) ausschliesslich Eruptivgesteine auftreten. Gründe hierfür sind im folgenden zusammengestellt:

Schon der Mineralbestand und die Gesteinsparagenese haben an sich Eruptivgesteinscharakter. Diopsidartiger Augit ist neben Hornblende häufiger Hauptgemengteil und sogar hie und da einziger dunkler Gemengteil. Auch Hypersthen ist verbreitet und in einzelnen Gesteinstypen sogar Hauptgemengteil. Viele Gesteine haben einen Erzreichtum, wie er für Para-Gesteine nicht ohne weiteres plausibel, für basische Eruptivgesteine jedoch sehr wahrscheinlich ist.

Die Hornblenden und Augite sind in ihren optischen Eigenschaften über das ganze Gebiet wenig voneinander verschieden, ja auffallend einheitlich; ausgenommen sind Kontaktzonen. Das lässt sich am einfachsten durch die Annahme erklären, dass sie aus Magmen ähnlicher Zusammensetzung und unter ähnlichen physikalischen Bedingungen auskristallisierten; sobald am Kontakt die Zusammensetzung des Magmas sich ändert, ändert sich auch die Zusammensetzung der Hornblenden und Augite.

Die Gesteine treten in einzelnen, gut voneinander unterscheidbaren und als Ganzes homogenen Varietäten auf, die nicht ineinander übergehen.

Einzelne Varietäten liegen deutlich in grösseren oder kleineren langgestreckten Linsen zwischen beidseitig gleichartigen oder auch zwischen

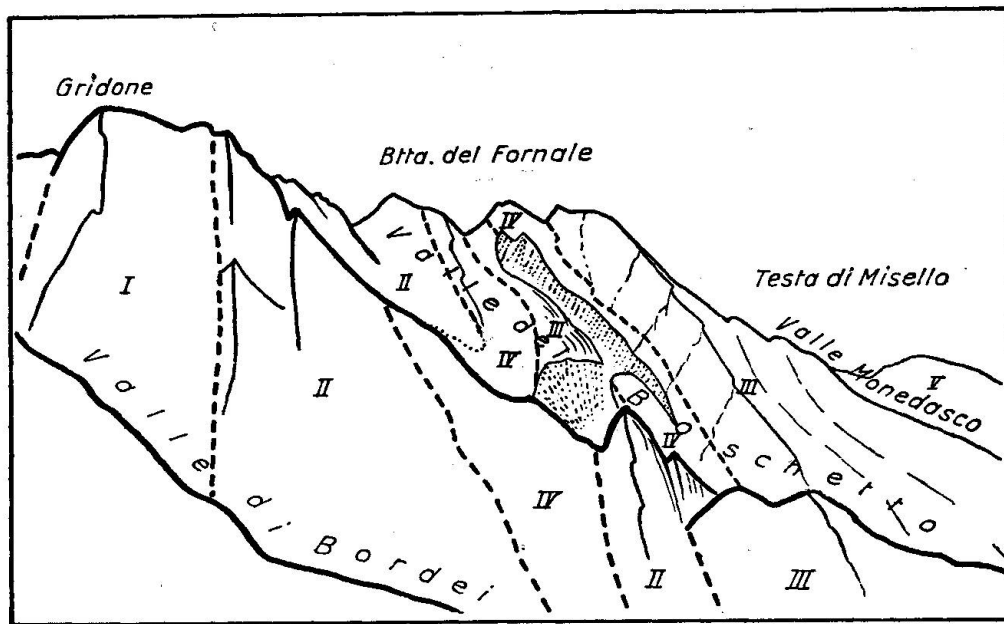


Fig. 32. Ansichtsskizze der Nordseite der Gridonekette v. den Lenzuoli, P. 1908 aus: I. feinkörnige südliche Hornblendediorite; II. mittlere augitführende Hornblendediorite; III. Hornblendeproxengabbrodiorit; IV. Fornalegabbro; V. Peridotit.

verschiedenartigen Gesteinen, welche sie auseinanderdrängen. So ist z. B. der grosse Komplex von Hornblendegabbro (Fornalegabbro) zwischen der Valle di Bordei und der Valle del Boschetto unten ganz schmal und erweitert sich gegen oben zu einer dicken Linse; er scheint von unten zwischen die Gesteine eingedrungen zu sein (vergl. S. 56/66 und Fig. 32).

Die Textur der Gesteine ist im Detail selten homogen, sondern oft gestreift oder schlierig mit hellen und dunklen Partien. Die hellen Partien sind häufig grobkörnig pegmatitartig. In einem Hornblendediorit (S. 64) enthalten sie ziemlich viel Quarz, während dieses Mineral sonst im Begleitgestein nicht auftritt; sie erwecken den Eindruck, Restlösungen einer magmatischen Erstarrung zu sein. An vielen Stellen und besonders in gewissen feinkörnigen Varietäten kann man makroskopisch ausgesprochene Fliesstexturen beobachten. Sie werden bei schlieriger Beschaffenheit der Gesteinsmasse besonders deutlich, z. B. in einem kleinen Schotterbruch nördlich des Hotels Mte. Verità, wo ein geschliffener Rundhöcker freigelegt ist. Ferner sieht man ähnliches sehr schön in der steilen Runse am E-Ende der Lenzuolikette, 50—100 m oberhalb des Horizontalweges von Mergugno nach Bedora. Dort sind Biotitgneise zwischen den feingefleckten basischen Gesteinen eingelagert. Nur die letzteren sind schlierig-fluidal (vergl. S. 62), während der Biotitgneis mit schöner paralleler Schieferung durchzieht. Die basischen Gesteinsmassen waren also

zu einer Zeit beweglich, in der sich die Biotitgneise wie Festkörper verhielten. Überhaupt sind Fliesstexturen wahrscheinlich ziemlich häufig; doch sind grössere unverwitterte und flechtenfreie Partien, wo solche Texturen deutlich sichtbar sind, eine Seltenheit.

Am S-Rande grenzt die ganze Ivreazone mit einem mächtigen Kontakt, der weiter unten im Detail besprochen wird (S. 80), an die Kinzigitzone. Mannigfaltige Kontaktfelse trifft man auch als Einlagerungen (S. 73 ff) in der ganzen Zone an. Schliesslich ist der Eruptivgesteinscharakter der basischen Gesteine der Ivreazone in den Gebieten, wo die ganze Zone mächtiger und weniger stark beansprucht ist, von italienischen und deutschen Geologen längst erkannt und nie angezweifelt worden. Auch HUTTENLOCHER (15) bezeichnet das Gestein von Anzola, welches die gleichen Eigentümlichkeiten aufweist (kristalloblastische Struktur, Schlieren, pegmatitische Partien etc.) als gabbroid und sehr wahrscheinlich ein Eruptivgestein mit gerichteter Textur („ein parallelstruiertes, schlieriglagiges und gneisiges Gestein mit Primärcharakter“).

Es scheint mir daher kaum zweifelhaft, dass wirklich Eruptivgesteine vorliegen. Ihrer Struktur nach ist zunächst denkbar, dass es sich um alte, erst nachträglich metamorph umgewandelte Gesteine handelt (Fall 1), während andererseits manches dafür spricht, dass ein einziger Grossakt der Gesteinsbildung vorliegt, welcher nicht nur die Erstarrung und die Ausbildung der kristalloblastischen Struktur, sondern auch die teilweise Kataklyse einschliesst (Fall 2). Die Strukturuntersuchungen in Verbindung mit den Feldbeobachtungen haben meiner Meinung nach erlaubt, diese Frage zu entscheiden, und zwar vorerst ohne die Frage nach dem alpinen oder voralpinen Alter dieser Vorgänge zu berühren.

Zunächst sei eine besondere Varietät, der bereits erwähnte Hornblendegabbro (Fornalegabbro) zwischen der Valle di Bordei und der Valle del Boschetto betrachtet. Die Hauptmasse ist auf der N-Seite noch von einem 2—5 m mächtigen, konkordanten, gangartigen Zug desselben Gesteins begleitet. Die Lagerung der Hauptmasse und dieser gangartigen Partie zeigt, dass der Gabbro nachträglich in ein bereits starres Nebengestein eingedrungen ist (Fig. 32). Hat er nun erst durch eine spätere Katametamorphose seine granoblastische Struktur und gerichtete Textur erhalten, so sollte diese am Nebengestein ebenfalls nachweisbar sein und zwar, da sich die Gesteine im Mineralbestand wenig voneinander unterscheiden, in gleicher Art und Intensität. Das Nebengestein ist jedoch bedeutend schiefriger und zeigt eine viel intensivere Kataklyse als der kaum mehr beanspruchte Gabbro. Somit wird wahrscheinlich, dass der Hornblendegabbro, soweit er keine Kataklyse zeigt, fast genau so aus-

kristallisierte, wie er heute vorliegt. Gegen eine nachträgliche Umkristallisation des Gabbro spricht ferner, dass der Hypersthen als einziger Gemengteil oft nach der Art einer Letztausscheidung die Zwickel zwischen den übrigen Gemengteilen ausfüllt (Fig. 11). Dies ist allerdings der einzige direkte Anklang an Eruptivgesteinsstrukturen in dem ganzen von mir untersuchten Teil der Ivreazone. Doch ist bekannt, dass andere Gesteine wie Peridotite und einzelne Gabbrodiorite unzweifelhaften Primärcharakters Strukturen besitzen, die mit Recht als kristalloblastisch bezeichnet werden dürfen.

Damit ist jedoch wahrscheinlich gemacht, dass solche Strukturen und Texturen sich tatsächlich direkt aus dem flüssigen Zustand bilden können. Auf dieselbe Weise lässt sich Analoges für einige andere jüngere Intrusivkörper, z. B. für den Peridotit und den begleitenden Hornblende-gabbro nachweisen. Sie zeigen dieselbe schlierig-fluidale Textur. Ganz ähnliche Strukturen und Texturen findet man auch bei den übrigen basischen Gesteinen, und man kann annehmen, dass sie auf gleiche Weise entstanden sind. Da ferner bisher gar keine Relikte einer ursprünglichen sogenannten normaltypischen Eruptivgesteinsstruktur gefunden wurden, halte ich mich für berechtigt, die im wesentlichen granoblastische Struktur als ursprüngliche Erstarrungsstruktur anzusehen. Auch die Dünnschliffbilder von HUTTENLOCHER (15), ARTINI und MELZI (1) und ein paar Schliffe anderer Ivreagesteine haben mich in dieser Ansicht bestärkt. Unter dieser Voraussetzung und wenn man ferner annimmt, dass alle diese Gesteine, z. B. der Fornalegabbro und sein Nebengestein im Grossen der gleichen Epoche angehören, muss man auch die mechanische Beanspruchung der Gesteine als zur gleichen Epoche gehörig betrachten; denn sie wirkte z. B. in unserem Falle auf das früher entstandene Nebengestein intensiver ein als auf den etwas später eingedrungenen Fornalegabbro.

Die Prozesse, welche an der Entstehung dieser Gesteine beteiligt waren, stelle ich mir also folgendermassen vor: Basische Magmen drangen, als die Gesteinszone noch in etwas grösserer Erdrindentiefe lag, in verschiedenen Schüben ein und erstarrten unter starker mechanischer Pressung. Man muss wohl annehmen, dass sich die Druck- und Temperaturverhältnisse, vielleicht wegen der dauernden Wärmezufuhr durch immer neue Magmenschübe, lange Zeit wenig veränderten, so dass sich die Ausscheidungen überlappten und sich alle Gemengteile etwa gleich gut entwickeln konnten; das Gestein wurde sozusagen während oder direkt im Anschluss an die Erstarrung autometamorphosiert und nahm eine granoblastische Struktur an (Piezokristallisation im weiteren Sinne). Die langsame Erstarrung muss von dauernden tektonischen Bewegungen begleitet



gewesen sein, welche besonders am Rande der linsenförmigen Intrusivkörper gerichtete Texturen zur Folge hatten. Im übrigen und besonders in Spätstadien der Erstarrung spielten sich diese Bewegungen hauptsächlich an schmalen Gleithorizonten ab, in welchen sich schliesslich die feinen, gleichmässig granoblastischen Mylonite (Typus III b) ausbildeten. Alle diese Erscheinungen lassen sich am Fornalegabbro besonders schön beobachten. In späteren Phasen der langandauernden Gesamtintrusion reagierten die ersteingedrungenen und bereits im wesentlichen verfestigten Gesteine blastisch-klastisch. Der relativ junge Fornalegabbro machte diese Kataklyse nur in einigen schmalen, gangartigen und daher etwas rascher erkalteten Partien mit; während andere Gesteine zur gleichen Zeit bereits weitgehend erstarrt waren. Je mehr sich das Gestein von den Katabedingungen entfernte, umso spröder verlief die Kataklyse; je länger hohe Temperaturen wirksam blieben, umso stärker war die Rekristallisation und umso grobkörniger wurde das Grundgewebe, d. h., das blastische Trümmergewebe. Es sollte daher möglich sein, auf Grund derartiger Erwägungen eine Altersfolge der Gesteinsbildungen abzuleiten, und dies wird nach der Beschreibung der einzelnen Gesteinstypen auch versucht werden (siehe S. 101).

Vorher muss jedoch noch eine Entscheidung über die Bezeichnung der Gesteine getroffen werden. Wir haben Gesteine vor uns, welche meiner Meinung nach echte Eruptivgesteine sind, jedoch eher die Struktur metamorpher Gesteine aufweisen. Soll man nun derartige Gesteine mit den Namen metamorpher Gesteine oder mit den Bezeichnungen der Eruptivgesteine versehen? Soll man sie Amphibolite, Augitplagioklasfelse, Olivinfelse etc. oder Diorite, Gabbro, Peridotite etc. nennen? Die Frage, ob Prozesse der normalen Eruptivgesteinsbildung oder solche einer Gesteinsmetamorphose einen prozentual grösseren Anteil an den vorliegenden Gesteinen haben, bereitet Schwierigkeiten, weil sich der geäussersten Auffassung nach die Prozesse zeitlich gar nicht voneinander trennen lassen. Auch ist der die Kataklyse begleitende Anteil von Umkristallisation und Rekristallisation nicht leicht abzuschätzen und innerhalb ein und desselben Gesteins verschieden. Willkürlich entscheide ich mich dafür, alle Gesteine ohne Ausnahme mit Eruptivgesteinsnamen zu bezeichnen und zwar aus folgenden Gründen:

Erstens sind es nach allgemeiner Auffassung Eruptivgesteine und ist bei den mit der Erstarrung verknüpften Bedingungen, welche zur Ausbildung kristalloblastischer Strukturen führten, der übliche Eruptivgesteinsmineralbestand nicht verändert worden, ebensowenig bei späteren Um- bzw. Rekristallisationen.

Zweitens sind alle Übergänge vom unzertrümmerten bis zum stark dynamometamorphen Gestein oft im gleichen Gesteinskomplex und nahe beieinander vorhanden, und man kann darum zu Übersichtszwecken nur einerlei Bezeichnung verwenden.

Und schliesslich werden die Gesteine auch in der ganzen übrigen Ivreazone als Gabbro, Diorite, Norite etc. bezeichnet, obwohl nach Dünnschliffen und Beschreibungen zu schliessen alle in mehr oder weniger granoblastischer Form vorliegen. Man darf sich mit gutem Gewissen dieser Bezeichnungsweise anschliessen, solange nicht vermehrte Beispiele dieser Art zur Prägung einer neuen Nomenklatur für solche Gesteine berechtigen oder zwingen. Von P. NIGGLI (22) sind übrigens die genannten Strukturbezeichnungen so definiert worden, dass sie von der speziellen Genesis unabhängig gebraucht werden können. Die Gesteine der Ivreazone würden in diesem Sinne ein schönes Beispiel dafür bieten, dass Strukturen, die in vielen metamorphen Gesteinen herrschend werden, unter besonderen Erstarrungsverhältnissen der Magmen schon bei Eruptivgesteinen auftreten können.

## 2. Die Gesteinstypen und ihre regionale Verbreitung

In diesem Abschnitt sollen die im einzelnen sehr mannigfaltigen Gesteine ohne Rücksicht auf den Strukturtypus zu verschiedenen Gesteinstypen zusammengefasst werden, d. h. zu Gruppen, welche einander makroskopisch und im Mineralbestand ähnlich sind. Einzelne Gesteinstypen bilden grössere mehr oder weniger einheitliche Komplexe, die auch auf der Karte ausgeschieden sind. Daneben mussten jedoch auch viele Varietäten mit geringerer Verbreitung zu grösseren Gruppen vereinigt werden. Die mit grossen Buchstaben bezeichneten Gruppen entsprechen den auf der Karte ausgeschiedenen Zonen.

Hier muss ich noch bemerken, dass es nicht möglich war, alle Varietäten genau zu untersuchen, ihre Verbreitung und die gegenseitigen Zusammenhänge vollständig abzuklären. Das muss Sache einer späteren Bearbeitung sein, die sich ganz auf diese Zone beschränkt. Es ist dies in dem mühsamen Gelände sehr zeitraubend; denn man muss, wenigstens im Abschnitt östlich der Lenzuolikette alles sorgfältig abklopfen, weil die verwitterte und flechtenbedeckte Felsoberfläche keine Details, keine Zusammenhänge und oft nicht einmal die Gesteinsgrenzen erkennen lässt. Ferner sind alle Kontakte tektonisch verwischt, d. h. stark verschiefert, so dass man die Gesteine dort nicht mehr auseinanderhalten kann; oft sind sie herausgewittert, und der Kontakt wird nur durch eine Runse bezeichnet.

a) *Reine Hornblendediorite und Chlorithornblendediorite  
der südlichen Kontaktzone*

Sie treten immer zwischen anderen Gesteinen (vergl. S. 80) in konkordanten Lagen oder Linsen von ganz verschiedener Mächtigkeit auf. Innerhalb einer Lage sind sie im allgemeinen ziemlich homogen. Es sind mittel- bis feinkörnige Gesteine mit dunkelgrün glänzender Hornblende. Der häufig vorhandene Chlorit ist aus Biotit hervorgegangen; er ist nirgends Hauptgemengteil. Plagioklas kann unter Umständen ziemlich zurücktreten (bis ca. 8%, im allg. ist jedoch das Verhältnis Hornblende + Chlorit zu Plagioklas ca. 1 : 1 bis 2 : 1). Das Gestein ist oft deutlich schief- rig, besonders wenn chlorithaltig, und auf den Schieferungsflächen dunkel- grün glänzend bis silbern schimmernd (Chlorit). Reine Hornblendediorite sind oft feinkörnig, massig und helldunkel gesprenkelt. Die Gesteine sind äusserlich immer frisch. Die Struktur ist meist vom Typus Ia; aber unter allen basischen Gesteinen tritt bei diesen, besonders bei den schief- rigen Varietäten, der kristalloblastische Charakter am auffälligsten hervor. Diese Gesteine treten nur in der südlichen Kontaktzone auf; höchstens noch in der nördlich anschliessenden Zone, da zwischen beiden Zonen keine feste Grenze besteht.

b) *Feinkörnige Hornblendediorite und -gabbro der südlichen Dioritzone*

In dieser Gruppe sind ziemlich verschiedenartige, auch im Feld gut voneinander unterscheidbare Gesteinsvarietäten zusammengefasst, die jedoch als Ganzes ein zusammenhängendes Verbreitungsgebiet haben.

Die Gesteine sind durchwegs feinkörnig und relativ homogen; d. h. im Gegensatz zu anderen Varietäten spielen grobkörnige Schlieren im allgemeinen keine grosse Rolle, und wo sie auftreten, bestehen sie fast nur aus grobkörniger Hornblende. Die Hornblende ist glänzend grün- schwarz oder schwarz. Augit fehlt oder ist nur untergeordnet vorhanden; als Hauptgemengteil ist er selten. Plagioklas ist meist Andesin von ver- schiedener Zusammensetzung, im Ganzen eher basisch. Nur in wenigen Schliffen wurde basischer Plagioklas gefunden; in einem Fall sogar Labradorit bis Bytownit. Dagegen ist Quarz ein relativ häufiger Begleiter, doch erreicht er nirgends  $\frac{1}{8}$  des Volumens. Es treten manchmal hellere und dunklere Schlieren oder Streifen mit verschiedenem Verhältnis Horn- blende/Plagioklas auf, jedoch selten augitreiche Streifen, wie in der anschliessenden Zone. Man muss wenigstens 2 Untergruppen auseinander- halten:

$\alpha$ ) Feingesprenkelte Gesteine mit gleichmässiger Verteilung der hellen und dunklen Gemengteile. Das Mengenverhältnis von Hornblende zu Plagioklas schwankt etwa zwischen 3:1 und 1:1; hellere Partien, in denen Plagioklas vorherrscht, sind selten. Einen aus dieser Zone stammenden Hornblendediorit („Plagioklasamphibolit“) vom Mte. Verità bei Ascona liess SUZUKI analysieren. Die chemische Analyse (Analytiker: SCHUMANN) lieferte folgende Molekularwerte (23):

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	h
103	14,5	53	27	5,5	0,31	0,49	9,6	0,25	10

In einem vom gleichen Gestein stammenden Dünnschliff (SUZUKI 39) wurde durch Integration folgende Zusammensetzung ermittelt: Hornblende 52%, Plagioklas 46,5%, Erz 0,8%, Titanit 0,7%. Die Plagioklaszusammensetzung wurde auf dem Universaldrehtisch an verschiedenen Individuen mit 34%, 34%, 30%, 40%, 30%, 38%, 30%, 33% An bestimmt.

Die Struktur gehört fast immer zu den einfachen Mosaikstrukturen (Ia—d) (Fig. 9, 15). Das Gewebe ist, obwohl es makroskopisch als feinkörnig bezeichnet wird, doch immer relativ grobkristalloblastisch (ohne Kleinkorngewebe). Einfach granoblastische Gesteine (Ia) sind in der Minderzahl. Häufiger erkennt man deutlich Effekte der Blastokataklase in verschiedenem Grade (Ib—d); weil jedoch die Korngrösse der Trümmer von derjenigen der Ursprungsmineralien nicht wesentlich verschieden ist (Zerbrechen in wenige Bruchstücke), gibt es keine deutlich heteroblastischen Strukturen. Diese Dioritvarietäten vermitteln zwischen denjenigen der Kontaktzone und den mittleren der Gruppe C; sie treten jedoch auch noch vereinzelt in kleinen Linsen zwischen den letzteren auf.

$\beta$ ) Weissgefleckte Gesteine, sog. Fleckendiorite. Auch in diesen Gesteinen wiegt im allgemeinen die Hornblende vor Plagioklas etwas vor: (H : P ca. 1 : 1 bis 2 : 1). Die hellen Flecken sind linsenförmige Gebilde; im Querschnitt länglich schmal, in der Schieferungsebene rundlich bis oval mit einem grössten Durchmesser zwischen 0,5 und 2 cm, in welchen Plagioklas angereichert ist (Fig. 12). Sie können ziemlich dicht oder auch lockerer stehen und sind alle einander parallel, jedoch ist oft die grösste Hauptschnittebene auffallenderweise nicht parallel der Schieferungs- oder der Fliessrichtung des Gesteins. Strukturell herrscht der Typus Ib vor. Ziemlich weitgehende Blastokataklase bei kleinem Ursprungskorn und relativ grobkörnig rekristallisiertem Trümmergewebe. Es gibt jedoch auch einfach granoblastische Varietäten.

Wo diese Fleckendiorite gut aufgeschlossen sind (z. B. am unteren, neuen Weg von Arcegno nach Ronco oder an der S. 55 erwähnten Stelle am E-Fuss der Lenzuoli) sieht man oft deutliche Fluidaltextures: gröbere und feinere Partien, auch gefleckte und feinkörnig homogene Schlieren fliessen durcheinander oder wechseln lagenweise. Die Fliessrichtung weicht jedoch nie stark von der Schieferungsrichtung ab, und es ist manchmal schwer oder unmöglich, Fliess- und Schieferungsrichtung auseinanderzuhalten. Ausserdem ziehen tektonische Bewegungsflächen durch das Gestein, die jedoch nicht scharf begrenzt sind: Die Schieferungs- oder Fliessrichtung biegt von beiden Seiten in die Bewegungsrichtung ein, wie die Schichten bei einer Flexur; die hellen Flecken sind etwas in die Länge gezogen, und man erhält den Eindruck, die Gesteinsmasse habe sich zur Zeit, da diese Bewegungen stattfanden, in einem relativ leicht verformbaren Zustand befunden. Diese Feldbeobachtungen führen wie der mikroskopische Befund zur Annahme, dass die Bildung, d. h. in diesem Falle die Auskristallisation aus Magmen und die mechanische Beanspruchung gleichzeitig oder kurz nacheinander erfolgten, d. h. zu einem und demselben Grossprozess gehörten.

Über die Entstehung der Flecken und das häufige Abweichen von der Schieferungsrichtung bin ich mir noch nicht im Klaren. Vielleicht haben sie dieselbe Entstehungsweise wie in dem von WANG (41) beschriebenen Granatamphibolit von Gordola, wo sich Granat in Hornblende und Plagioklas umgewandelt hat. Im vorliegenden Fall enthalten die Flecken neben Plagioklas auch noch etwas Hornblende, und es wurden sogar in einem Schliff und an zwei Stellen anstehend kleine, fremdgestaltige Granatkörner darin angetroffen. Die Untersuchung des neuaufgeschlossenen Materials an der neuen Strasse Arcegno-Ronco kann vielleicht zur Entscheidung der Frage beitragen.

Diese Fleckendiorite nehmen im wesentlichen den nördlichen Teil der südlichen Zone ein und sind als 100—200 m mächtiger Zug, der allerdings auf der S-Seite nicht immer sehr deutlich begrenzt ist, vom Südhang der Balladrüm bis zum Gridone durchgehend verfolgbar.

*c) Mittelkörnige Diorit- und Gabbro-Varietäten (mittlere Diorit- und Gabbrozone)*

Die Gruppe umfasst so verschiedenartige Varietäten, dass eine weitere Unterteilung notwendig sein wird. Die Gesteine unterscheiden sich von der vorhergehenden Gruppe makroskopisch im allgemeinen durch eine Zunahme der scheinbaren Korngrösse. Unter dem Mikroskop zeigt

sich allerdings, dass normalerweise nur die dunklen Gemengteile, vor allem die Hornblende, noch in grösseren Einzelkörnern vorliegen; Plagioklas höchstens teilweise und nur dann, wenn er basisch ist. Das Übrige ist zertrümmert und bildet ein Grundgewebe, das im allgemeinen noch nicht sehr feinkörnig ist. Der herrschende Strukturtypus ist daher IIa. In diesen Gesteinen kann auch Augit in wesentlichen Mengen vorhanden sein oder sogar Hauptgemengteil werden. Da er immer eine starke und allseitige Zertrümmerung des Gesteins begünstigt, kommen auch die Strukturtypen Ib und seltener IIIa vor.

α) Streifendiorite. Unter dieser Bezeichnung habe ich diejenigen Varietäten vereinigt, welche sich durch eine auffallende parallele Streifung auszeichnen. Die Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung der Streifen sind jedoch nicht bei allen Varietäten dieselben. In einem Hornblendendiorit mit tiefschwarz glänzender Hornblende, der zwischen Boreda und der Balladrüm meist direkt an den Fleckendiorit anschliesst, wechseln dunkle, hornblendereiche bis fast hornblenditische Streifen mit hellen plagioklasreicheren. Er führt im allgemeinen nur wenig bis gar keinen Augit, dafür an manchen Stellen in den hornblendereichen Streifen etwas Biotit. Feine, bis 5 mm mächtige, graugrüne, augitreiche Streifen kommen nur selten vor.

Weiter im Innern der Zone und vor allem gegen W (Lenzuoli, Valle di Bordei) tritt wesentlich Augit hinzu und die Streifung wird mannigfaltiger: dunkle hornblendereiche, graugrüne augitreiche, helle plagioklasreichere Streifen, ferner grob und feinkörnigere Streifen wechseln in bunter Folge miteinander ab.

Die Streifung muss auf jeden Fall schon primär vorhanden gewesen sein, wenn man annimmt, dass es sich wie bei allen übrigen Ivreagesteinen um Eruptivgesteine handelt. Strukturell unterscheiden sie sich nicht von den anderen Gesteinen. Sie sind oft noch relativ feinkörnig, und bei ihnen findet man noch häufig Strukturen vom Typus Ib oder Ic. Die Plagioklaszusammensetzung schwankt zwischen 30% und 45% An. Über das Mengenverhältnis der verschiedenen Mineralien lässt sich nichts Genaues sagen, da die Zusammensetzung stark wechselt. Im Ganzen genommen dürften die dunklen Gemengteile den Plagioklas überwiegen.

β) Hornblendendiorite. Zwischen den Streifendioriten gibt es auch ungestreifte, massigere Diorite. Ein Komplex wurde beispielhaft herausgegriffen und im Terrain näher untersucht. Er ist nördlich von Ronco als 1000 m lange und 50—70 m breite langgestreckte Linse zwischen die Streifendiorite eingeschaltet. Es ist ein verhältnismässig grobkörniger Diorit mit schwarzer Hornblende und basischem Andesin (44—



48% An), Hornblende : Plagioklas = 3 : 2 bis 2 : 1. Überall verteilt sieht man grobkörnige, pegmatitartige helle Schlieren. Die Textur ist nur am Rande deutlich schiefrig, sonst noch ziemlich massig; der Strukturtypus IIa  $\alpha$ , d. h. die von Auge noch deutlich und in ursprünglicher Grösse sichtbaren Plagioklaskörner sind bereits zertrümmert, jedoch ohne sich stark mit Hornblende zu vermischen. Die hellen Schlieren enthalten Plagioklas (Andesin) und ziemlich viel Quarz. Der letztere ist nur in diesen Schlieren vorhanden; es dürfte sich also um überall im Gestein verteilte Restlösungen handeln.

Weitere Hornblendediorit-, Augithornblendediorit-, z. T. auch Gabbro-Varietäten von kleinerem Ausmass sind wahrscheinlich in ähnlicher Weise linsenförmig eingeschaltet. Sie wurden wegen den erwähnten Terrainschwierigkeiten nicht näher untersucht.

$\gamma$ ) Augithornblendegabbrodiorit. Dies ist ein mehr oder weniger einheitlicher Komplex auf der Nordseite dieser Teilzone in der Gegend südlich und östlich der Alpe di Naccio. Dicklinsenförmige, dunkle Hornblendekörner treten deutlich gegenüber dem hellen Grundgewebe und dem weniger auffälligen grünlichen Augit hervor. Die Hornblendelinsen sind alle nach einer Richtung eingeregelt; je nachdem sie flacher oder isometrischer sind, ist das Gestein mehr oder weniger deutlich schiefrig. Auch ist es häufig etwas gestreift, jedoch nicht so deutlich wie die Streifendiorite: grob- und feinkörnige, hornblende- und augitreiche Streifen wechseln ab. Der Augit tritt jedoch gegenüber der Hornblende noch zurück. (Das Mengenverhältnis Hornblende : Augit ist maximal 1 : 1, manche Schliffe sind jedoch beinahe augitfrei). Der Plagioklas schwankt in verschiedenen Schliffen zwischen 45% und 55% An (Hornblende + Augit : Plagioklas = 3 : 2 bis 3 : 1). Die Struktur ist fast durchwegs IIa  $\beta$  Hornblende bildet ovale Porphyroklasten, die mit dem Grundgewebe verzahnt sind. Die Anwesenheit von Augit bedingt relativ starke Zertrümmerung und Mischung der Gemengteile (polymiktes Grundgewebe) (Fig. 29). In besonders stark beanspruchten Zonen findet man auch Struktur IIIb (Fig. 28). Ausserdem stechen helle pegmatitartige grobkörnige Schlieren oder schmale Linsen heraus, welche meist denselben Plagioklas und die gleiche Hornblende enthalten, wie das Gestein; hie und da auch Augit. Sie gehen kontinuierlich und ohne irgend eine scharfe Grenze ins normale Gestein über, besitzen auch im wesentlichen dieselbe Struktur wie dieses und unterscheiden sich von ihm überhaupt nur durch das grobe Korn.

*d) Hornblendeproxengabbrodiorit*

Das Gestein hat eine gewisse Ähnlichkeit mit dem vorhergehenden, von dem es sich vor allem dadurch unterscheidet, dass der Augit unter den dunklen Gemengteilen vorwiegt. (Wegen der stark wechselnden Zusammensetzung, weil sich die verschiedenen Gemengteile im Handstück oft nicht recht voneinander unterscheiden lassen und weil mir von dieser Varietät nur verhältnismässig wenige Schliffe zur Verfügung stehen, kann ich die Mengenverhältnisse nicht genauer angeben). Das Gestein ist mittelkörnig, immer deutlich geschiefert, jedoch äusserst zäh und beim Schlagen absplitternd. Schon von blossen Auge erkennt man grössere dunkle Körner, die in einem etwas verschwommenen hellen oder grauen Gewebe eingebettet liegen. Die dunklen Körner sind meist Augite oder Hornblenden; letztere sind immer deutlich linsenförmig; dazu tritt häufig Hypersthen, der zwar lokal angereichert sein kann, im Ganzen jedoch Nebengemengteil bleibt. Der Plagioklas ist basischer Andesin bis saurer Labradorit (45%—55% An); das Verhältnis der dunklen Gemengteile zum Plagioklas dürfte nicht stark von 1 : 1 verschieden sein. Augitreiche Stücke sehen matt graugrün aus, haben oft eine etwas verwischte Struktur und wittern violett an. Die meist recht beträchtliche Erzführung ist erst im Dünnschliff bemerkbar, weil das Erz entweder fein verteilt oder nicht leicht von der ebenfalls dunklen Hornblende zu unterscheiden ist.

Was die Mineralverteilung und die Korngrösse betrifft, sind diese Gesteine meist äusserst inhomogen; bei starker Verschieferung ist alles zu hellen und dunklen Striemen ausgewalzt. Manchmal wird durch augitreichere und -ärmere Lagen eine deutliche Streifung hervorgerufen; häufiger jedoch vollzieht sich der Übergang ganz allmählich. Grob- und feinkörnigere Partien wechseln in unregelmässiger Verteilung. Auch grobkörnige, pegmatitartige Linsen liegen entweder normal in der Schieferungsrichtung oder können als noch etwas grobkörnige Schlieren mehr oder weniger selbständig d. h. diskordant verlaufen.

Die Struktur gehört vorwiegend zum Typus IIb: Das Grundgewebe ist feinkörniger als in den bisher besprochenen Varietäten; einerseits wegen des grossen Augitgehaltes und anderseits weil es weniger gut um- bzw. rekristallisiert ist. Daneben findet man in hornblendereichen Partien auch IIa, in stark schiefriigen Zonen IIIa und an alten Bewegungsflächen IIIb.

Dieser Gesteinskomplex beginnt erst westlich der Alpe di Naccio, nimmt gegen W rasch an Mächtigkeit zu und bildet dann die Hauptmasse der Zone bis zur Grenze.

e) *Der Fornalegabbro (Hornblendegabbro)*

Der Gabbro hat seinen Namen von der Bocchetta del Fornale. Er ist jünger als die bisher besprochenen Gesteine. Das wird durch seine Lagerung (Fig. 32, S. 55) bewiesen. Er steckt in Form zweier paralleler Züge zwischen den Streifendioriten und dem Hornblendeproxengabbro, z. T. ganz in den Streifendioriten, die er auseinanderdrängt, indem er sich gegen oben stockartig erweitert; der andere Zug liegt ganz im Hornblendeproxengabbro. Gegen Osten keilen sie beide aus.

Im Handstück ist der Gabbro vollkommen frisch, von massiger oder gerichteter Textur, mittlerem bis grobem Korn und ausserordentlich zähe. Nur am Rande wird er deutlich schiefrig und im nördlichen Zug habe ich ausserdem eine 0,5–1 m breite, stark verschieferte Bewegungszone gefunden. Der Kontakt mit dem Nebengestein ist leider immer tektonisch verwischt.

Das Gestein besteht aus Plagioklas und grüner Hornblende im Verhältnis  $H : P = 1 : 1$  bis  $2 : 3$ ; Augit tritt nur untergeordnet auf, max. 5%, dagegen kann hie und da Hypersthen, kenntlich an seiner rostroten Anwitterungsfarbe, wichtig werden. Es ist einer der erzärmsten Gesteinstypen. Der Gabbro hat eine schlierige Textur wie keines der bisher besprochenen Gesteine. Helle plagioklasreiche und dunkle hornblende-reiche Partien, mittelkörnige und solche mit grossen Hornblendekristallen wechseln schlierig miteinander ab; manchmal in Form von Streifen, oder die Hornblende bildet dunkle Flecken, so dass das Gestein wie getigert aussieht. Hie und da wird der Gabbro von Hornblendeschlieren oder schlierenartig verlaufenden Gängen durchbrochen. Auch der Hypersthen ist nur schlierenweise angereichert und bleibt daher im Ganzen gesehen Nebengemengteil.

Im Dünnschliff erweist sich der Plagioklas ziemlich variabel, zwischen 60% und 80% An, er ist immer sehr frisch. Die Hornblende ist auffallend hell (hellblaugrün bis helloliv) mit sehr schwachem Pleochroismus und häufig optisch positiv. Es wurden auf dem Universaldrehtisch in verschiedenen Schliffen ganz verschiedene Werte erhalten:

$$\begin{array}{ll} \text{positive Hornblende: } n_{\gamma}/C = 17-20^{\circ} & 2V = 80-89^{\circ} \\ \text{negative Hornblende: } n_{\gamma}/C = 15-16^{\circ} & 2V = -80 \text{ bis } -86^{\circ}. \end{array}$$

Das Auftreten positiver oder negativer Hornblende im Gestein scheint ohne Gesetzmässigkeit zu sein, doch ist die positive häufiger. Der Hypersthen ist im allgemeinen nach der Art einer Letztausscheidung in den Zwickeln zwischen den Plagioklasen (Fig. 11) und häufig noch von einem kleinen Hornblenderand umgeben. Hie und da hat er sich in Antigorit oder z. T. in Talk umgewandelt.

Die Struktur ist im normalen, unbeanspruchten Gestein granoblastisch Ia, die Textur massig oder gerichtet (Fig. 10, 14). Tritt leichte Kataklase dazu, so reagiert der basische Plagioklas genau wie die Hornblende durch Abspalten randlicher Körnchen (Id; Fig. 14); bei stärkerer Verschieferung entsteht IIb (Fig. 26). Unter den Blastoporphyrroklasten fallen besonders die Plagioklase mit ihren oft stark gekrümmten Druckzwillingslamellen auf. In den Bewegungszonen schreitet die Blastokataklase fort bis zu IIIb. So hat man hier im gleichen Gestein fast alle Strukturtypen nebeneinander mit allen Übergängen. Aber während hier nur die randlichen Partien verschiefert sind, ist das Nebengestein durchgehend schiefrig und also sicher vor dem Eindringen des Gabbro gleichmässig beansprucht worden.

#### f) Hornblendenorit

Der Hornblendenorit bildet am Nordhang der Rocce del Gridone eine 400—600 m mächtige Masse, welche gegen E auskeilt. Er ist im Ganzen noch etwas grobkörniger als der Hornblendegabbro und wie dieser massig oder gerichtet, schlierig, schlierenhaft gebändert oder dunkel gefleckt (Fig. 33), ganz frisch und ausserordentlich zähe. Auch grobkörnige, pegmatitartige Schlieren sind vorhanden. Der Norit besteht aus dunkelgrüner Hornblende, matt dunkelgrünem Augit, weissem Plagioklas und rötlichgrau fettglänzendem Hypersthen.

Der Plagioklas variiert stark von Schliff zu Schliff von 60% bis 85% An.

Die Hornblende ist etwas dunkler als im Gabbro aber trotzdem noch verhältnismässig hell, spielt etwas ins olivbraune und ist teilweise optisch positiv. Es wurden gemessen:

2 Schliffe Universaldrehtisch:  $n_{\gamma}/c = 16, 18^{\circ}$   $2V = +84, -87^{\circ}$

4 Schliffe im gew. Mikroskop:  $n_{\gamma}/c = 11-13^{\circ}$   $2V = \text{rel. gross, negativ.}$

Ein wesentlicher Unterschied in der Färbung der beiden Hornblendenarten wurde nicht festgestellt.

Der monokline Pyroxen ist ein grünlicher diopsidischer Augit und enthält meist feine Zwillingslamellen nach (010), hie und da auch nach (100), verbunden mit einer entsprechenden Absonderung. Vermutlich handelt es sich um Druckzwillingsbildung.

Auf dem Universaldrehtisch wurden gemessen:  $n_{\gamma}/c = 41-42^{\circ}$ ,  $2V = 50-54^{\circ}$ . Dies entspricht ungefähr einer Zusammensetzung von 50% Diopsid, 33% Klinoenstatit und 17% Hedenbergit.



Fig. 33. Schlieriger, relativ grobkörniger Hornblendediorit, Valle Monedasco.

Der Hypersthen hat einen deutlichen Pleochroismus der üblichen Art. Universaldrehtischmessungen in 2 Schliffen ergaben:  $2V = 68\text{--}69^\circ$  bzw.  $75^\circ$ , was einer Zusammensetzung von 26% bzw. 23%  $\text{FeSiO}_3$  entspricht.

Wegen einer stark und von Schliff zu Schliff wechselnden Zusammensetzung können über die Mengenverhältnisse der Mineralien wie in allen diesen Gesteinen keine exakten Angaben gemacht werden. Trotzdem wurde ein Dünnschliff, von dem ich glaube, dass er mittlere Verhältnisse einigermaßen richtig widerspiegelt, auf dem Integrationstisch vermessen. Die Messung ergab: 32,5% Plagioklas, 34% Hornblende, 17% Hypersthen und 16,5% Augit.

Für diesen Norit musste ein eigener Strukturtypus IVa geschaffen werden. Das ganze Gestein scheint mehr oder weniger klastisch zertrümmert, d. h. gleichzeitige Umkristallisation oder nachträgliche Rekristallisation. Jedoch ging damit im allgemeinen keine Verschieferung Hand in Hand; der Norit wurde also einfach zerdrückt ohne Differentialbewegungen im Gestein. Nur im E-Zipfel und am Rande findet man wirklich verschieferte Gesteine (Tafel I, Fig. 3). Auch hier reagieren zuerst Plagioklas, Hornblende und Augit; der Hypersthen bleibt sehr lange in seiner ursprünglichen Gestalt erhalten bevor er in wenige grosse, zusammenbleibende Stücke zerfällt.

Der Norit steckt ganz im Hornblendeproxengabbrodiorit und muss aus den gleichen Gründen wie der Fornalegabbro jünger sein als jener.

## D. Der Nordrand der Diorit- und Gabbrozone

### 1. Allgemeiner Charakter

Mit ihrem Nordrand grenzt die Ivreazone an die Insubrische Linie. Die Diorit- und Gabbrogesteine reichen jedoch nur im östlichen Teil bis an diese Linie, im westlichen Teil drängt sich der Peridotit dazwischen, und die Gesteine stehen nun mit diesem im Kontakt. Die Insubrische Linie ist eine tektonische Grenze, an welcher grosse Verschiebungen stattgefunden haben. Diese sind nicht ohne Einfluss auf das Nebengestein geblieben. Die Effekte, welche sie hervorriefen, sind jedoch ausserordentlich verschieden und überall wieder etwas anders. Bis etwa 10—30 cm vom N-Rand reicht eine Zone starker Zerrüttung und Durchklüftung, und die Klüfte sind häufig mit Epidot ausgefüllt, so dass oft ein Netz von max. 1 cm breiten Epidotadern das Gestein in allen Richtungen durchzieht; nur in den ersten 2—3 m kommt es zu einer eigentlichen Verschieferung. Noch weitergehende mechanische Beanspruchung führt zur vollständigen Mylonitisierung (Strukturtypus IVc). Diese Mylonite wurden jedoch wieder verfestigt und liegen nun als sehr harte, zähe Ultramylonite vor (Tafel I, Fig. 6). Allerdings sind sie fast immer nachträglich wieder stark durchklüftet worden; sie lassen also zwei getrennte Bewegungsphasen erkennen.

Soweit wie die Zerrüttung oder auch etwas weiter können Prozesse der Epimetamorphose reichen: Chloritisierung der Hornblende und Zoisitisierung des Plagioklases. Jedoch nur innerhalb der ersten 10 m sind sie stellenweise so intensiv, dass die Gesteine dadurch tiefgreifend umgestaltet wurden.

### 2. Petrographische Zusammensetzung

Es ist sehr auffällig, dass im ganzen östlichen Teil, bis zum Peridotit fast nirgends eine der Hauptvarietäten direkt im Kontakt mit der Insubrischen Linie steht; es schieben sich immer wenigstens 1—2 m mächtige Gesteinskörper verschiedenster Art dazwischen.

#### *a) Nichtdioritische Gesteine*

Sehr häufig sind es Biotit- oder Granatbiotitgneise (bzw. Chloritgneise) vom Strukturtypus II b. Am Hügel Brumo an der Strasse Arcegno-Ronco fand ich hornfelsartigen Granatbiotitsillimanitgneis ohne Kataklase, Chloritgneis-Mylonit (z. T. feines Trümmaterial, z. T. isotroper



Mylonit-Mörtel mit einzelnen Trümmern), Biotitgneis-Mylonit mit noch granoblastischen Relikten und z. T. isotropem Mylonitmaterial. Etwas westlich davon Granatsillimanitglimmerschiefer von einigen Clivageflächen durchzogen. Dies sind einige zufällige Proben aus dem einförmig braun aussehenden Gestein, das beim Schlagen in lauter linsenförmige Stücke zerfällt, welche aber dann sehr zäh und schwer „aufzuknacken“ sind. An anderen Stellen schalten sich auch noch feinkörnige Dioritlinsen oder -lagen von z. T. granoblastischer Struktur Ia ein. Auf der S-Seite des Birkenweges, 600 m SW der Kirche Arcegno, stehen dunkelgrüner Mylonit und Chloritgneis an; letzterer ist durch ein spitzwinkliges Netz von Clivageflächen in kleine Parallelogramme zerlegt. 300 m westlich davon, auf der Südseite der Gratena liegt 30 m vom N-Rand eine Linse von Silikatmarmor. Die eigentlichen Randgesteine sind dort stark verruschelt und pegmatitisch injiziert; wahrscheinlich Glimmerschiefer oder Glimmergneise. Weiter gegen Westen bilden dieselben Gesteine (z. T. stark verschiefert und verruschelt) oder gut erkennbare Biotitgneise und Granatbiotitgneise mit Pegmatiten und gelegentlich darinsteckenden Dioritlinsen den Nordrand der Zone. Das sehr häufige Auftreten nicht-dioritischer, tonerdereicher Gesteine am Nordrand der basischen Gesteinszone — manchmal, z. B. am Brumo, sehen sie aus wie an die Diorite angeklebt — kann ich nur so erklären, dass es sich um kontaktmetamorphes Nebengestein handelt, welches sich durch die Kontaktmetamorphose beim Eindringen der basischen Gesteine fest mit denselben verband, so dass bei den späteren Bewegungen die harten Kontaktfelse vom Muttergestein abgeschert wurden und mit den basischen Gesteinen zusammen auf der Südseite der Bewegungszone blieben, während die Bewegungen sich vorwiegend im schiefrigen Nebengestein abspielten. Nebengestein sind die Glimmergneise, Glimmerschiefer und Kalke des Canavese. Diese Gesteine könnten ihrem Chemismus nach sehr wohl als die Muttergesteine jener Kontaktfelse gelten, soweit dies ohne chemische Analysen beurteilt werden kann.

#### *b) Dioritische und pegmatitische Gesteine*

In dieser Schwächezone drangen später noch Diorite und Pegmatite empor. Die ersteren lassen in ihrer Struktur keine Blasto-Kataklase erkennen; sie müssen jünger sein als die meisten übrigen basischen Gesteine.

Pegmatite waren vermutlich das Ausgangsgestein eines hellen, sehr harten und zähen Quarz-Feldspat-Ultramylonits, welcher von der Gegend

der Alpe di Naccio nach Westen bis gegen Löden (oberhalb Bordei) immer wieder in dieser Zone auftritt. Man erkennt dies aus einzelnen sehr grossen, noch mehr oder weniger zusammenhängenden Feldspatrelikten (Oligoklas oder Alkalifeldspat) (Tafel I, Fig. 6).

Ein besonders eigenartiges Gestein wurde am Südhang des P. Leone angetroffen. Es folgt dort dem N-Rand in etwas wechselnder Mächtigkeit (10—50 m). Es ist eine sehr inhomogene Hornblendedioritbreccie mit Epidot-Zement. Die Farbe wechselt in unregelmässigen, oft scharf eckig begrenzten, oft ineinander übergehenden Partien von Dunkelgrün über Graugrün zu fahlem Grünlichgrau. Dazwischen durchsetzen Adern von gelblich-grünem Epidot und grünlichweissen bis weissen pegmatitartigen Massen das Gestein.

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass Epidot die Grundsubstanz bildet, in welcher eckige Bruchstücke eines Hornblende-Albitgesteins oder auch nur einzelne dunkle Hornblende- oder helle Albitkörner eingebettet sind (Tafel I, Fig. 7). Der Albit ist im allgemeinen frisch, nur wenn er mehr als 5% An enthält, etwas zersetzt. Die Hornblende ist z. T. noch ganz frisch und dieselbe, wie in allen Diorit- und Gabbrogesteinen; nur stellenweise ist sie in Chlorit oder in strahlsteinartige Hornblende umgewandelt. Es liegt nahe, das Gestein als vollkommen epimetamorphes Gabbro anzusehen, bei welchem der basische Plagioklas sich in Albit und Epidot umgewandelt hat. Folgende Umstände sprechen dagegen: Man findet keine Relikte des umgewandelten Plagioklases. Keines der angrenzenden Gesteine hat eine so vollständige Epimetamorphose durchgemacht. Albit und Epidot verhalten sich ganz verschieden und scheinen getrennt entstanden zu sein. Der Epidot erfüllt, als ob er aus Lösungen auskristallisiert wäre, alle Ritzen, Sprünge und Klüfte.

Später wurde ein daran angrenzender Hornblendediorit gefunden, dessen Plagioklas Albit ist (Fig. 31). Er besitzt die Struktur IVa (rein klastische Zertrümmerung). Die Risse und Klüfte sind teils mit Epidot, teils mit Zeolith und Chlorit verheilt. Der Chlorit stammt aus der stellenweise chloritisierten Hornblende. Die ursprüngliche Struktur ist in wenig beanspruchten, unzersetzten Partien noch sehr deutlich erkennbar: eine granoblastische Ia-Struktur. Die Textur ist schlierig: Anhäufungen von Hornblende; solche Partien sind meist grobkörniger als das übrige Gestein. Dieser Diorit grenzt an stark verschieferten Hornblendeproxen-gabbrodiorit (Struktur IIb bis IIIa).

Es scheint mir sehr wahrscheinlich, dass die Breccie aus einem solchen Diorit durch noch stärkere Zertrümmerung hervorgegangen ist, wobei Epidot und Pegmatitmaterial die Lücken ausfüllten. Der Anteil des Epi-

dots am Gestein wechselt stark; z. T. füllt er nur kleine Risse und Klüfte aus; in anderen Partien wieder bildet er die Hauptmasse, in welcher höchstens einige Gesteinsbruchstücke und einzelne Mineralien schwimmen. Im Ganzen ist er sehr reichlich vorhanden; aber die Frage, woher er kam, muss einer späteren Untersuchung vorbehalten bleiben; ich habe noch gar keine Anhaltspunkte.

Nach dieser Breccienbildung erfolgte weitere Beanspruchung; das ursprünglich überall granoblastische Epidotgewebe ist oft teilweise zu einem mylonitischen Mörtel zerdrückt, in welchem keine Korngrenzen mehr erkennbar sind. Aber nachher wurde das Gestein wieder vollständig verfestigt und ist nun ebenso zäh und massig wie die Ultramylonite.

Die Dioritbreccie setzt erst westlich der Alpe di Naccio, also ungefähr gleichzeitig mit dem Hornblendeproxengabbrodiorit ein und folgt dann, 10—30 m mächtig, dessen Nordgrenze gegen Westen. Auch im Kontakt mit dem Peridotit oberhalb Löden wurden noch ähnliche Gesteine gefunden, und im Bergsturzschutt in der V. di Bordei wird sie häufig angetroffen; sie muss daher auf dem Kamm von basischen Gesteinen, welcher zwischen Valle di Bordei und Valle del Boschetto den Peridotitkomplex überdeckt und von welchem das Bergsturzmaterial stammt, noch vorhanden sein; anstehend wurde sie dort bisher nicht angetroffen und darum nicht kartiert.

Auf der Südseite der Gratena, 600 m westlich M. Verità, steckt in der Randzone, ganz nahe an der Insubrischen Linie, ein 3 m mächtiger Gang eines massigen lamprophyrischen Ganggesteins (Malchit), der keine Spur von Kataklaste zeigt. In einer ganz späten Phase wurden die Gesteine dieser Randzone z. T. noch grob durchklüftet und von Clivageflächen durchzogen.

Der Peridotit wird im westlichen Abschnitt bis Löden von der Breccie begleitet und zwar ohne Zwischenlagerung nichtdioritischer Gesteine. Dann, in der Valle di Bordei, verschwindet die Breccie, und der Hornblendeproxengabbrodiorit tritt in direkten Kontakt mit dem Peridotit.

## **E. Zusammenfassende Resultate**

Der Vergleich der verschiedenen Gesteinstypen und ihrer Struktur ergibt unter Berücksichtigung ihrer Lage in der Gesamtzone folgendes:

1. Die Struktur ist auf der Südseite der Zone rein granoblastisch und wird gegen Norden in zunehmendem Masse blastokataklastisch, am Nordrand sogar rein kataklastisch bis mylonitisch. Das durch Kataklaste ent-

stehende Kleinkorngewebe ist im Süden noch relativ grobkörnig, gut kristalloblastisch und wird gegen Norden immer feinkörniger und mörtelähnlicher; Umkristallisation und Rekristallisation werden in dieser Richtung immer geringfügiger. Die Struktur ändert sich von Süden gegen Norden im Grossen gesehen kontinuierlich in der Reihenfolge Ia  $\rightarrow$  Ic, d  $\rightarrow$  Ib  $\rightarrow$  IIa  $\rightarrow$  IIb  $\rightarrow$  IIIa  $\rightarrow$  IVb  $\rightarrow$  IVc; IIIb und IVa sind Spezialstrukturen. Eine Ausnahme bildet der später eingedrungene Fornalegabbro.

2. Die ursprüngliche und makroskopisch noch jetzt erkennbare granoblastische Struktur ist in den südlichen Varietäten feinkörnig und wird gegen Norden im Ganzen grobkörniger. Die jüngsten Gesteine (Fornalegabbro und Norit) sind die grobkörnigsten.

3. Von Süden gegen Norden nimmt die schlierige Textur zu. Vollkommen inhomogen und schlierig sind wiederum die beiden jüngsten Gesteine.

4. Von Süden gegen Norden nimmt der Augitgehalt zu und der Plagioklas wird langsam basischer; auf der Nordseite tritt noch Orthaugit hinzu. Hornblendegabbro und Norit, die meiner Auffassung nach jüngsten Gesteine, haben den basischsten Plagioklas, und der Norit enthält prozentual am meisten Augit und Orthaugit. Die Gesteine werden also im mineralogischen Sinne basischer, in der Reihenfolge Diorit-Gabbro-Norit.

## F. Die Einlagerungen

Die Untersuchung der Einlagerungen soll eine Art Prüfstein dafür sein, ob die im Vorangehenden gezogenen Schlüsse haltbar sind; d. h. ob die an diesen Gesteinen gemachten Beobachtungen damit in Einklang stehen, sie vielleicht sogar noch unterstützen.

Die Einlagerungen sind nur da, wo ich sie direkt beobachtet und notiert habe, in die Karte eingetragen; über ihre absolute Menge und ihren vollständigen Verlauf gibt die Karte keine Auskunft.

### a) *Biotitgneise und Granatbiotitgneise*

Sie haben grosse Ähnlichkeit mit den Biotitgneisen der Kinzigitzone, sind jedoch meist massiger und oft grobkörniger als diese. Daneben existieren sie auch in ziemlich feinkörniger Ausbildung. Die Hauptminerale sind Quarz, Plagioklas (Oligoklas oder Andesin) und Biotit  $\pm$  Sillimanit.

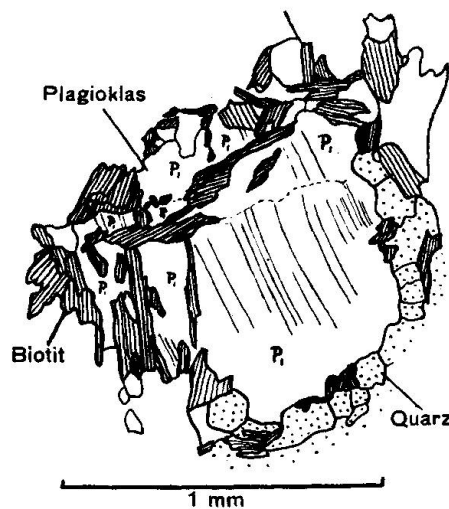


Fig. 34. Teilweise zertrümmertes Plagioklaskorn ( $P_1$ ) in einem Biotitgneis, oberhalb Ascona. Alle Individuen  $P_1$  sind subparallel orientiert, die Fugen z. gr. T. durch Biotitblättchen verheilt. (Schliff Nr. 1610.)

Im Dünnschliff fällt gegenüber den Kinzigitgesteinen sogleich die massigere Textur und oft ein eigenartig verzahntes und sperriges Gefüge auf. Aber nur bei sorgfältiger Untersuchung entdeckt man die Spuren einer früheren und fast völlig verheilten Kataklyse. In den massigen und grobkörnigen Strukturen findet man hie und da ein in wenige, noch relativ grosse Teilkörner zerbrochenes Plagioklaskorn (Fig. 34). In die Fugen wachsen Biotitblättchen hinein; das ist der Grund dafür, dass solche alte Bruchstellen im allgemeinen gar nicht mehr erkannt werden. Sie sind meist mit Biotitblättchen, die sich darin neugebildet haben, vollständig gefüllt und unterscheiden sich in nichts von anderen Korngrenzen; denn fast alle Körner sind durch Biotitblättchen voneinander getrennt. Dadurch, dass diese Biotitblättchen nur zum kleinen Teil in eine bestimmte Richtung eingeregelt sind und auch oft vom Rande aus in die Plagioklaskörner hineinragen, entsteht das auffallend sperrige Gefüge (Fig. 35). Auch das ungleichmässige Korn ist, wie bereits mehrmals festgestellt wurde, als das Abbild einer früheren Kataklyse aufzufassen. Quarz bildet Partien meist wolkig auslöschender, etwas miteinander verzahnter Körner, wie sie für Kataklyse bezeichnend sind. Diese Struktur des Biotitgneises fand ich mit dem Strukturtypus Ic eines Hornblendediorits in feiner Wechsellagerung verknüpft. Die beiden Strukturen entsprechen einander folglich bei verschiedenen Mineralbeständen.

Etwas deutlicher erkennbar ist das Abbild der Kataklyse im stärker verschieferten Gestein (Tafel I, Fig. 8). Zwischen grobkörnigen Par-

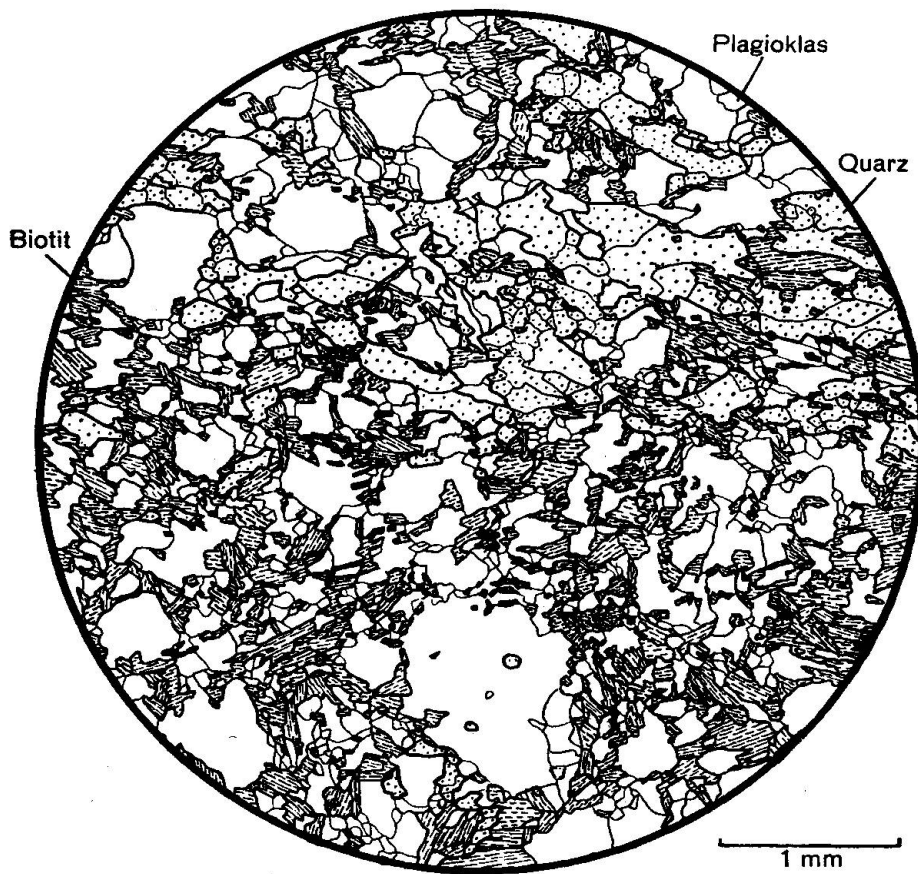


Fig. 35. Biotitgneis (Schliff Nr. 1610), östlich Baladrüm, Einlagerung in der südlichen Dioritzzone. Struktur: verkappt blastokataklastisch, wirr und unregelmässig; nur undeutlich gerichtete Textur.

tien und grösseren linsenförmigen Körnern ziehen feinkörnige Striemen durch, welche ihren Mörtelcharakter durch das ungleichmässige Korn verraten, obwohl die Biotitblättchen fast alle Korngrenzen füllen und die Kataklastestruktur verwischen. Ich bezeichne diese Art von Trümmermaterial als Biotitmörtel. Quarz ist zu biotitfreien Linsen und schmalen Striemen ausgezogen. Granat hat, wo er auftritt, immer unversehrte, glatte Korngrenzen, ist jedoch oft voller Sprünge und enthält gewöhnlich noch Einschlüsse von Plagioklas und Biotit.

Ausser diesen Gesteinen mit verschiedenen Kataklastegraden existieren auch solche mit ziemlich schöner granoblastischer Struktur, gleichmässigem Korn und gerichteter Textur.

Diese Biotitgneise bilden in den Hornblendedioriten der Südseite der Zone Züge von wenigen cm bis zu mehreren m Mächtigkeit, die sich z. T. ziemlich weit in etwas wechselnder Mächtigkeit verfolgen lassen. Die



Züge bestehen jedoch meist nicht in ihrer ganzen Breite aus Biotitgneis, sondern es sind verschieden mächtige Hornblendedioritlagen dazwischen eingeschaltet; das kann bis zu einem feinen Wechsel zwischen beiden Gesteinen gehen. Der Kontakt gegen den Diorit ist immer ziemlich scharf, jedoch, wie Schliffe zeigen, nicht diskontinuierlich. Spezielle Kontaktwirkungen sind nicht vorhanden.

Diese Verhältnisse erwecken den Eindruck, dass das eine der beiden Gesteine ins andere eingedrungen sei und dieses injiziert habe. Die bereits S. 90 erwähnte Stelle am Ostfuss der Lenzuoli beweist eindeutig, dass es der Diorit war, welcher in den festen Biotitgneis eingedrungen ist. Dasselbe wird auch wahrscheinlich gemacht durch die Beobachtung, dass diese Biotitgneiszüge gegen den Südkontakt hin immer häufiger und immer mächtiger werden, sogar gegenüber dem Diorit vorwiegen können.

#### *b) Schwarze Granatbiotitgneise*

Dies sind durch Biotit dunkel, oft fast schwarz gefärbte Gesteine, aus welchen im Querbruch rote Granate und weisse, gerundete augenartige Partien hervorleuchten. Sie sind schieferiger als die gewöhnlichen Biotitgneise. Die unebenen, durch die erwähnten Knoten ausgebeulten Schieferungsflächen werden durch schwarze zusammenhängende Biotithäute gebildet.

Im Dünnschliff erweisen sie sich als nicht so biotitreich, wie man vermuten könnte. Grössere, 0,5—1,5 cm im Durchmesser messende rundliche Knollen von Grant, Quarz oder Feldspat, die bald aus einem, bald aus mehreren Mineralien bestehen und dann oft wie herausgedrechselte Stücke aus einem grobkörnigeren Gneis anmuten, schwimmen in einem feinkörnigen Grundgewebe aus Plagioklas und Biotit, mit untergeordnet Quarz und etwas Sillimanit. Jedes Korn ist von Biotitblättchen eingehüllt, daher die dunkle Farbe des Gesteins. Das Gewebe lässt aber doch die für Biotitmörtel typischen Eigenschaften erkennen und geht manchmal aus dem zertrümmerten Rande der Knoten hervor. Wir haben also auch hier wieder ein auf eigenartige Weise zertrümmertes Gestein vor uns, das wieder teilweise rekristallisierte oder während der Zertrümmerung umkristallisierte. Die Knoten muss man als Relikte des ursprünglich grobkörnigen Gesteins auffassen. Ob die Granate Neubildungen oder Relikte sind, kann ich vorläufig nicht entscheiden.

Diese Granatbiotitgneise treten wie die vorangehenden in weit verfolgbaren Zügen auf; jedoch mehr in den Hornblendedioriten der mittleren Zone und nicht so häufig wie jene.

c) *Granatplagioklasfelse, Granatgneise, Granatdiopsidplagioklasfelse, Granatamphibolite\**)

In dieser Gruppe sind sehr mannigfaltige Gesteine zusammengefasst, welche jedoch immer Granat und Plagioklas als Hauptgemengteile enthalten. Daneben treten noch auf: Sillimanit, diopsidartiger Augit, Hypersthen, Biotit, Hornblende. Granat kann etwas zurücktreten; dann entstehen granatführende Amphibolite und Augitplagioklasfelse. Es sind alles harte, kompakte Gesteine, die als 0,5—10 m mächtige, hellere gangartige Züge in den basischen Gesteinen drinliegen. Sie verlaufen nie diskordant. Manchmal findet man mehrere Züge nebeneinander, die dann z. T. zusammenlaufen, sich wieder trennen etc. Häufig sind die Gesteine ziemlich grobkörnig und die rostbraunen Granate erreichen bis ca. 2 cm im Durchmesser. Nie sind sie einheitlich homogen, sondern immer schlierig-streifig; ein Mineral löst das andere ab und der Granat ist oft zeilenartig angeordnet, wodurch die an sich massigen Gesteine eine Paralleltexur erhalten.

Mit dem Nebengestein stehen sie durch deutliche Übergänge in Verbindung: Der Diorit oder Gabbro nimmt gegen den Fels hin immer mehr Granat auf; es entsteht eine bis zu 1 m breite Randpartie aus Granatamphibolit oder Granat-Augitplagioklas-Fels. Es gibt auch Stellen, wo der helle Fels in der Mitte verschwindet und die beiden Randpartien zu einem einheitlichen Granatamphibolitzug zusammenschmelzen. An anderen Stellen wieder ist diese Übergangspartie sehr schmal. Manchmal sind diese Felse mit Kalksilikatfelsen verbunden. Auch Granatbiotitgneise wurden angetroffen. Man findet diese hauptsächlich in den nicht häufigen Fällen, wo diese Züge in den mittleren Dioritvarietäten liegen.

Die Struktur ist nur selten noch annähernd granoblastisch (Ia oder Id). Die granatreichen Gesteine, welche im Hornblendeproxengabbro liegen, haben fast immer eine ausgesprochene Trümmerstruktur, in welcher der Granat völlig unveränderte Porphyroklasten bildet (Fig. 36). Quarz und Plagioklas sind zu einer feinkörnigen Trümmermasse ausgewalzt, wobei jedoch Plagioklas- und Quarzpartien streng getrennt bleiben (monomiktes Grundgewebe). Um den Granat oder im Granat eingeschlossen findet man noch unzertrümmerte Strukturelikte (meist Plagioklas); der Granat selbst ist oft fast skelettartig. Der Plagioklas ist meistens basisch, Labradorit von 50—60% An, seltener Andesin mit 45—50% An. Man kann diese Struktur, obwohl andere Mineralien daran beteiligt sind, zum Typus IIb  $\alpha$  zählen.

---

\*) In den folgenden Kapiteln gesamthaft als Granatplagioklasfelse bezeichnet.

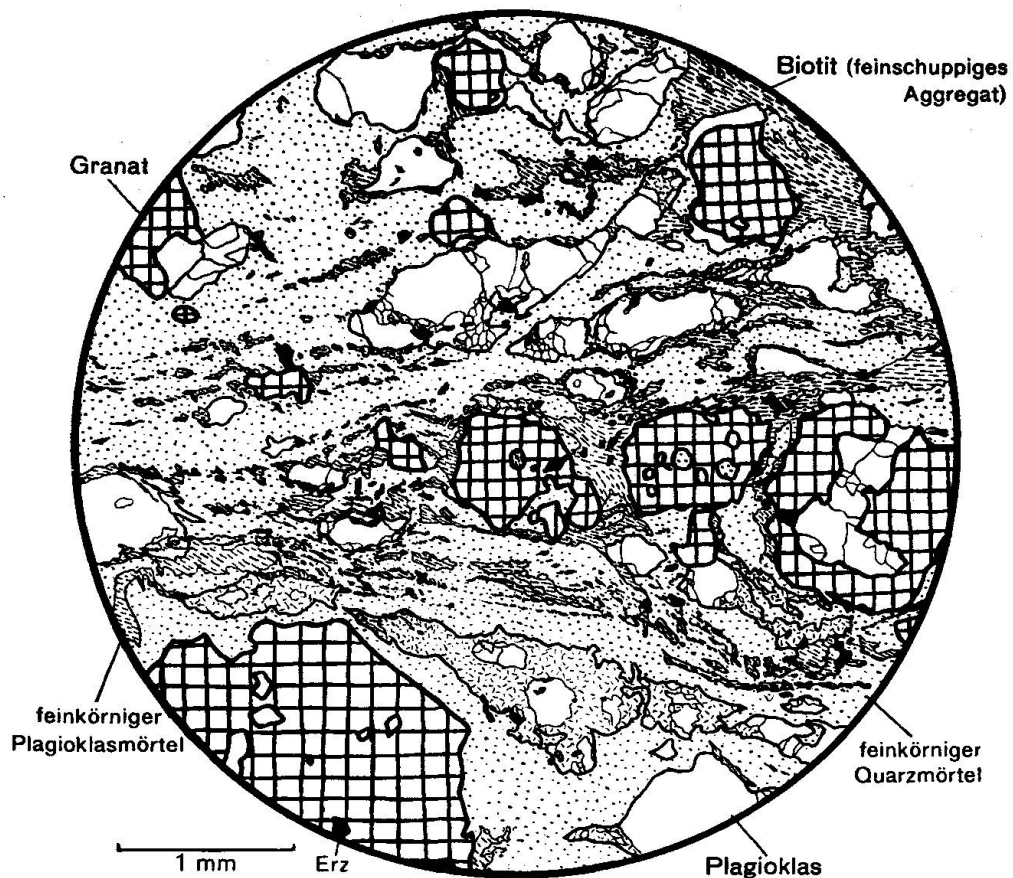


Fig. 36. Granatplagioklasgneis (Schliff Nr. 751), Valle del Boschetto. Einlagerung im Hornblendeproxengabbrodiorit. Struktur: ähnlich Typus IIb  $\alpha$ , jedoch viel feinkörnigeres Grundgewebe. Textur vielleicht erst sekundär schiefbrig.

Diese Felse findet man fast nur im nördlichen Teil der Ivreazone, im Hornblendeproxengabbrodiorit und in den nördlichen Gabbro- und Dioritvarietäten der mittleren Zone. Sie häufen sich gegen den Nordrand der Gesamtzone wie die Biotitgneise gegen den Südrand.

#### *d) Kalksilikatfelse und Silikatmarmore*

Solche treten in relativ geringer Zahl und Verbreitung auf. Meist sind es kleinere 20—80 cm mächtige langgestreckte Linsen. Nur an einer Stelle, zwischen der Valle di Bordei und Valle del Boschetto verläuft ein durchgehender Zug von Silikatmarmor, der in der Valle del Boschetto mehrere m mächtig ist, jedoch auf der anderen Seite des Kammes, in der Valle di Bordei, erst nach längerem Suchen 10—20 cm breit und ziemlich stark verwittert aufgefunden werden konnte. Es ist ein granoblastischer,

massiger Marmor mit basischem Plagioklas (70% An), Diopsid, Skapolith und Titanit. Um die Silikatkörner herum zeigt der Calcit verbogene Druckzwillingslamellen, als Anzeichen mechanischer Beanspruchung.

Auf der anderen Seite der Valle del Boschetto fand ich Diopsid-skapolithfels mit Klinozoisit, Titanit, Calcit, Quarz und Apatit, der mit einem 1,5 m mächtigen Granatplagioklasgneis verknüpft ist. Die Struktur ist granoblastisch, massig mit etwas undeutlichen Anzeichen von Kataklase. Zwei weitere Linsen fand ich auf dem Grat zwischen Alpe di Naccio und Boreda. Alle diese Lokalitäten liegen im Bereich der Granatplagioklasfelse.

### Allgemeine Resultate

Die Struktur der Einlagerungen stimmt überall mit derjenigen der Hauptgesteine, in welche sie eingelagert sind, überein: Bei den Biotitgneisen auf der Südseite ist die Kataklase durch Um- bzw. Rekristallisation wieder vollständig verheilt; bei den Granatplagioklasfelsen der Nordseite ist dies im allgemeinen nicht der Fall. Die Bildung der Mineralfacies der Einlagerungen in ihrer heutigen Form erscheint also eng mit der Entstehung der basischen Gesteine verknüpft; denn wir nehmen ja an, dass diese ihre heutige Struktur während oder kurz nach ihrer Erstarrung erhalten haben.

Bei den Biotitgneisen schliesst der grosse Biotitgehalt neben Granat und manchmal auch noch Sillimanit aus chemischen Gründen aus, dass diese Gesteine eruptiven Ursprungs sind. Seite 55 wurde gezeigt, dass sie älter sein müssen als die basischen Gesteine, und die grosse Ähnlichkeit mit den angrenzenden Kinzigiten lässt vermuten, dass hier Gesteine der Kinzigitzone in kontaktmetamorpher Facies vorliegen. Aus denselben Gründen, vor allem weil sie z. T. noch von Kalksilikatgesteinen begleitet sind, darf man auch die Granatplagioklasfelse als Kontaktfelse betrachten, die aus ziemlich Al-reichen Gesteinen entstanden sind. Ich halte diese Einlagerungen für die Dachgesteinsfetzen der eindringenden basischen Magmen; es fand wohl auch Aufblätterung statt. Die jüngeren zwischen bereits erstarrte basische Gesteine eingedrungenen Massen (Hornblendediorit und -Norit) enthalten keine solchen Einlagerungen mehr.

Nun bleibt noch ein merkwürdiger Umstand zu erörtern: Die Intensität der Kontaktmetamorphose nimmt von Süden gegen Norden sehr stark zu, was durch die Einteilung der Einlagerungen in 3 Hauptgruppen zum Ausdruck gebracht ist: Biotitgneise — schwarze Granatbiotitgneise — Granatplagioklasfelse. Die zwei ersten Gruppen sind mehr oder

weniger schiefrige Gneise ohne deutliche Kontaktwirkungen und Übergänge in die basischen Gesteine; die Gesteine der dritten Gruppe sind kompakte Felse mit breiten Kontakträndern. Ich suchte die Erklärung für die verschiedene Kontaktmetamorphose zuerst in der verschiedenen Beschaffenheit der Magmen, welche sie hervorriefen, und brachte sie in Verbindung mit der gegen N zunehmenden schlierigen Textur.

Es ist jedoch sehr auffällig, dass die 3 Gruppen sich ohne Übergänge folgen. Die Gruppen b und c sind durch einen breiten, von Einlagerungen fast freien Streifen von Gruppe a getrennt. Daher halte ich es für wahrscheinlich, dass die Gesteine, in welche das Magma intrudierte, verschieden waren. Dafür spricht besonders die Lücke in der Mitte und die Häufung der Einlagerungen gegen die Ränder.

Es liegen also auf der einen Seite metamorphe Kinzigite in zwei verschiedenen Varietäten vor. Da es bereits hochmetamorphe Gesteine sind, wurden sie relativ wenig beeinflusst; sie sind mit dem gleichen Mineralbestand felsartig umkristallisiert. Auf der anderen Seite könnte es sich um metamorphes Canavese handeln, was mit dem Chemismus und mit den zusammenhanglos darin auftretenden Kalklinsen gut vereinbar ist; denn die Marmore der Kinzigitzone treten, soweit sie mir bekannt sind, immer in ziemlich weit verfolgbaren Zügen und, wenigstens im schweizerischen Abschnitt, nur in einer ganz bestimmten, relativ schmalen Zone auf. Diese Sedimente, die vielleicht zur Zeit der Intrusion noch wenig metamorph waren, sind dann kontaktlich vollständiger umgestaltet worden. Ob diese Vermutung haltbar ist, oder ob bereits die Kinzigitzone verschiedene Gesteinsserien enthält, von denen einige im untersuchten Gebiet sonst fehlen, das könnte am ehesten in dem Unterbruch, welchen die Zone basischer Gesteine im Abschnitt zwischen Val Mastallone und Val d'Ossola erleidet, nachgeprüft werden, da dort, soviel sich aus den Beschreibungen (1, 14, 26, 33) entnehmen lässt, ähnliche Gesteine die Hauptmasse bilden.

### G. Der Kontakt mit der Kinzigitzone

Schon ARTINI und MELZI (1) haben den Kontakt mit den Kinzigitgesteinen als Eruptivkontakt beschrieben. Es ist allerdings kein Kontakt, wie man ihn sonst von grösseren Eruptivmassen gewohnt ist. Es findet ein langsamer Übergang vom einen Gestein ins andere durch eine Art Wechsellagerung statt: Die basischen Gesteine sind in 0,5 bis mehrere Meter dicken Lagen, deren Mächtigkeit im Streichen mehr oder weniger





Fig. 37. Partie aus der südlichen Kontaktzone in der obersten Valle di Bordei: dunkle hornblendereiche Diorit-, graue Gneis- und Hornfels-, helle pegmatitische Streifen oder Linsen.

konstant bleibt, oder in schmalen Streifen, welche immer wieder linsenförmig anschwellen (Fig. 37), in die schiefrigen Kinzigite und ihre Begleitgesteine eingedrungen; oder sie blättern diese vollständig auf und durchsetzen sie in feinen Lagen. Es herrschen im Grunde ganz ähnliche Verhältnisse wie in den südlichen Dioritgesteinen mit ihren Biotitgneiseinlagerungen: es besteht auch keine bestimmte Grenze zwischen diesen und der Kontaktzone, sondern sie gehen ineinander über. Ich habe sie willkürlich etwa so abgegrenzt, dass auf der nördlichen Seite der Grenzlinie die Hornblendediorite gegenüber den Einlagerungen, in der Kontaktzone jedoch die Gesteine der Kinzigitserie gegenüber den basischen Gesteinen vorwiegen.

Andererseits kann die südliche Begrenzung dieser Zone genau da gezogen werden, wo die typischen Ivreagesteine aussetzen. Diese lassen sich ohne weiteres von den gabbroiden Einlagerungen der Kinzigitzone unterscheiden, und die Verbreitungsgebiete der beiden Gesteine überschneiden sich nirgends.

Wie an den Biotitgneiseinlagerungen, so erzeugten die basischen Magmen auch in der Kontaktzone an den Kinzigitgesteinen keine besonderen Kontaktwirkungen (Kontaktränder, Kristallneubildungen etc.), und



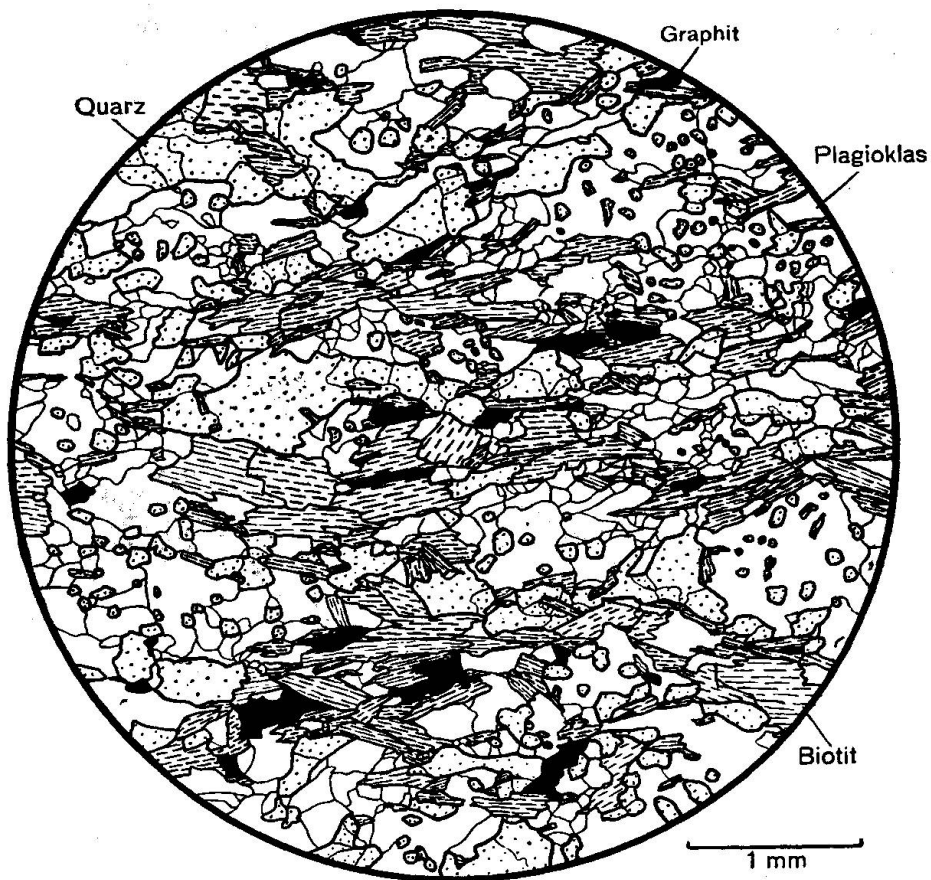


Fig. 38. Biotitgneis (Schliff Nr. 1147), oberste Valle di Bordei, südliche Kontaktzone. Struktur: granoblastisch bis hornfelsartig poikiloblastisch; Anzeichen einer geringfügigen Blastokataklase (z. B. Mitte rechts).

eine stoffliche Beeinflussung hat an diesen Gesteinen offenbar nicht stattgefunden.

Dagegen gibt es noch andere Gesteine, bei denen dies z. T. doch der Fall zu sein scheint. Zu diesen gehören z. B. die Marmore. Diese treten fast immer in mehreren parallelen, 10 cm bis 15 m (San Michele) mächtigen Zügen auf, die sich meist eine Strecke (unter Umständen über 100 m) weit verfolgen lassen. Sie sind ausschliesslich auf eine 200—300 m breite Zone beschränkt. Dadurch stehen sie, wie bereits (S. 80) erwähnt, im Gegensatz zu den vereinzelt, zusammenhanglosen und regellos verstreuten Marmorlinsen auf der Nordseite der Ivreazone. Ausser dem ziemlich häufig auftretenden Phlogopitmarmor findet man auch mannigfache Kalksilikatfelse, wie z. B. Skapolithfelse, Diopsidfelse etc. Ich verfüge über ziemlich wenig Dünnschliffmaterial, halte jedoch nach meinen

bisherigen Beobachtungen den Anteil der basischen Magmen an der Metamorphose dieser Marmore für ziemlich beträchtlich, wenn es auch nicht ausgeschlossen ist, dass die Nebengesteine bereits vor dem Eindringen der Magmen in metamorpher Facies vorlagen. Jedenfalls glaube ich nicht, dass die in dieser Zone häufigen Pegmatite an dieser Metamorphose massgeblich beteiligt waren, wie es z. B. bei den Marmoren von Castione der Fall zu sein scheint. Schon MITTELHOLZER (20) stellte bei seinen Untersuchungen am Marmor von San Michele bei Ascona fest, dass die unmittelbare Kontaktwirkung der Pegmatite am Marmor sehr gering ist. Ich habe den Kontakt mit dem Hornblendediorit nicht sorgfältig genug untersuchen können, jedoch zeigt ein Schliff von SUZUKI durch diesen Kontakt bedeutend intensivere Kontaktwirkungen als am Pegmatitkontakt. Im übrigen findet man auch an Stellen, wo keine Pegmatite vorhanden sind, an den Marmoren die gleiche intensive Kontaktmetamorphose.

Die Biotitgneise, Granatbiotitgneise, Biotitsillimanitgneise etc. sind hier im allgemeinen viel massiger als in der eigentlichen Kinzigitzone. Häufig besitzen sie eine typische dunkle, rostige Anwitterungsfarbe, an der man sie von weitem erkennt. Sie sind dann ziemlich massig und feinkörnig. Ausserdem findet man in mannigfaltiger Wechsellagerung auch ganz feinkörnige, hornfelsartig spröde und beim Anschlagen klingende Gesteine verschiedener Zusammensetzung, welche ebenfalls rostig anwittern, darunter z. B. Hornblende-anorthitgneis mit Augitanorthitgneis wechsellagernd. Da ferner in dieser Zone eine z. T. sehr intensive pegmatitische Injektion vorhanden ist und mächtige Turmalin- oder Biotitpegmatitgänge in Erscheinung treten, entsteht im Ganzen ein äusserst wechselvolles Bild. Leider besitze ich nicht genug Schliffe aus dieser Zone, um die Vielfalt der Gesteine ganz erfassen zu können.

Sehr schön aufgeschlossen ist die ganze Serie in der obersten Valle di Bordei und im Vallone, das alles von den Lenzuoli gegen S abfliessende Wasser sammelt.

Die Struktur der Gesteine ist meist gut granoblastisch, besonders bei feinkörnigen Gesteinen häufig hornfelsartig verzahnt oder poikiloblastisch (Fig. 38). Die Kontaktmetamorphose ist in der Hauptsache rein thermisch. Gegen Süden werden die Gesteine immer schiefriger und gehen schliesslich in die normalen Kinzigitgesteine über.

## H. Die Pegmatite

Die Pegmatite wurden nur sehr beiläufig untersucht. Sie kommen in allen basischen Gesteinen vor, ausgenommen im Fornalegabbro und im Norit. (Diese äusserst kompakten Gesteinskörper brauchen deshalb nicht jünger als die Pegmatite zu sein.) Am häufigsten sind Pegmatite in den mittleren Dioritvarietäten anzutreffen, ziemlich selten in den Gabbrodioriten und Gabbros. Sie verlaufen fast immer etwas diskordant; grössere Gänge weichen jedoch selten stark von der Streichrichtung ab. Gegen das Ostende der Zone nimmt ihre Häufigkeit zu, und sie benützten gerne die reichlich vorhandenen Bewegungsflächen im Gestein zum Empordringen (Fig. 8).

Die wenigen im Dünnschliff untersuchten Pegmatite gleichen im Mineralbestand stark dem Gestein, in welchem sie stecken; sie führen ähnlichen Plagioklas (in den Streifendioriten 33% An; im Gabbrodiorit 40—50% An), dieselbe Hornblende oder auch Augit. Dazu treten noch Quarz und in einem Fall Granat. Im Vergleich zu den Pegmatiten der Kinzigitzone ist der Plagioklas basischer. Das Fehlen von Alkalifeldspat und das Auftreten von Granat haben sie mit den gelblichen Pegmatiten jener Zone gemeinsam.

Die Struktur ist überall dieselbe: Ib bis IIa; die grossen Plagioklas-körner sind ziemlich stark zertrümmert unter Bildung eines relativ grobkörnigen, unregelmässigen Gewebes (Fig. 16). Quarz zerfällt ebenfalls in ein puzzleartig verzahntes Gewebe kleiner Körner. Diese Pegmatite haben also die Blastokataklase des Nebengesteins wenigstens teilweise mitgemacht. Nur in den südlichen Varietäten und in der Grenzregion gegen die Kinzigite sind sie im allgemeinen unzertrümmert.

Die Kontaktwirkungen wurden nicht näher untersucht. Wo die Pegmatite als deutliche Gänge ausgebildet sind, grenzen sie mit scharfem Kontakt ans Nebengestein, welches mindestens makroskopisch keine Veränderungen erkennen lässt.

In den Biotitgneiseinlagerungen trifft man ziemlich häufig weisse Biotitpegmatite; doch habe ich nirgends beobachtet, dass ein Pegmatit den Kontakt zwischen Biotitgneis und Diorit durchschlägt. Der einzige mikroskopisch untersuchte Pegmatit der Kontaktzone ist grobkörnig pegmatitisch oder granoblastisch (welches von beiden, lässt sich leider bei diesem groben Korn nicht recht feststellen) und besteht aus triklinem Alkalifeldspat, mittlerem Oligoklas, Quarz und etwas Muskowit. Der Alkalifeldspat ist nach dem Albit- und Periklingesetz gitterartig verzwillingt und steckt obendrein noch voll Perthitspindeln. Seinem äusseren

Habitus nach gehört das Gestein zu den weissen, grobkörnigen, häufig Turmalin führenden Pegmatiten der Kinzigitzzone. Blöcke von ähnlichem Aussehen, welche reichlich Turmalin enthalten, fand ich im obersten Teil der V. del Sacro Monte.

Nach diesen wenigen Beobachtungen scheint es mir wahrscheinlich, dass mindestens ein Teil der in den basischen Gesteinen auftretenden Pegmatite als Restlösungen der basischen Magmen aufzufassen sind, welche kurz nach deren Intrusion die Gesteine durchbrachen. Ich vermute jedoch, dass sich unter den nicht näher untersuchten Pegmatiten auch solche befinden, die mit den in der Kinzigitzzone, in der Kontaktzone und in den Biotitgneiseinlagerungen auftretenden weissen Pegmatiten verwandt sind, beispielsweise der in Figur 8 abgebildete Pegmatit.

## II. DER PERIDOTITSTOCK VON FINERO

Nicht ganz die Hälfte des Peridotitstockes liegt auf Schweizergebiet. Leider war es mir nie möglich, die schönen Aufschlüsse an der Strasse von Malesco nach Canobbio, in der Gegend von Finero zu sehen, weil die Arbeiten während des Krieges durchgeführt wurden. Von Herrn Prof. C. BURRI wurden mir ein Paar Dünnschliffe aus jener Gegend und die Analyse des dort anstehenden Phlogopit-Peridotits in freundlicher Weise zur Verfügung gestellt.

### A. Allgemeine Lagerungsverhältnisse

Der Peridotitstock schmiegt sich in Form einer Linse an den Nordrand der basischen Zone. Er grenzt mit seinem Nordrand direkt an die Canavesezone bzw. an die Insubrische Linie. Am Kontakt mit den basischen Gesteinen ist der allgemeine Fallwinkel der Bänke ca. 70—80° nach NW, am NW-Rand in der Valle Monedasca nur noch 45—50°; d. h. der Stock verjüngt sich nach oben. Zwischen Valle del Boschetto und Valle di Bordei ist der Peridotit vom Hornblendeproxengabbrodiorit des basischen Zuges diskordant überlagert (Fig. 39). Diese Lagerungsverhältnisse beweisen, dass der Peridotit und seine Begleitgesteine von unten in den basischen Gesteinszug eingedrungen sind und dessen Gesteine auseinandergedrängt, z. T. auch etwas umflossen haben. Der Zipfel, welcher oberhalb der Nickelfundstelle zwischen die ultrabasischen Gesteine hineinragt, ist ein hypersthenführender Hornblendediorit oder Hornblendeproxengabbro mit brauner Hornblende. Äusserlich gleicht

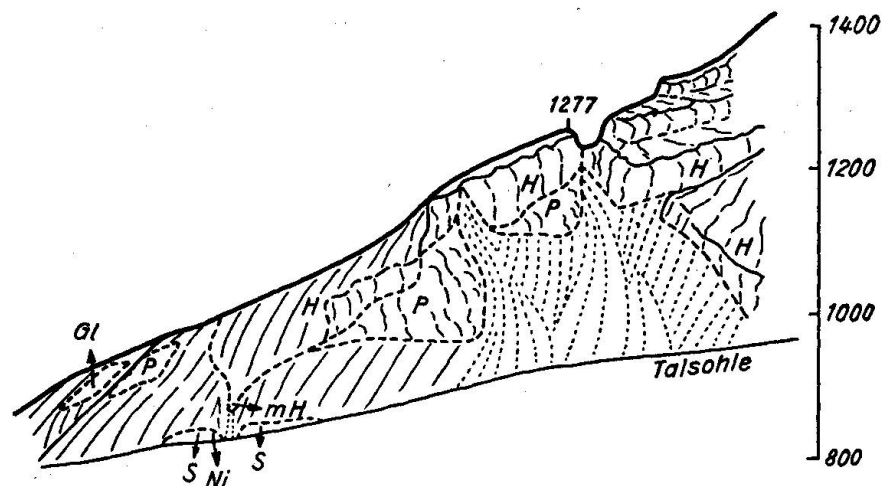


Fig. 39. Aufschlussverhältnisse auf der Ostseite der Valle del Boschetto. P Peridotit, S Serpentin, H Hornblendeproxengabbrodiorit, Gl Glimmerschiefer der Canavesezone, Ni Nickelfundstelle, mH schmaler, zwischen den Peridotit hineinragender, etwas kontaktmetamorpher Schwanz von Hornblendeproxengabbrodiorit.

er sehr stark einem normalen Hornblendeproxengabbrodiorit mit hellen, grobkörnigen Linsen und Granatplagioklasfels-Einlagerungen. Nur ist er ausserordentlich zähe — im Dünnschliff felsenartig verzahnt und grobkörniger als sonst. Auch die Einlagerungen zeigen diese strukturellen Einzelheiten. Besonders auffällig ist die braune Hornblende, welche sonst nur im Peridotitstock angetroffen wird. Sehr wahrscheinlich ist die ganze Gesteinspartie vom Peridotit kontaktlich beeinflusst.

Ein ähnliches Gestein wurde bei der Testa di Misello als kleine Linse angetroffen; vermutlich auch eine Scholle vom Dachgestein. Die unmittelbaren Kontakte sind in beiden Fällen nicht aufgeschlossen.

## B. Die Hauptgesteine

Der Peridotitstock besteht nicht ausschliesslich aus verschiedenen Peridotitvarietäten; gabbroide Gesteine nehmen schätzungsweise  $\frac{1}{4}$ – $\frac{1}{3}$  des Gesamtvolumens ein. Auch Hornblenditgänge gehören zu den verbreiteteren Gesteinen.

### 1. Peridotit und Serpentin

Mineralbestand: Es sind alle Gesteine mit mehr oder weniger serpentinisiertem Olivin als wichtigstem Gemengteil. Dazu kommen in wechselnder Menge: Hornblende, monokliner und rhombischer Pyroxen, Phlogopit und Erz.

Olivin: Es ist ein Mg-reiches Glied mit einem positiven Achsenwinkel  $2V$  zwischen  $88^\circ$  und  $90^\circ$ , also optisch fast neutral. Das entspricht einem Chrysolith mit ca. 13—18% Fayalit. Er ist häufig noch vollkommen frisch, in gewissen Varietäten jedoch weitgehend serpentiniert oder wenigstens von einem Serpentinnetz durchzogen.

Hornblende: Makroskopisch sehr schön, fast smaragdgrün glänzend, ist sie im Dünnschliff sehr hell, manchmal in einer Richtung ( $n_{\alpha'}$ ) fast farblos; ihr Pleochroismus ist ausserordentlich schwach. Sie ist optisch positiv mit grossem Achsenwinkel. Gemessen wurden:

$2V_{\gamma}$	$n_{\gamma}/c$
$90^\circ$	$16^\circ$
$80^\circ$	$23^\circ$
$86^\circ$	$18^\circ$
$82^\circ$	$18^\circ$

Optisch gleicht diese Hornblende sehr stark einer grünen Hornblende aus Hornblenditen, deren Analyse weiter unten (S. 88) mitgeteilt wird. Es dürfte sich nach den optischen Daten von Winchell um eine dem Pargasit nahestehende Hornblende handeln, wahrscheinlich ein Zwischenglied zwischen Pargasit und Strahlstein.

Die Hornblende ist fast immer frisch. Im serpentinierten Gestein wird sie langsam ebenfalls in Serpentin umgewandelt.

Orthaugit: Hat positive Achsenwinkel zwischen  $80$  und  $85^\circ$ , seltener bis  $90^\circ$ , ist also relativ Fe-reicher Enstatit. Er zeigt keinen Pleochroismus, was die Unterscheidung von monoklinem Augit sehr erschwert, oft verunmöglicht. Er ist nur in serpentinierten Gesteinen teilweise in Talk oder in hellgrünen Antigorit umgewandelt.

Monokliner Augit: Im Dünnschliff farblos und schwer von Orthaugit zu unterscheiden, jedoch weniger häufig als dieser. Auf dem Universaldrehtisch wurden gemessen:

$$n_{\gamma}/c = 59^\circ \quad 2V_{\gamma} = 39^\circ$$

Das entspricht einem reinen Diopsid.

Phlogopit: Das Mineral zeigt die übliche hellbraune Färbung und einen sehr kleinen Achsenwinkel. Er wurde von J. JAKOB (16) analysiert (Analyse 4 der Analysentabelle S. 88).

Erz: Es wurden nur 2 Anschliffe von besonders erzeichen Gesteinen gemacht, in welchen sich Magnetit, Magnetkies und Pentlandit vanden. In Dünnschliffen wurden häufig noch Chromit und grüner Pikotit festgestellt. Das Erz findet sich regellos zwischen und in den anderen



	1	2*)	3	4**)	5	6
Fundort	Valle del Boschetto	Testa di Misello	Ponte Creves bei Finero Valle Cannobina, Italien		Valle Monedasco	
Gestein Mineral	Schwarzer pentlandit- führender Hornblende- Peridotit	Hornblende- Peridotit	Phlogopit- Peridotit	Phlogopit aus dem Phlogopit- Peridotit	Grüne Hornblende aus Horn- blendit	Braune Hornblende aus Horn- blendit
SiO <sub>2</sub>	34,43	42,83	43,00	40,21	43,39	40,63
TiO <sub>2</sub>	0,01		0,42	2,80	0,39	2,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,65	2,12	1,44	12,60	14,06	14,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,75	1,84	4,13	0,00	3,98	3,82
FeO	3,45	5,71	4,10	2,52	4,18	9,59
MnO	0,06	0,16	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	40,65	43,12	44,40	25,45	17,06	12,73
CaO	0,38	1,82	0,00	0,00	11,61	11,50
Na <sub>2</sub> O	0,11		0,36	1,78	2,86	1,73
K <sub>2</sub> O	0,09		1,11	9,26	0,43	0,99
H <sub>2</sub> O +	11,39	(0,63)	0,62	4,58	2,10	2,52
H <sub>2</sub> O -	0,38	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
S	0,21					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,06				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,045	0,63	0,03			
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01					
NiO	(Ni) 0,41	0,92	0,71			
	100,025	99,94	100,03	100,16	100,01	100,08

Analytiker G. BECK L. HEZNER J. JAKOB J. JAKOB J. JAKOB J. JAKOB

Molekularwerte nach P. NIGGLI:

si	49,5	58	57	72,5	78	77
al	3	1,5	1	14	15	15,5
fm	96	96	97,5	72,5	57,5	57
c	0,5	2,5	0	0	22	23,5
alk	0,5	0	1,5	13,5	5,5	4
k	0,33	0	0,66	0,78	0,28	0,1
mg	0,90	0,91	0,90	0,94	0,80	0,55
ti			0,48	0,38	0,54	0,33

Mineralkörnern, Pikotit häufig in feiner symplektitischer Verwachsung mit Hornblende oder mit Olivin, wo dieser an Hornblende grenzt, oder schliesslich sehr fein verteilt in Hornblende und Olivin.

Es kommt in allen Fällen nur eine primäre Vererzung in Frage; denn sie ist immer an ganz bestimmte Peridotitvarietäten gebunden.

Serpentin als Gestein kommt sozusagen nur am Rande des Peridotitstockes vor: und zwar in erster Linie am NW-Rand, also da wo er

\*) lit. 23, 31. \*\*) lit. 16.

an die Insubrische Linie grenzt. Schmale Linsen finden sich auch hie und da am Kontakt mit dem basischen Gesteinszug. Massiger, durch fein verteilten Magnetit schwarz gefärbter und sehr harter Serpentin zieht dem Nordwestrand entlang, z. T. als kompakter Zug; in der Valle Monedasco bildet er Linsen im randlichen Hornblendegabbro. Dunkelgrünen, verschieften, z. T. glänzenden Serpentin findet man nur am Ostende des Stockes in den beiden Tälchen östlich der Alp Löden und hie und da in geringer Mächtigkeit ganz am Rand auf der Nordseite. Ausserdem durchzieht ein Netz von Serpentinadern die Gesteine in mit der Entfernung vom Nordrand abnehmender Intensität. Im Bachbett in der Valle Monedasco, ca. 120 m vom Nordrand, hat es feine Asbestadern darin.

Hornblendeperidotit. Darunter fasse ich alle hornblendeführenden Peridotitvarietäten zusammen, auch wenn unter den Nebengemengteilen andere Mineralien (z. B. Orthaugit) vorwiegen; denn die Zusammensetzung wechselt so stark, dass es keinen Sinn hat, noch weitere, makroskopisch nicht unterscheidbare Varietäten abzutrennen. Hornblende ist im ganzen gesehen der charakteristische Nebengemengteil neben Olivin und ist in jedem Schliff vorhanden. Sie tritt makroskopisch immer deutlich hervor, ist oft zeilen- oder streifenweise zu eigentlichem Olivinhornblendit angereichert und verleiht dadurch dem meist massigen Gestein eine gewisse Paralleltexur. Auch Enstatit ist fast immer vorhanden, kann auch hie und da gegenüber der Hornblende etwas vorwiegen. Augit fehlt bisweilen ganz; er kann ausnahmsweise die beiden anderen Nebengemengteile etwas verdrängen, tritt jedoch im ganzen eher zurück. Das Verhältnis Enstatit/Augit ist im übrigen oft nicht recht feststellbar, weil sich die beiden Mineralien schwer voneinander unterscheiden lassen. Leicht wird das eine oder das andere übersehen.

Im Feld kann man noch verschiedene Varietäten ausscheiden und abgrenzen, welche im Dünnschliff keine Unterschiede erkennen lassen:

a) Grünlicher Hornblendeperidotit von orangebrauner Anwitterungsfarbe bildet die Hauptmasse auf der südlichen, inneren Seite des Stockes. Er ist immer frisch und nicht serpentinisirt. Der Peridotit von der Testa di Misello, der für W. RADEFF im Mineralogischen Institut Zürich analysiert wurde (Analysentabelle Nr. 2), stammt wahrscheinlich aus dieser Varietät.

b) Gegen aussen geht er ohne genaue Grenze über in eine graue bis schwarze, teilweise serpentinierte Varietät, die mehr gelb anwittert. Hieher rechne ich auch den dunklen, ziemlich stark serpentinierten Peridotit in der Valle del Boschetto, 100—150 m vom Nordrand, in welchem die Nickelfundstelle liegt, die im Auftrag der „Studiengesellschaft

für die Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagerstätten“ von mir näher untersucht wurde. Im Auftrag der Studiengesellschaft wurde er im Mineralogischen Institut der Universität Bern analysiert. Die Analyse ist in der Analysentabelle als Nr. 1 aufgeführt. Es ist ein vollkommen massiger, granoblastischer Peridotit, der etwas Hornblende führt. Er ist von einem dickmaschigen Serpentinnetz durchzogen. Im Serpentin, und zwar vorzugsweise in den Zwickeln zwischen den Mineralkörnern, findet man Magnetit, Magnetkies und Pentlandit, welche schon makroskopisch auf dem schwarzen Hintergrund als glänzende Erztropfen sichtbar sind.

c) An einigen Stellen, z. B. zuhinterst in der Valle Monedasco lässt sich ein dunkler Hornblendeperidotit abgrenzen, dessen Farbe oft ins Violett spielt und der auch relativ dunkel und rostig verwittert. Er ist der Träger von fein verteiltem Magnetkies und Pentlandit, deren Konzentration im Gestein allerdings stark wechselt. Dadurch manifestiert er sich tatsächlich als eine besondere Varietät, obschon aus dem Dünnschliff nicht ersichtlich ist, worauf die besondere Färbung beruht.

Alle drei Varietäten sind auf der Karte ausgeschieden.

Phlogopitperidotit. Er tritt, wenn man von Osten kommt, erst in der Valle Monedasco auf, und zwar zuerst in tiefer Position im Bachbett, wo die Bänke ganz flach gegen NW einfallen. Auf der westlichen Talseite nimmt er bereits stark an Mächtigkeit zu und scheint dann auf italienischem Gebiet die Hauptmasse zu bilden. Dorthier stammt auch die Analyse 3 (Tabelle s. S. 88).

Er ist von heller graugrüner Farbe mit hellbraunen Phlogopitblättchen, die in besonders grobkörnigen Partien bis 2 cm im Durchmesser erreichen. Durch den mehr oder weniger parallel angeordneten Phlogopit ist er deutlich schiefbrig texturiert. In den randlichen, an den Hornblendeperidotit grenzenden Partien nimmt er auch Hornblende auf; sonst ist er hornblendefrei und führt an weiteren Mineralien nur noch Enstatit, der allerdings gegenüber Phlogopit mengenmässig vorwiegen kann, während der Phlogopit dem Gestein den äusseren Charakter verleiht.

#### Die Struktur.

Unter Bezugnahme auf die Untersuchungen an den Gesteinen des basischen Zuges bietet die genetische Deutung der Strukturen keine Schwierigkeiten. Wie in der basischen Zone sind auch hier alle Gesteine ursprünglich ausgesprochen granoblastisch erstarrt (Strukturtypus Ia); die Peridotite meist vollkommen massig und relativ grobkörnig (Fig. 40, 41). Primär gerichtete Texturen, die sich schon im Bereich des Dünnschliffes abzeichnen, sind bei den Peridotiten eine Seltenheit. Die fast

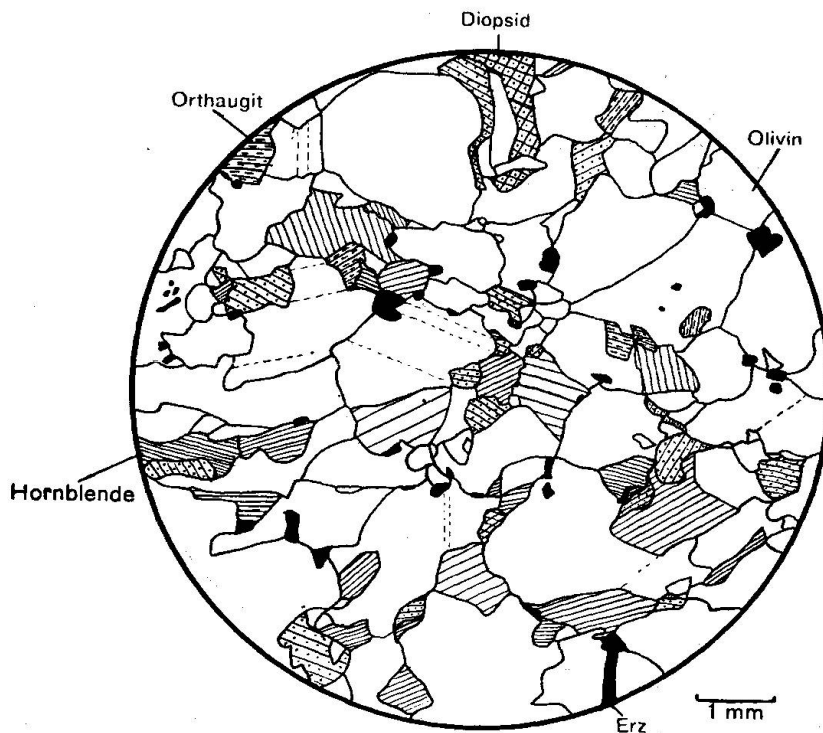


Fig. 40. Peridotit (Schliff Nr. 1251), Valle di Bordei, linke Seite. Struktur: grano-blastisch ohne Kataklaste, Druckzwillingsbildung.

immer vorhandene Paralleltexur kommt nicht durch die Einregelung der Gemengteile, sondern durch ihre lagige oder zeilenartige Anordnung zustande.

Diese granoblastische Primärstruktur ist häufig von einer mit Kataklaste verbundenen Verschieferung überprägt. Wieder kann man eine blastische, mit Um- und Rekristallisation verbundene und eine rezentere reine Zertrümmerung unterscheiden.

Die erstere entspricht in ihrer typischen Ausbildung dem Strukturtypus IIa (Fig. 42). Das Grundgewebe ist, im Vergleich mit den entsprechenden Strukturen der basischen Zone, oft sehr grobkörnig, und es haben deutlich erkennbare Rekristallisationen stattgefunden, wie man sie in der basischen Zone nirgends antrifft. Von den beteiligten Mineralien ist einzig das Hauptmineral, der Olivin, für uns neu. Dieser reagiert sehr leicht und immer vor den übrigen Gemengteilen, wie in Dioriten der Plagioklas. Er spaltet randlich kleine Körner ab und bildet unregelmässig geformte Porphyroklasten. In diesen und auch hie und da an zertrümmerten Körnern bewirkt der Druck an Stelle undulöser Auslöschung die Ausbildung mehr oder weniger paralleler Streifen, welche etwas ver-

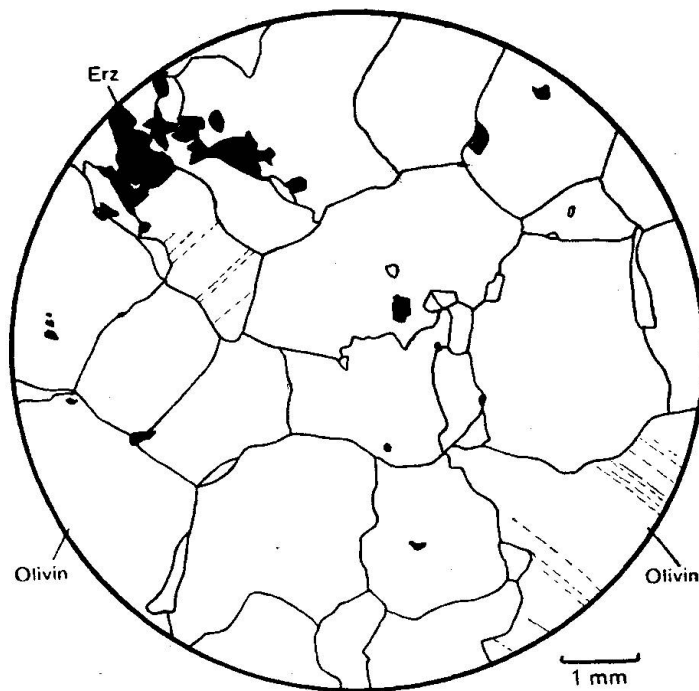


Fig. 41. Hornblendeperidotit (Var. c) (Schliff Nr. 2208), Valle Monedasco hinten, linke Seite. Struktur: unregelmässig granoblastisch ohne Katakklase; geringe Druckzwillingbildung im Olivin.

schieden (subparallel) auslöschten, wie man es auch beim Quarz häufig beobachten kann; nur ist die Streifung nicht so fein wie beim Quarz. Vermutlich handelt es sich um eine Art Druckzwillinge.

Stärkere Durchbewegung erzeugte feinkörnige Blastomylonite IIIb.

Bei klastischer Zertrümmerung entsteht zwischen den Mineralkörnern ein sehr feiner Mörtel, der wie ein Netz das ganze Gestein durchsetzt. Diese Art der Zertrümmerung kann auch mit der Struktur IIa zusammen vorkommen, d.h. diese überprägen; der feinkörnige Mörtel tritt dann vor allem im Grundgewebe auf (Fig. 43).

## 2. Hornblendegabbro

Schon äusserlich gleicht der Hornblendegabbro häufig etwas dem Fornalegabbro in der Valle del Boschetto. Er ist grobkörnig, ziemlich massig oder auch leicht geschiefert und besteht, wo er frisch ist, aus weissem Plagioklas und grüner bis dunkelgrüner, glänzender Hornblende; Augit ist häufig auch noch vorhanden, fällt jedoch weniger in die Augen. Wo Umwandlungen stattgefunden haben, ist der Plagioklas etwas gelb-

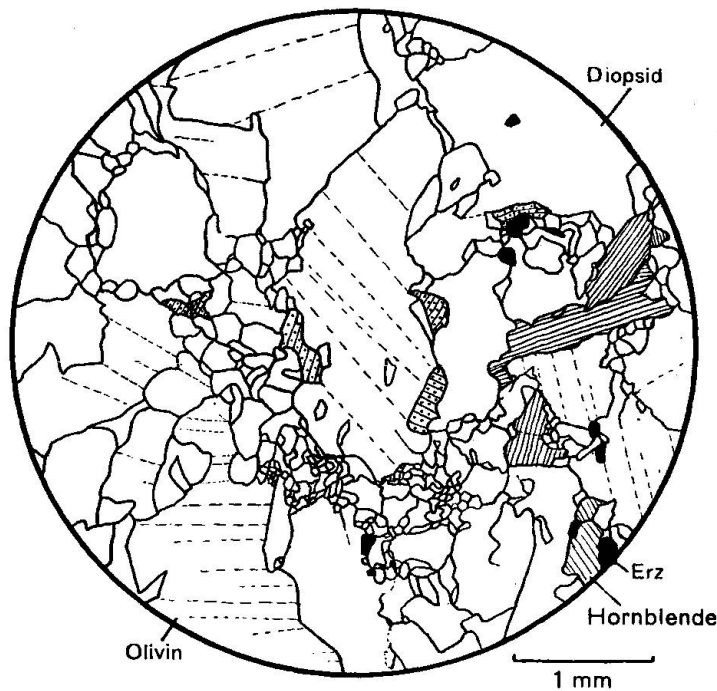


Fig. 42. Hornblendeperidotit (Var. a) (Schliff Nr. 1248), Valle di Bordei, linke Seite. Struktur: blastokataklastisch: unregelmässige, vollständig granoblastisch rekristallisierte Kataklaste (buchtige Korngrenzen); starke Druckzwillingsbildung; sekundär etwas gerichtete Textur.

lich und die Hornblende matt. Oft tritt auch rosa Granat in grösseren oder kleineren runden Körnern dazu. Diese Gesteine bilden die Hauptmasse.

Daneben kommt hie und da in relativ schmalen Zügen, fast gangartig, noch ein Gabbro mit dunkelbraunvioletter Hornblende und rostiger Anwitterung vor, der meist ziemlich viel Augit enthält oder durch Zurücktreten des Plagioklases in Hornblendit übergehen kann.

Der Hornblendegabbro hat auch, wo keine Verschieferung stattgefunden hat, eine deutliche Paralleltextur: Hellere und dunklere, grob- und feinkörnigere Lagen oder langgezogene Schlieren wechseln miteinander ab. Grobkörnige pegmatitische Schlieren treten im allgemeinen nicht auf, höchstens etwas grobkörnigere hornblenditische oder plagioklastische Lagen.

### Mineralbestand

Die Hornblende der Hornblendegabbros und der Hornblendite ist oft grün bis dunkelgrün, im Dünnschliff hell, mit schwachem Pleo-



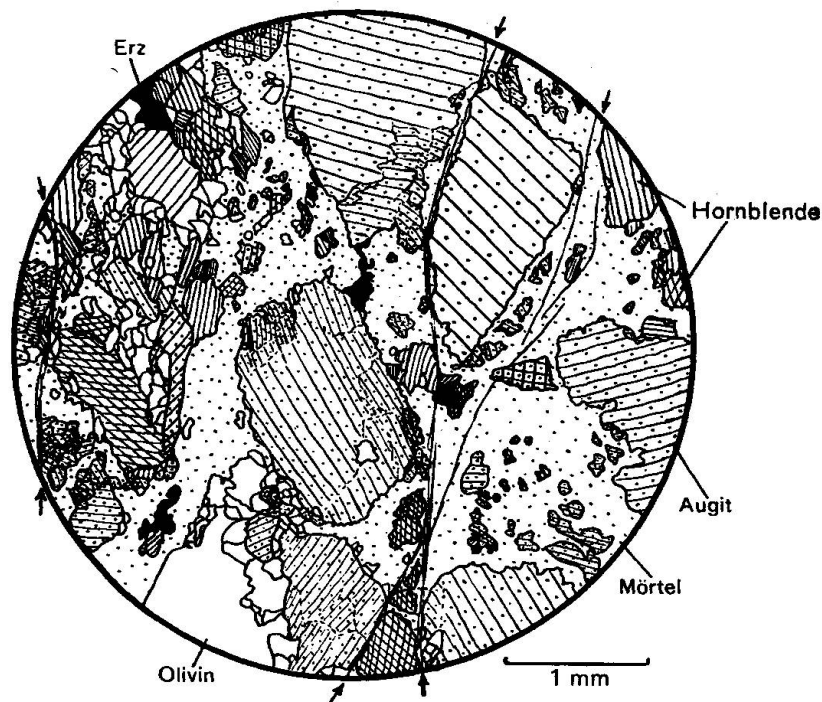


Fig. 43. Olivinführender Pyroxenhornblendit (grüne Hornblende) (Schliff Nr. 1837) Valle Monedasco, rechte Seite. Struktur: kataklastisch bis mylonitisch: Zertrümmerung des wahrscheinlich bereits blastokataklastischen Gesteins (Partie links); die Bruchstücke schwimmen in einem sehr feinkörnigen Mörtel; Ausbildung von Gleitzone (→).

chroismus; sie ist dann sehr ähnlich derjenigen im Peridotit. Aber es tritt auch dunkelviolettbraune Hornblende mit meist intensivem Pleochroismus in Braun auf.

Es wurden in verschiedenen Gesteinen gemessen:

		$2 V_{\gamma}$	$n_{\gamma}/c$	Gestein, aus dem die Hornbl. stammt
grüne	Hornblende	$80^{\circ}$	$15^{\circ}$	Hornblendegabbro
grüne	„	$85^{\circ}$	$19^{\circ}$	Hornblendegabbro
grüne	„	$80^{\circ}$	$16-17^{\circ}$	Hornblendegabbro
grüne	„	$76^{\circ}$	$19^{\circ}$	Hornblendegabbro
grüne	„	$90^{\circ}$	$19^{\circ}$	Hornblendegabbro
grüne	„	$82^{\circ}$	$20^{\circ}$	Olivinhornblendit
grüne	„	$79^{\circ}$	$19^{\circ}$	Pyroxen-Hypersthenhornblendefels
hellbraune	„	$84^{\circ}$	$20^{\circ}$	Band in Hornblendegabbro
dunkelbraune	„	$95-97^{\circ}$	$21-22^{\circ}$	Hornblendit
dunkelbraune	„	$90^{\circ}$	$18^{\circ}$	Hornblendeproxenit

Auch in anderen, nicht auf dem Drehtisch gemessenen Schliffen ist die braune Hornblende immer optisch negativ.

Von Herrn Prof. J. JAKOB wurden 2 Hornblenden aus Hornblenditen analysiert; eine braune und eine grüne: Analysen 5, 6 der Analysentabelle Seite 88. Sie unterscheiden sich nicht sehr stark voneinander; im wesentlichen nur darin, dass die grüne Hornblende etwas Mg-reicher, die braune ein wenig Fe-reicher ist. Beide gehören ihrem Chemismus nach zu den basaltischen Hornblenden.

Wo sich die grüne Hornblende umwandelt, tritt an ihre Stelle Epidot oder Chlorit; von der braunen kenne ich keine Umwandlungsprodukte.

Plagioklas: Seine Zusammensetzung wechselt von einem Gesteinszug zum andern. Sie variiert z. B. von 60—70%, 75—85% oder 80—90% An. Der Plagioklas ist wie in der basischen Zone fast nie zonar; dagegen in tektonisch beanspruchten Gesteinen undulös oder verbogen und voll Druckzwillingslamellen. Im ganzen reagiert er etwas spröder als im Fornalegabbro.

Der Plagioklas ist immer frisch, jedoch sind an gewissen Stellen grosse Teile in Zoisit umgewandelt. Dieser ersetzt den Plagioklas teilweise in Form grosser, mehr oder weniger isometrischer oder stengliger Körner; der übriggebliebene Plagioklas bleibt vollkommen frisch.

Augit ist farblos bis schwach grünlich. Der Auslöschungswinkel  $n\gamma/c$  liegt zwischen  $40^\circ$  und  $42^\circ$ , und  $2V\gamma$  variiert von  $52^\circ$ — $60^\circ$ . Umwandlungen in strahlsteinartige Hornblende  $\pm$  Epidot sind ziemlich häufig.

Granat erreicht oft 1—1,5 cm im Durchmesser. Er enthält immer grössere Einschlüsse von Plagioklas und ist oft von kelyphitartigen Symplektiträndern umgeben, in welchen er mit Hornblende oder Augit verwachsen ist. In manchen Gesteinen ist er weitgehend chloritisiert.

$\beta$ -Zoisit und Klinozoisit ersetzen manchmal den Plagioklas (s. d.).

Ausser diesen Mineralien können noch auftreten: Epidot, Chlorit, grüner Spinell, Magnetit; in einem Schliff wurde auch Saphirin gefunden.

## Struktur

Die Strukturverhältnisse sind ähnlich wie beim Peridotit. Primär sind die Gesteine mittel- bis grobkörnig granoblastisch und ziemlich massig. Z. T. sind sie noch unverändert (z. B. der nordöstlichste Zug auf der Ostseite der Valle Monedasco), teilweise jedoch mehr oder weniger verschiefert und haben eine grobkörnige IIa-Struktur mit vielen — oder IIIa-Struktur mit wenigen Blastoporphyrroklasten. In der Nähe des NW-Randes gelegene Gesteine sind meistens stark mit Clivageflächen und Sprüngen durchsetzt: IVb-Struktur.

Ungelöst bleibt vorläufig die Frage, wie und wann die Epi-Umwandlungen (Zoisitisierung des Plagioklases und Epidotisierung bzw. Chloritisierung der Hornblende), die man nur an ganz bestimmten Stellen neben vollkommen frischen Gesteinspartien antrifft, sich vollzogen haben. Dazu wären vor allem noch nähere Untersuchungen im Feld notwendig.

### 3. Hornblendite

Hornblendite gibt es mit beiderlei Hornblendevarietäten. Solche mit grüner Hornblende sind fast immer an eine Hornblendegabbroeinlagerung gebunden. In den randlichen, mit dem Peridotit in Kontakt stehenden Partien bilden sie Lagen von 2 bis etwa 50 cm Mächtigkeit, welche nie discordant verlaufen und im allgemeinen mit glattem Kontakt ohne Kontaktwirkungen ans Nebengestein grenzen. Besonders grobkörnig fand ich sie an einem solchen Kontakt 250 m SE der Testa di Misello konkordant im Peridotit (vergl. S. 97). Dort haben die Einzelmineralien bis 20 cm im Durchmesser und liefern wunderschön grün glänzende Spaltstücke. An einem solchen Spaltstück wurde die Analyse 5 (S. 88) ausgeführt. Am Kontakt des Peridotits mit dem Hornblendeproxengabbrodiorit (bas. Zug) findet man stellenweise Hornblendehypersthenfels mit grüner Hornblende (vergl. S. 100).

Brauner Hornblendit findet sich überall am Kontakt zwischen dem Hornblendeproxengabbrodiorit des basischen Zuges und dem Peridotit in grösseren und kleineren Linsen, bald feinkörniger (Korndurchmesser um 5 mm), bald sehr grobkörnig (Korndurchmesser bis 25 cm). Er geht dort fast immer in Hornblendegabbro über, welcher dieselbe Hornblende führt (siehe unten S. 98). Auch in den Kontaktzonen zwischen Hornblendegabbro und Peridotit tritt brauner Hornblendit in schmalen Lagen auf (vergl. S. 98). Einen ganz aussergewöhnlich grobkörnigen Hornblendit fand ich auf der rechten Seite der Valle Monedasco (auf der Karte durch x markiert), wo in der Runse Blöcke bis zu 60 cm im Durchmesser aus einem einzigen Kristall bestehen. Die Lagerungsverhältnisse konnten wegen der starken Flechtenüberwachsung an der steilen Felspartie nicht abgeklärt werden. Von dieser Stelle stammt das Material für Analyse 6 (S. 88). Am Grat auf der Ostseite der V. Monedasco, welcher von Aghè gegen NNW hinunterzieht, bildet brauner Hornblendit eine 2—3 m mächtige Lage. Sie liegt konkordant auf dem Hornblendegabbro und ist von diesem durch eine Ruschelzone getrennt, so dass auch hier die Grenzverhältnisse nicht studiert werden können.

### C. Lagerungsverhältnisse und gegenseitige Beziehungen der Gesteine

Die Peridotite liegen im allgemeinen mit steilstehender Bankung in Form von langgestreckten Linsen oder Zügen ungefähr in der Streichrichtung der Ivreazone dem basischen Zug angeschmiegt, und die Gabbrozüge sind z. T. konkordant dazwischengeschaltet. In der Valle Monedasco komplizieren sich die Verhältnisse, und die beiden Talseiten lassen sich nicht recht miteinander verbinden. Die Gabbros verhalten sich zwar nie eigentlich diskordant zum Peridotit; auf der rechten Talseite sind die beiden Gesteine jedoch eine Strecke weit wie durcheinandergeflossen und miteinander verknetet; sie weichen z. T. ganz erheblich vom allgemeinen Streichen und Fallen ab, so dass es schwer ist, sich eine räumliche Vorstellung zu machen. Im Talboden liegt der Phlogopitperidotit ganz flach, während er auf der linken Talseite normale Steilstellung hat.

Ein Hauptproblem ist die Feststellung des Altersverhältnisses der verschiedenen Gesteine. Die Aufgabe ist sicher lösbar, würde jedoch noch detailliertere Untersuchungen erfordern und vor allem Zutritt zur italienischen Seite. Ich muss mich mit einigen Vermutungen begnügen.

Am Kontakt zwischen Peridotit und Hornblendegabbro treten die mannigfaltigsten Gesteine auf und lassen intensive Beeinflussungen vermuten: In buntem Wechsel findet man Hornblendeproxenit, Pyroxen-enstatithornblendit, Granatolivinhornblendehypersthenfels, Granathornblendit, Hornblende-anorthosit etc. Alle diese Gesteine oder Mineralkombinationen treten jeweils nur in kleinen Bereichen auf; sie stehen in intensiver Wechsellagerung miteinander und mit Hornblendegabbro.

Am schönsten ist dieser Kontakt 250 m SE der Testa di Misello abgeschlossen. Dort konstatiert man von unten, vom Hornblendeperidotit herkommend, zuerst eine zunehmende Verschieferung des Peridotits, die bis zum feinen, dichten III b-Mylonit geht. Zugleich treten darin 5—50 cm mächtige an- und abschwellige Lagen von schönem grünem, unzertrümmertem Hornblendit auf, und dann folgt eine ca. 6 m mächtige gebänderte Zone, in welcher die genannten Gesteine und schmale Lagen von Hornblendegabbro miteinander wechsellagern, ohne dass man entscheiden könnte, welches Gestein ins andere eingedrungen ist oder gar letzteres kontaktlich verändert hat. Ausserdem treten dazwischen auch Streifen mit braunvioletter Hornblende auf, welche in der Mitte neben der Hornblende noch Hypersthen oder Enstatit führen, an den Rändern nur Hornblende. Der Umstand, dass der Peridotit gegen den Kontakt hin verschiefert, sogar mylonitisiert ist, macht es wahrscheinlich, dass der Hornblendegabbro das eindringende Material war. Diese Ansicht findet

eine Stütze in den Verhältnissen an der Testa di Misello. Die oberste Partie der Kuppe besteht aus Hornblendeperidotit; gegen unten tritt plötzlich Hornblendegabbro auf, der in einzelnen Lagen in den Peridotit hineingreift und sich sozusagen darin auflöst. Er wird also von unten eingedrungen sein.

Merkwürdigerweise findet man am Kontakt des nordöstlichsten Hornblendegabbrozuges auf der rechten Seite der Valle Monedasco mit dem darunterliegenden Phlogopitperidotit gar keine Kontakterscheinungen. Der Peridotit ist am Rande etwas serpentinisiert, und zwischen beiden Gesteinen findet man stellenweise nur etwas braunen Hornblendit. Derselbe Hornblendegabbro erzeugt jedoch 50 m weiter am Hornblendeperidotit die gleichen intensiven Kontaktwirkungen wie an der Testa di Misello. Sollte der Phlogopitperidotit jünger sein als der Hornblendegabbro? Er liegt ja auch tiefer als die übrigen Gesteine.

Der grüne Hornblendit ist immer an die Ränder des Hornblendegabbro gebunden und scheint mit diesem ungefähr gleichzeitig gebildet worden zu sein.

Der braune Hornblendit kommt, oft in Begleitung von braunem Hornblendegabbro, in allen Kontakten vor und ausserdem auch in schmalen Lagen im gewöhnlichen grünen Hornblendegabbro. Nach meinen bisherigen Beobachtungen ist er das jüngste Gestein im ganzen Peridotitkomplex.

Der Kontakt zwischen dem nördlichsten Hornblendegabbro auf der linken Seite der Valle di Capolo und dem darüberliegenden Peridotit (beim Punkte 1217,8 Nusello) ist tektonisch. Zwischen beiden Gesteinen liegen ca. 30—50 cm von verschiefertem Serpentin; Kontaktwirkungen sind nicht vorhanden, und streckenweise werden die Gesteine diskordant von der Rutschfläche abgeschnitten.

Auch innerhalb des Peridotitstockes selbst haben grössere Bewegungen stattgefunden. Bis 20 m mächtige Mylonitzonen durchziehen konkordant den Peridotit. Sie sind tief hinein verwittert, und das Gestein zerfällt beim Schlagen in eine gelbbraune, grusige Masse. Nur hornblende-reiche Bänke oder Schlieren sind darin frisch und unbeanspruch geblieben.

#### **D. Der Kontakt mit dem basischen Gesteinszug**

Der Kontakt mit den zwischen Valle del Boschetto und Valle di Bordei über dem Peridotit liegenden basischen Gesteinen (Fig. 39) ist überall, wo er aufgeschlossen ist, durch eine glatte Rutschfläche gekennzeichnet. Zwischen dem Peridotit und dem Hornblendeproxengabbro

diorit liegt meistens Serpentin und harter Ultra-Mylonit. Z. T. streicht der Gabbrodiorit diskordant, fast senkrecht an die Rutschfläche heran. Er ist jedoch in der Nähe des Kontaktes so stark tektonisiert, dass nicht mehr festgestellt werden kann, ob Kontaktwirkungen stattgefunden haben oder nicht. Letzteres ist allerdings sehr wahrscheinlich angesichts der bereits beschriebenen kontaktlichen Veränderungen, welche der zwischen Peridotit hineinragende nördlichste Zipfel erlitten hat.

Der Kontakt am Südostrand ist ebenfalls stark verschiefert, jedoch ohne jüngste Rutschflächen. Trotzdem ist es auch hier wieder schwer, sich eine Übersicht über die Kontaktverhältnisse zu verschaffen (infolge der starken Verwitterung und Flechtenbedeckung). Man muss die Profile sorgfältig schlagen und hat dann nur einen kleinen Streifen, jedoch keine Übersicht. Die 3—8 m mächtige Kontaktzone ist zudem nirgends ganz aufgeschlossen.

In der Valle di Bordei ist das randlichste Glied des Peridotitstockes ein mehrere m mächtiger Serpentin, weiter gegen Westen ist es Hornblendeperidotit. Diese Gesteine fand ich allerdings nie in direktem Kontakt mit dem Hornblendeproxengabbrodiorit, sondern überall schiebt

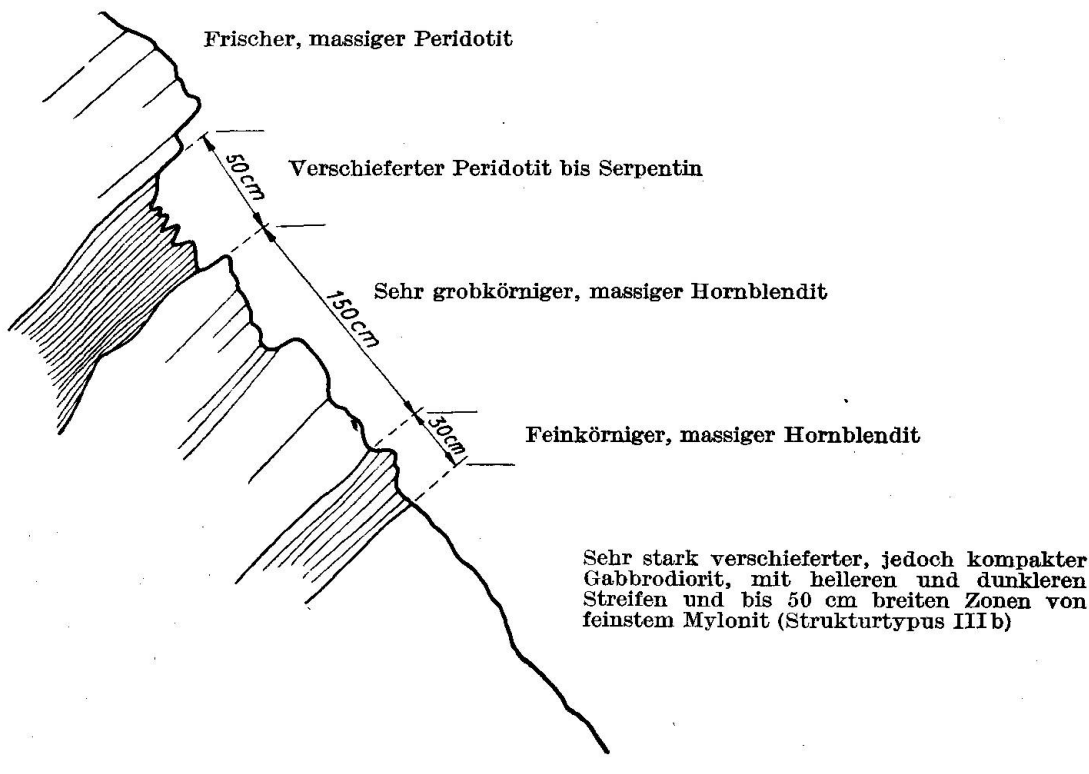


Fig. 43a. Profil vom Kontakt SE unterhalb P. 1614 südl. Testa di Misello.



sich brauner Hornblendit, stellenweise auch Hornblendehypersthenfels mit grüner Hornblende dazwischen. Hornblendegabbro mit brauner Hornblende leitet dann zum normalen, jedoch stark verschieferten und harten Hornblendeproxengabbrodiorit über. Es ist auffällig, dass der Hornblendit gegen den Peridotit hin meist grobkörnig ist und gegen den Gabbrodiorit hin feinkörniger wird. Es folgen 2 Profile (S. 99 und unten):

Profil vom Kontakt in der Valle di Bordei; linke Talseite:

In konkordantem Wechsel findet man von N nach S:

Serpentin mit grüner Hornblende (serpentinisierter Hornblendeperidotit). Mit scharfer Grenze:

1 m Epimetamorpher Hornblendehypersthenfels mit grüner Hornblende. Mit undeutlicher Grenze:

20 cm Schwarzer Hornblendit (mit dunkelbrauner Hornblende). Ohne deutliche Grenze:

wenige cm Hornblendegabbro mit brauner Hornblende, übergehend in Pyroxengabbrodiorit.

Der Kontakt ist im Terrain durch eine kleine Runse bezeichnet.

Es scheint allgemein, dass der Peridotit keine grosse Kontaktwirkung ausgeübt hat. Grössere Wirkungen scheinen vom Hornblendit auszugehen. Aus diesem Grunde und infolge der immer vorhandenen Verschieferung des Kontaktes lässt sich zur Zeit noch wenig über die Altersbeziehungen der beiden Hauptgesteine aussagen. Man muss vorwiegend auf die Lagerungsverhältnisse abstellen.

### E. Der Nordrand des Peridotitstocks

Am Nordwestrand grenzt der Peridotitstock überall direkt an die Insubrische Linie; auf der anderen Seite derselben liegt die Canavesezone. Die Verhältnisse unterscheiden sich prinzipiell wenig von den bereits in der basischen Zone beschriebenen. Gegen den Rand hin wird der Peridotit immer stärker serpentinisiert, bis ganz am Rande ein reiner Serpentin vorliegt. Dieser ist z. T. stark verschiefert; 1—5 cm mächtige Zonen von hartem Ultramylonit durchziehen ihn; dazwischen liegen wieder massige Partien. Die Zone intensiver Beanspruchung ist 10—20 m mächtig.

Im Serpentin findet sich auf der rechten Seite der Valle di Bordei eine Linse von stark verschiefertem bis mylonitisiertem hellem Marmor; und etwas weiter unten ebenfalls im Serpentin drin harte quarzitisches

Schiefer. In der Valle del Boschetto fand ich im Bachbett in ähnlicher Position einen 50 cm mächtigen Ophikalzit. Auch diese Gesteine werden der Canavesezone zuzuordnen sein, und da der Kalk marmorisiert oder in Ophikalzit umgewandelt ist, wird es sich kaum um blosse Einschupungen handeln.

### III. ALTERSBEZIEHUNGEN DER BASISCHEN UND ULTRABASISCHEN GESTEINE

Über die Altersbeziehungen kann man zusammenfassend aus den Strukturen und Lagerungsverhältnissen folgendes schliessen:

Die Strukturtypen ändern sich innerhalb ein und derselben Varietät kontinuierlich, innerhalb ziemlich beschränkter Grenzen (etwa Ia  $\rightarrow$  Ic  $\rightarrow$  Id oder IIa $\beta$   $\rightarrow$  IIb $\beta$   $\rightarrow$  IIIa etc.), während sie von einer Varietät zur anderen oft sprunghaft verschieden sind. Besonders auffällig ist dieser Umstand da, wo eine gut abgrenzbare Varietät in einer andern liegt (vergl. den Hornblendediorit nördlich Ronco S. 63 oder den Hornblendegabbro in der Valle del Boschetto S. 66ff). Beide Tatsachen lassen darauf schliessen, dass für die Struktur die äusseren Bedingungen während und kurz nach der Erstarrung der Gesteine von bestimmendem Einfluss waren und dass die Magmenförderung sich über ein grösseres Zeitintervall erstreckte. Nach der vollständigen Erstarrung waren die kompakten Massen nicht mehr stark beeinflussbar; sie reagierten meistens nur noch spröde durch Zerbrechen, Ausbildung von Gleitflächen, Klüftung etc.

Verschiedene Varietäten basischer und ultrabasischer Magmen sind in Form langgestreckter Linsen oder weit verfolgbarer Zonen nacheinander eingedrungen und zwar im grossen ganzen immer eine Varietät nördlich an die andere anschliessend, da die neueindringenden Magmen vorzugsweise eine Diskontinuitätsfläche benützten, die dann später zur Insubrischen Linie wurde.

So scheinen in der ganzen Ivreazone die jüngsten grösseren Gesteinskörper, nämlich die Peridotite, am Nordrand oder mindestens sehr nahe dem Nordrande eingedrungen zu sein; ebenso der relativ junge Norit und eine Anzahl kleinerer junger (weil granoblastischer) Nachschübe in der nördlichen Randzone. In den südlichen Zonen sind unzweifelhaft jüngere Gesteine nur in ganz kleinen Linsen vorhanden (s. unten).

Auf Grund dieser Deutung lässt sich auch verstehen, warum die Änderung des Strukturtypus von der Südseite zur Nordseite (vergl. S. 72/73)

sehr deutlich ist. Die südlichen Varietäten sind die ersteingedrungenen. Ihre Intrusion erfolgte zu einer Zeit, in der die Bewegungen noch nicht besonders intensiv waren. Wegen der dauernden Wärmezufuhr durch nachdringende Magmen kühlten sie sich relativ langsam ab und wurden warm deformiert. Die weiteren Nachschübe trennten sie immer mehr von der Hauptbewegungszone, so dass die mechanische Beanspruchung immer mehr zurückging. Die jüngeren Gesteine (mittlere und nördliche Varietäten) bildeten sich unter wachsender Durchbewegung, deren Maximum in der Zeit nach der Intrusion der Hornblendeproxengabbrodiorit-Varietäten zu suchen ist, da diese am vollständigsten verschiefert sind. Diese Gesteine erstarrten relativ rasch und eine Rekristallisation fand im allgemeinen nicht mehr statt. Die letzten Nachschübe basischer Gesteine in der nördlichen Randzone sowie der Hornblendenorit sind wieder unter ruhigeren Verhältnissen granoblastisch erstarrt und nur durch spätere, der insubrischen Phase zugeordnete Bewegungen klastisch zertrümmert worden.

Der Hornblendegabbro der Valle del Boschetto intrudierte jedoch wahrscheinlich unter dem Einfluss sehr hoher Innenspannungen zwischen die bereits erstarrten Gesteine und wurde dank seiner Entfernung von der Hauptbewegungszone überhaupt nie sehr stark beansprucht. Auf hohe Innenspannungen kann man aus dem hohen Wassergehalt (fast nur Hornblende), der schlierigen Beschaffenheit und aus der Tatsache schliessen, dass kleine 1-3 m mächtige, dicke, kurze Linsen dieses Gesteins mit gleicher Struktur und gleichem Mineralbestand, jedoch ziemlich feinkörnig, sich am Weg Mergugno-Bedora in die Grenzregion gegen die Kinzigzone hineingezwängt haben. Dies sind die einzigen jüngeren Gesteine auf dieser Seite der Ivreazone.

So lässt sich eine allerdings noch sehr hypothetische Altersfolge aufstellen, wie folgt:

Ältestes: Feinkörnige Hornblendediorite der südl. Zone (inkl. feine Fleckendiorite).

Etwas grobkörnigere Hornblendediorite der mittleren Zone (grobe Fleckendiorite, z. T. Streifendiorite).

Augit-Hornblendegabbrodiorite der mittleren Zone.

Hornblendeproxengabbrodiorite.

Hornblendegabbro und Hornblendenorit.

Hornblendeperidotit

Hornblendegabbro

Hornblendite

Phlogopitperidotit?

} innerhalb des Peridotitstockes

Jüngstes: Nördliche Randdiorite (Hornblende-Albitdiorit).

Über die Beziehungen der Pegmatite zu den basischen Gesteinen kann ich vorläufig nur aussagen, dass sie überall, wo sie mit den basischen Gesteinen in Beziehung treten, jünger sind.

Eine genauere Altersbestimmung der Ivreazone als Ganzes setzt die Kenntnis der Beziehungen zur Canavesezone sowie einen Einblick in den Bau dieser Zone voraus. Sie erfolgt daher erst am Ende des folgenden Abschnittes.

Vorläufig sei folgendes festgehalten: Die basischen Gesteine der Ivreazone sind sicher jünger als die Hauptgesteine der Kinzigitzone, weil sie an diesen Kontaktwirkungen erzeugt haben, sogar grössere Züge davon eingeschlossen enthalten. Wenn nach NOVARESE (25) das Karbon für die Gneise und Schiefer des Seengebirges die oberste Altersgrenze darstellt, so ist dadurch das Alter des basischen Gesteinszuges nach oben nicht begrenzt; denn die betreffenden karbonischen Schichten kommen nirgends mit den basischen Gesteinen in Berührung, so wenig wie die permischen Eruptivkörper des Seengebirges.

## Die Zone des Canavese

### Allgemeines

Diese Zone begleitet den Bogen der Ivreazone auf seinem nördlichen Aussenrand mit wenigen Unterbrüchen in einer schwankenden Mächtigkeit von max. 3 km; auf Schweizergebiet ist sie noch 150—1000 m mächtig.

Die Zone hat überall einen deutlichen Schuppenbau; die Gesteinskörper bilden grössere oder kleinere langgestreckte Züge oder Linsen, die einander im Streichen ablösen, um oft nach einem gewissen Unterbruch wieder aufzutauchen. Das Streichen folgt mit lokalen Abweichungen meist ungefähr dem Zonenstreichen. Am östlichen Ende, bei Losone, weicht das Streichen der Gesteinszüge ( $50^{\circ}$ — $60^{\circ}$  E) auffällig stark vom Streichen der Gesamtzone ( $70^{\circ}$ — $75^{\circ}$  E) ab. Die Gesteine fallen ebenfalls mit lokalen Schwankungen steil gegen N bzw. NNW ein (im Untersuchungsgebiet um  $70^{\circ}$ ). Ausnahmen von grösserem Ausmass findet man vor allem in der Nachbarschaft der Insubrischen Linie, z. B. am Pizzo Leone, wo sich die Canavese-Gesteine ziemlich flach über die Ivreazone legen (Profil 2).

## I. PETROGRAPHISCHE ZUSAMMENSETZUNG IM SCHWEIZERISCHEN ABSCHNITT

### A. Das makroskopische Bild

Die Hauptmasse besteht aus schiefrigen, äusserst feinkörnigen Sericit-Chlorit- oder Zweiglimmergneisen und -Schiefern in allen Grün-, Braun- und Grautönen und Helligkeitswerten; vorherrschend sind violettbraune oder graugrüne Farbtöne, je nach dem Gehalt an Biotit oder Chlorit. Häufig erscheinen die Gesteine vollkommen dicht und sind dann von hornsteinartiger Zähigkeit; solche dichte Partien finden sich auch in Streifen zwischen den anderen; sie sind gewöhnlich ziemlich hell. Sehr verbreitet ist eine feine Fältelung der Gesteine, und auf den Schieferungsflächen sind kleine, silbern glänzende, bis 2 mm grosse Muskowitblättchen verstreut. Makroskopisch sind diese Gesteine nur selten genau diagnostizierbar. Ein einziges Mal fand ich darin viele bis 2 cm grosse, etwas gepresste Quarzgerölle, sodass man mit Sicherheit auf ein verschiefertes Konglomerat schliessen konnte. Auch sonst trifft man hie und da solche geröllartige, linsenförmige Quarzpartien. An einigen Stellen (z. B. an der Corona dei Pinci und bei der Brücke unterhalb Bordei) treten auch feine schwarze oder grünliche Tonschiefer auf.

In diese Gesteine sind dunkle bis blauschwarze, splittrige Kalke eingelagert, die beim Anschlagen einen hellen Klang geben. Im allgemeinen handelt es sich um schmale Züge, 20—300 cm mächtig, die oft zu einzelnen Linsen auseinandergezogen und mit den übrigen Gesteinen verschuppt, verfaltet bzw. verknetet sind (Gratena W-Ende). An anderen Stellen (Val Brima, Olocaro, Valle Monedasco) schliessen sich viele parallele Züge zu mächtigen Kalkbänken zusammen, in denen auch helle Marmore auftreten. In den Marmoren von Olocaro wurde früher ein Steinbruch betrieben. Vereinzelt finden sich zudem gelblich anwitternde Dolomite und Dolomitmarmore.

Zwischen den feinschiefrigen Gneisen und Schiefern gibt es auch grössere Massen von kompakten hellen, glimmerarmen, flaserigen Alkalifeldspatgneisen. Sie sind immer deutlich geschiefert, scheinen jedoch etwas grobkörniger als die übrigen Gesteine, da sie voll von grösseren und kleineren, zu Fasern ausgezogenen Feldspatäugen sind, zwischen denen feine dunklere Striemen durchziehen. Auf den unebenen Schieferungsflächen glänzen auch hier kleine Muskowitblättchen auf. Diese Gneise sind immer stark verfaltet (Gratena W-Ende), und oft sind feinschiefrige, glimmerreichere Gesteine oder auch Kalklinsen damit verkne-



Fig. 44. Leone-(Injektions-)gneis östlich Pizzo Leone. Helle pegmatitische Massen im dunkelgrünen schiefrigen Gneis; herauswitternde Quarzadern.

tet. Sie wittern als Härtlinge heraus und bilden Gräte und Buckel (Gratena, Hauptgrat zwischen Corona dei Pinci und Alpe di Naccio).

Ein besonders auffallendes Gestein ist der Leone-Gneis, ein Injektionsgneis, der den Hauptgrat und die Gipfelpartie des P. Leone bildet. Er ist ein Stromatit bis Ophtalmit, dessen stereogenes Kyriosom aus einem feinen grünen Chlorit-Sericitschiefer besteht. Als magmatogenes Neosom (Akyrosom) sind Muskowitpegmatitmassen in Form dicker Linsen und Lagen eingedrungen, welche dann feinste Lagen in den Schiefer hinein senden und diesen vollständig durchsetzen (Fig. 44). Dieser Gneis lässt sich im Feld ohne weiteres von den übrigen Gesteinen abgrenzen und ist daher auch auf der Karte ausgeschieden. Er bildet eine zusammenhängende, langgestreckte Linse zwischen Löden und der Alpe di Naccio. Weiter östlich ist er nicht mehr sicher nachzuweisen. Südlich von Calzo ist pegmatitfreier grüner Sericit-Chloritgneis vorhanden, und am W-Ende des Gratenahügels steht dasselbe Gestein, jedoch schwach injiziert, in einer schmalen ca. 50—100 cm mächtigen Lage an.

An manchen Stellen finden sich ziemlich feinkörnige grüne Epidot-



gesteine, die alpinen Ophiolithen ähnlich sehen, weshalb ich sie auch so bezeichnete. Es sind Hornblendegesteine, welche z. T. viel Chlorit, Epidot und Saussurit führen. Meist sind sie fein gesprenkelt. Sie injizieren die schiefrigen Gneise und Glimmerschiefer oft in feinen Lagen oder treten in schmalen Gängen, nicht über 30 cm mächtig, dazwischen auf. Im Zentrum sind diese Gänge meist etwas grobkörniger als am Rand. Dies und eine schwache Kontaktwirkung am Nebengestein, welche sich vor allem in einer geringen Kornvergrößerung und im Verschwinden des Chlorits zugunsten von Biotit bemerkbar macht, lassen schon makroskopisch den Eruptivcharakter dieser „Ophiolithe“ vermuten. Leider wurde nie eine einwandfreie diskordante Lagerung angetroffen, was mit der starken Durchbewegung des ganzen Gesteinskomplexes zusammenhängen wird.

Schliesslich muss ich noch zwei Andesite erwähnen. Der eine ist ein Hornblendeandesit und wurde in der Valle del Boschetto nahe dem Südrand der Canavesezone gefunden. Der andere stammt vom Gipfel des P. Leone. Es ist ein graugrünes, sehr feinkörniges Gestein mit relativ wenigen grossen Plagioklaseinsprenglingen. Leider sind die Lagerungsverhältnisse in beiden Fällen ganz unklar.

An allen diesen Gesteinen, mit Ausnahme der beiden letztgenannten Andesite, ist schon makroskopisch eine intensive Durchbewegung erkennbar, worauf bereits bei den einzelnen Gesteinstypen aufmerksam gemacht wurde.

## **B. Das mikroskopische Bild**

**Mineralien:** Die Hauptmasse besteht aus Gesteinen mit sehr ähnlichem Mineralbestand: Quarz, Feldspat Glimmermineralien.

**Quarz:** ist in fast allen Gesteinen Hauptgemengteil und kann unter Umständen stark vorwiegen.

**Feldspat:** Man findet fast durchgehend Albit oder sauren Oligoklas; basischer Oligoklas ist schon ziemlich selten und Andesin tritt nur in Porphyriten oder Andesiten oder in entsprechenden Tuffen auf. In den Alkalifeldspatgneisen tritt neben den Albit auch ein gitterartig verzwillingter Mikroklin.

Die Zersetzung der Feldspäte ist im allgemeinen gering. Trübung durch äusserst feine Glimmerschüppchen ist ziemlich häufig, aber nur ganz ausnahmsweise sind die Feldspäte durch säkuläre Verwitterung in ein feines Sericitaggregat übergeführt. Nur die relativ basischen Feldspäte der Andesite oder Porphyrite sind zumeist durch ein nicht allzu-

feines Zoisitaggregat weitgehend ersetzt; in einem Fall wurden vollständige Pseudomorphosen von sericitdurchsetztem Klinozoisit nach Plagioklas beobachtet.

Sericit, Muskowit: Sericit findet man in jedem Gestein, mit Ausnahme einiger Kontaktgesteine. Er ist farblos oder auch etwas grünlich. Z. T. liegt er in feinen Blättchen und Häuten zwischen den einzelnen Mineralkörnern, z. T. bildet er zusammenhängende Züge feiner Schüppchen oder dicht aggregierte Pakete, in welchen er leicht zu Muskowitblättern zusammenwächst. In den dichten oder phyllitischen Gesteinen sind Muskowitblättchen relativ selten, man findet sie vor allem in den etwas grobkörnigeren gefältelten Gneisen. Sie sind immer verborgen oder stark zerknittert (Fig. 47), so dass genaue Messungen des Achsenwinkels unmöglich sind. Dieser ist klein.

Biotit findet man in 2 Varietäten. Am verbreitetsten ist ein auffallend heller farblos-hellrotbraun pleochroitischer Biotit, der den Gesteinen eine eigenartige violette Färbung verleiht. Er wandelt sich manchmal in einen hellgrünen Pennin, hie und da jedoch auch in einen grünlichen Sericit um und zwar in beiden Fällen ohne Erzausscheidung. Weniger häufig ist ein dunkelbrauner Biotit, der sich sehr gerne in grünen Pennin umwandelt.

Auch der Biotit fehlt selten in einem Gestein. Manchmal ist er durch Chlorit ersetzt; nur in den Alkalifeldspatgneisen fehlt er entweder ganz oder spielt nur eine ganz untergeordnete Rolle. Er bildet häufiger als der Sericit feine Blättchen, welche die anderen Mineralkörner trennen und steht oft quer, ist aber auch oft zu Zügen aggregiert; nur bildet er nie so dichte Aggregate wie der Sericit und nur selten grössere Blätter.

Chlorit, ein grüner Pennin, kann den Biotit mehr oder weniger vertreten. Manchmal sind beide nebeneinander vorhanden, manchmal ist der Biotit ganz durch den Chlorit verdrängt und nur wenige Relikte oder Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen zeigen die Ausgangssubstanz. Sein Verhalten im Gestein ist daher dasselbe wie dasjenige des Biotits. In stark mylonitisierten Gesteinen bildet er auch bisweilen vermikulitartige Aggregate. Die etwas speziellen Verhältnisse beim Leonegneis werden bei der Besprechung desselben beschrieben.

Als Hauptgemengteil können vereinzelt noch auftreten: Zoisit oder Klinozoisit, Granat, Kalzit (in Kalkglimmerschiefern, Kalkphylliten). Akzessorisch findet man:

Zirkon in sehr vielen Schliffen, oft mit pleochroitischen Höfen im Biotit oder im Chlorit; Apatit ebenfalls ziemlich häufig, oft in grossen Körnern; Turmalin oft in kleinen bruchstückförmigen Körnchen oder

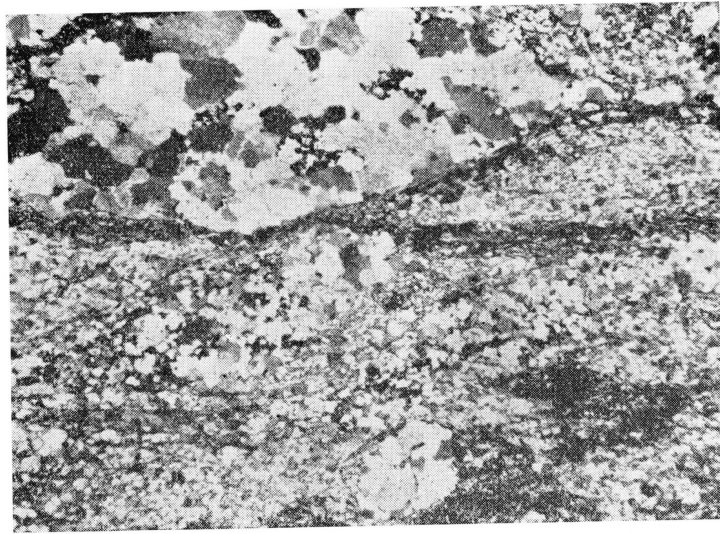


Fig. 45. Glimmerschiefer bis Glimmerquarzit (Schliff von RADEFF Nr. 126 II), Valle Remagliasca. Unregelmässiges, feingranoblastisches Gewebe von Quarz mit wenig Glimmer. Links oben und Mitte unten grobkörnigere Strukturbereiche; vermutlich grössere, homogen zertrümmerte Quarzkörner. (Vergrösserung ca. 20-fach, gekreuzte Nicols.)

zu Linsen ausgezogenen Bruchstückaggregaten; Zoisit, Klinozoisit, Epidot, Rutil, Titanit, Magnetit, Pyrit, kohliges Pigment.

Struktur und Textur: Bei sehr vielen von diesen Gesteinen ist das mikroskopische Bild auffallend unruhig. Das kommt daher, dass die einzelnen Mineralkörner z. T. ganz willkürliche, oft eckige, zackige Formen haben und auch in der Grössenordnung meist stark differieren, ohne dass man jedoch deutlich verschiedene Generationen unterscheiden könnte. Zwischen den einzelnen Mineralkörnern sind, wenigstens bei glimmer- und chloritreichen Gesteinen, Sericit-, Biotit- oder Chloritblättchen verschiedener Lagen anzutreffen, so dass ein unregelmässiges, sperriges, oft stark verzahntes Gefügebild entsteht, bei welchem die im Grossen deutliche Schieferung im Detail wieder verschwinden kann (Fig. 45, 47). Die schiefrige Textur kommt dann vor allem dadurch zustande, dass Sericit oder Biotit in einzelnen dünnen Zwischenlagen oder feinen Häuten angereichert sind und dann ziemlich gut der Schieferung folgen; es lösen sich auch fein- und grobkörnigere Lagen in unregelmässigem, feinem Wechsel ab, wobei die feinkörnigeren immer glimmerreicher und etwas dunkler sind (Fig. 45); auch die Muskowitblättchen sind immer gut eingeregelt. Man ist versucht, diese Strukturen als blastopsammitisch zu deuten und die Gesteine als Psammitgneise zu bezeichnen. Bei der Untersuchung der Biotitgneis-Einlagerungen in den Ivreagesteinen fand

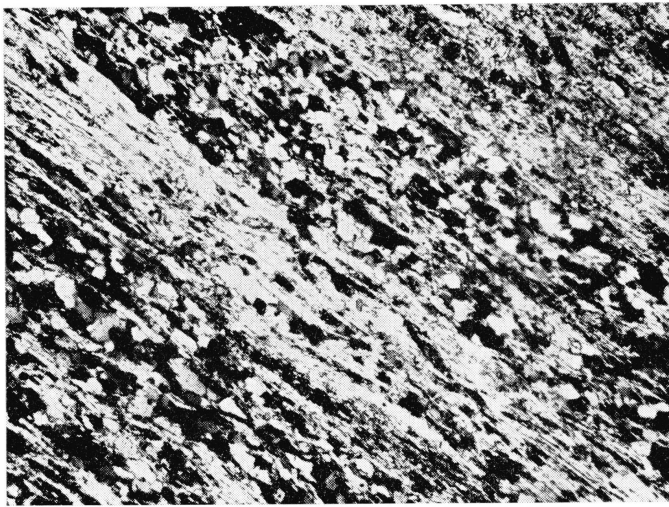


Fig. 46. Glimmerschiefer (Schliff von RADEFF Nr. 29a), Valle Remagliasca, Südseite der Canavesezone. Feinkörnige, aber ziemlich regelmässige granoblastische bis lepidoblastische Struktur. (Vergrösserung ca. 25-fach, gekr. Nicols.)

ich jedoch dieselben Struktureigentümlichkeiten (unregelmässiges Korn, sperriges Gefüge), welche dort nachgewiesenermassen durch Kataklaste eines grobkörnigeren Gesteins entstanden sind. Ich vermute daher auch hier dieselbe Entstehungsweise. Eine Stütze erhält diese Auffassung durch die Beobachtung, dass jeweilen alle Feldspäte eines Schliffes dieselbe chemische Zusammensetzung haben, was bei einem Psammit nicht zu erwarten wäre. Einen weiteren Hinweis in dieser Richtung geben auch die eckigen Trümmerformen der Turmalinkörner oder zu flachen Linsen auseinandergezogene Bruchstückaggregate dieses Minerals, die bei diesem selten auftretenden Gemengteil sicher als ursprünglich zusammengehörig betrachtet werden dürfen. Man muss also die Gesamtheit dieser Gesteine als Breccien und Mylonite auffassen und zwar als Blastomylonite und Blastobreccien, da die Zertrümmerung ganze Gesteinskörper gleichmässig erfasste und unter gleichzeitiger Umkristallisation gewisser Mineralien (in diesem Fall vor allem der Glimmermineralien und des Quarzes) verlief, jedoch ohne wesentliche Mineralneubildung. Unter Umständen folgte eine geringfügige Rekristallisation, welche die Korngrenzen etwas ausglich. Der Beweis lässt sich allerdings nicht so leicht führen wie bei den Ivreagesteinen; denn es fehlen die Übergänge und vor allem die Ursprungsgesteine. Relikte der ursprünglichen Struktur sind äusserst selten. Man kann jedoch zeigen, dass die einsprenglingsartigen Grosskörner, so weit es sich um Feldspäte oder Quarze handelt, reliktsche Bildungen eines Zertrümmerungsvorganges, also Porphyroklasten sind und nicht

etwa als Porphyroblasten, z. B. durch Sammelkristallisation neugebildet wurden. Sie haben ganz verschiedene rundliche oder eckige Formen und liegen oft quer oder schräg zur Schieferungsrichtung. Bisweilen liegen zwei oder drei fast gleichauslöschende Körner, durch Glimmerhäute getrennt, nebeneinander; sie sind durch Zerbrechen eines grösseren Kornes entstanden (Fig. 48). Ferner enthalten grössere Feldspäte wohl hie und da glattrandige, unbeanspruchte Quarzeinschlüsse (geschützte Relikte) oder Epidotkörner, jedoch keine grösseren Glimmerblättchen. Wenn sie auf dem Wege der Sammelkristallisation aus mehreren kleineren Körnern entstanden wären, müsste man erwarten, auch die dazwischenliegenden Glimmerblättchen mit eingeschlossen zu finden, wie es bei manchen unter dem Einfluss der Ophiolitintrusion rekristallisierten Kontaktgesteinen der Fall ist.

Die Grosskörner sind fast ausschliesslich Feldspäte oder Muskowit; grosse Quarzkörner sind meist weitgehend zertrümmert und bilden nun ein fein verzahntes Gewebe kleiner Körner (vergl. S. 114). Während jedoch an solchen grösseren Feldspat- und Quarzkörnern nur Effekte der Kataklyse bzw. Blastokataklyse nachweisbar sind, kann man sich die Muskowitblättchen kaum anders als durch Kristalloblastese und zwar durch Sammelkristallisation entstanden denken. Sie treten in den meisten Gesteinen auf, welche etwas reichlicher Sericit führen. Allerdings ist ihre Bildung wahrscheinlich in eine frühere Phase zu verlegen; denn in der letzten Phase, welche den Gesteinen das endgültige Gepräge gab, wurden sie wieder verbogen und zerknittert.

Feldspäte und Muskowit setzten der Zertrümmerung und Auflösung in kleine Körner einen weit grösseren Widerstand entgegen als der Quarz.

Auf die Aufstellung verschiedener Strukturtypen wie in der Ivrea-zone, z. B. blastoporphyrroklastisch, ohne Grosskörner und blastomylonitisch (sehr feinkörnig mit wenigen rundlichen Porphyroklasten) etc. wird hier verzichtet. Zu erwähnen ist lediglich, dass auch relativ regelmässig granoblastische bis lepidoblastische Strukturen auftreten (Fig. 46). Sie sind aber immer ebenso feinkörnig wie die deutlich klastischen Strukturen, von denen sie sich nur durch das gleichmässiger Korn, die glatten, weniger verzahnten Korngrenzen und das Fehlen undulöser Auslöschung unterscheiden. Zwischen den beiden Strukturen existieren alle Übergänge. Diese granoblastischen Strukturen beschränken sich auf feldspatfreie oder mindestens feldspatarme, nicht gefaltete (Glimmerquarzite) und auf monomineralische Gesteine (Marmore). Auch habe ich sie bisher nur auf der Nordseite der Zone, d. h. in einiger Entfernung von der Insubrischen Linie, gefunden.



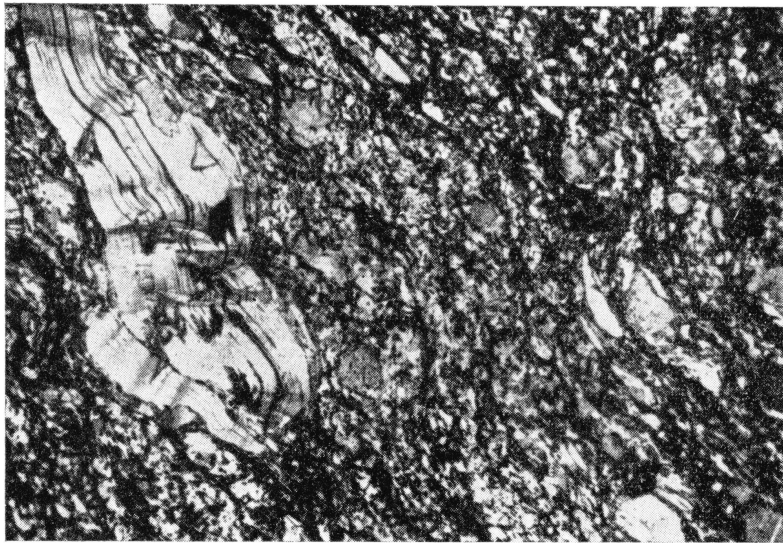


Fig. 47. Feinkörniger Zweiglimmergneis (metamorpher Porphyrit?) (Schliff Nr. 80), südöstlich Arcegno. Links ein zerknitterter Muskowitporphyroblast, rechts mehrere kleinere, z. T. noch ziemlich idiomorphe Plagioklasporphyroklasten. (Vergrößerung ca. 20-fach, halb gekreuzte Nicols.)

### C. Die einzelnen Gesteine

#### 1. Feinkörnige Chlorit-Glimmerschiefer und -Gneise

##### a) *Phyllite und Glimmerschiefer*

Glatte, feinplattige Glimmerschiefer findet man z. B. in der Valle Remagliasca und oberhalb Olocaro als Begleigesteine der Kalke und Marmore. Ihre Struktur ist hier auffallend granoblastisch und die Textur ungefältelt. Feldspat und Muskowit und somit ausgesprochene Grosskörner fehlen (Fig. 46).

Die Schiefer anderer Lokalitäten sind immer mindestens leicht gefältelt und meist etwas feldspatführend; sogleich ist das Strukturbild viel unruhiger. Dies trifft auch für die glimmer- oder chloritreichen Phyllite und Schiefer zu, welche in der Valle di Bordei den Kalk und Dolomit begleiten. Mit der Zunahme des kohligen Pigments werden die Phyllite feinkörniger. Durch Aufnahme von Kalzit gehen sie in Kalkphyllite oder Kalkglimmerschiefer über. Sie können aber immer noch einzelne kleine Feldspataugen, etwas grobkörnigere Quarzpartien und grössere Biotitblättchen enthalten. Ein Schiefer dieser Lokalität (Schliff Nr. 620) enthält mehr oder weniger ovale glimmerfreie Quarzpartien, bis zu 2,5 mm im grössten Durchmesser, welche alle Stadien innerer Zertrümmerung





Fig. 48. Drei fast gleichzeitig auslöschende Feldspatbruchstücke, die, in ein feinkörniges Quarz-Glimmer-Epidotgewebe eingebettet, Porphyroblasten vortäuschen, einander jedoch zu einem idiomorphen Feldspatindividuum ergänzen. Ein eingeschlossener Quarz ist nur am Rande zertrümmert, sonst grenzt er mit glattem Rand an den Feldspat.

des Quarzes aufweisen: Undulöse Auslöschung mit zuerst kontinuierlichem Wandern des Schattens; dann beginnen sich feine Grenzlinien einzustellen, welche Partien etwas verschiedener Auslöschung abgrenzen. Diese Partien individualisieren sich mehr und mehr zu einzelnen intensiv ineinander verzahnten Körnern, die sich nun den neuen Druckbedingungen anpassen. Dies stark verzahnte Gewebe ist sehr bezeichnend für die Zertrümmerung des Quarzes.

#### b) *Glimmer- und Chloritgneise*

Der Feldspat ist fast immer wenig zertrümmert und bildet Porphyroblasten verschiedener Grösse; parallel geht merkwürdigerweise auch das vermehrte Auftreten kleiner Muskowitblättchen; dadurch wird das Strukturbild wesentlich unruhiger als in den Schieferen. Die Textur ist fast immer fein gefältelt, wobei die Muskowitblättchen arg zerknittert werden; weniger häufig sind ganz wirre, fast richtungslose Texturen (Fig. 47).

Die Formen der Feldspatporphyroblasten sind manchmal annähernd idiomorph, wenigstens an den unzerbrochenen Rändern (das Zerbrechen erkennt man an den danebenliegenden Splittern (Fig. 48)). In solchen Fällen ist auch manchmal ein kleiner zonarer Rand vorhanden. Da ausserdem die chemische Zusammensetzung der Feldspäte nicht mehr differiert als in irgend einem Eruptivgestein, ist es nicht ausgeschlossen, dass diese Gneise mindestens zum Teil als metamorphe Porphyrite oder, wenn auch noch glimmerfreie Quarzpartien vorhanden sind, als metamorphe Quarzporphyrite aufgefasst werden dürfen.

## 2. Alkalifeldspatgneise

Es sind porphyroklastische Blastomylonite (Blastobreccien). Die Porphyroblasten sind Albit und Mikroklin, die oft auch makroskopisch als helle Augen deutlich hervortreten. Nicht selten haben sie einen Teil

einer ursprünglichen idiomorphen, rechteckigen Umgrenzung beibehalten; manchmal sind sie auch stärker zertrümmert und zu augen- und linsenartigen Haufen von grösseren oder kleineren Bruchstücken ausgewalzt. Die Porphyroklasten bilden keine eigene Generation, sondern sie haben Querdurchmesser von mehreren mm (an Handstücken sogar 2—3 cm) bis zur Grössenordnung des Grundgewebes (0,02—0,1 mm). Das Grundgewebe besteht aus Quarz und Albit, die intensiv miteinander verzahnt sind, oder auch aus albitfreien Quarzpartien. Dazu kommen in wechselnden Mengen Sericit und verbogene Muskowitblättchen; Biotit oder Chlorit spielen eine untergeordnete Rolle. Die Textur kann im kleineren Bereich schon deutlich geschiefert oder auch ziemlich wirr und richtungslos sein. In glimmerreichen Partien und bei feinkörnigen Typen gleicht das Gewebe demjenigen der Glimmergneise; grobkörnigere Augengneise haben eine ausgesprochene Trümmerstruktur.

Der Mikroklin bildet meistens Porphyroklasten. Der Rand ist auch bei idiomorphen Körnern nicht glatt, sondern immer mit dem umgebenden Gewebe verzahnt, ausser in glimmerreichen Partien, wo er von einem Sericithäutchen umgeben ist. Mikroklin ist hier leicht an der intensiven, gitterartigen Verzwillingung erkennbar und ausserdem von groben Perthitflammen und -Schnüren (oft auch in anderer Weise) von Albit durchwachsen.

Albit von 0—7% An bildet nur in relativ albitreichen Gesteinen Porphyroklasten, sonst ist er nur im Grundgewebe vorhanden. Wie der Mikroklin reagiert er auf Beanspruchung spröde und zerbricht in einzelne Stücke; nie ist er verbogen.

Als Ausgangsgesteine können angesichts der oft idiomorphen Feldspäte Granite, Granitporphyre oder Quarzporphyre in Frage kommen.

### 3. Leonegneis

Es ist ein blastokataklastischer Injektionsgneis. Das injizierte Gestein (stereogenes Kyriosom) ist ein Chlorit-Sericitphyllit, welcher oft nur aus einem sehr feinschuppigen, dichten Aggregat von parallelen Sericitschüppchen besteht, das z. T. auch Chlorit enthält, z. T. von Chloritlagen begleitet ist. Dazu können dann noch Lagen von Chloritschiefer, d. h. feine, durch Chloritschüppchen getrennte Quarzkörnchen treten. Die schwach grünlichen Sericitaggregate sind fast immer voll kleiner, schwarzer Magnetitkörnchen und -Stengelchen. Der Chlorit, grüner Pennin, enthält an wenigen Stellen noch Biotitrelikte und oft Zirkon mit pleochroitischen Höfen.

Das iniizierte Material ist in grossen und kleinen Linsen und feinen, an- und abschwellenden konkordanten Adern zwischen die Schieferlagen hineingedrungen. Es besteht aus Quarz, Albit bis saurem Oligoklas und akzessorisch Turmalin. Manche Muskowitblätter sind wahrscheinlich beim Eindringen des Pegmatitmaterials in den Sericitpaketen des Schiefers neugebildet worden.

Die Struktur ist immer blastokataklastisch, die Textur gefältelt und zwar oft sehr intensiv. Im übrigen muss man zwei Strukturbereiche unterscheiden. Erstens die feinen Phyllitlagen, welche die Struktur aller gefältelten Phyllite haben. Zweitens die viel grobkörnigeren Injektionsadern und -Augen, in welchen der Feldspat eckige Porphyroklasten bildet. Diese sind fast immer mehr oder weniger stark zerbrochen, und die Risse sind mit Quarz und Chlorit ausgeheilt. Der Quarz ist meist ziemlich stark zertrümmert und in das typische, stark verzahnte Gewebe verwandelt, jedoch findet man auch noch grössere, unzerbrochene, allerdings stark undulöse Quarzpartien. Der Muskowit ist immer verbogen oder zerknittert, oder dann aufgeblättert, und in die Risse dringen Quarz und Chlorit. Diese beiden Mineralien füllen überhaupt alle Spannungshohlräume (Faltenkniekehlen, Zwickel vor und hinter gedrehten Porphyroklasten etc.); sie scheinen also aus mobiler Phase gebildet zu sein.

Die Feldspäte haben im Gegensatz zu den Alkalifeldspatgneisen nie Eigengestalt, und die an geschützten Stellen erhalten gebliebenen glatten Korngrenzen verraten ein pegmatitisches Gefüge. Das stimmt damit überein, dass die Injektion von Muskowitpegmatiten ausgeht, welche denselben Mineralbestand und dieselben Kataklasteerscheinungen zeigen.

#### 4. Kalke, Kalkschiefer, Marmore und Dolomite

Die blauschwarzen oder grauen Kalke enthalten neben schwarzem, kohligem Pigment immer ziemlich viel Quarz in Form isolierter, meist ziemlich isometrischer Körnchen, bisweilen auch Sericit. Durch Überhandnehmen der beiden letztgenannten Mineralien gehen sie in schwarze Kalkschiefer über. Sie erweisen sich unter dem Mikroskop stets als mindestens schwach marmorisiert. Der Grad der Marmorisierung, d. h. die Grösse der einzelnen Calcitkörner zeigt eine deutliche Abhängigkeit vom Quarzgehalt (vielleicht auch vom Gehalt an Pigment, doch ist in diesem Falle aus dem Schliffbild nicht ersichtlich, welcher Faktor den anderen bedingt): Im gleichen Schliff sind die quarzärmeren und pigmentfreien Partien stärker marmorisiert als die andern. Die Struktur ist manchmal granoblastisch mit den für Blastokataklase charakteristischen

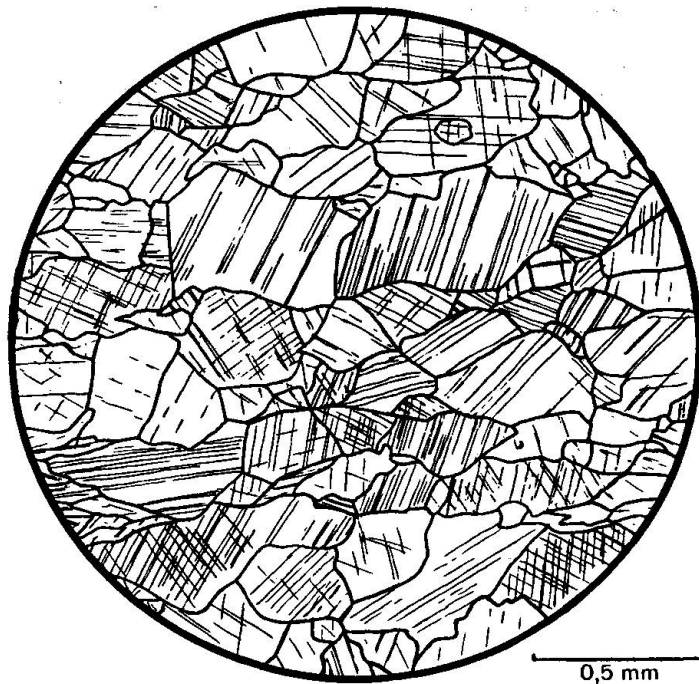


Fig. 49. Kalzitmarmor (Schliff von RADEFF Nr. 109 I) Valle Remagliasco (Zone von Arcegno). Granoblastische Struktur mit einfachen Korngrenzen.

Merkmale: starke gegenseitige Verzahnung der Einzelkörner, grosse Korngrössenunterschiede. Sehr häufig sind jedoch die Korngrenzen verwischt und die Körner durch äusserst feinen Mörtel voneinander getrennt: Ein Zeichen dafür, dass die Gesteine nach der Blastokataklase einer nochmaligen Beanspruchung unter veränderten Bedingungen unterworfen waren, welche jedoch immer noch das ganze Gestein gleichmässig ergriff.

Dasselbe zeigt sich noch viel deutlicher an den reinen Marmoren. An diesen monomineralischen Gesteinen lassen sich die blastokataklastischen Strukturen besonders schön studieren. Granoblastische, regelmässige Pflasterstrukturen mit einfachen Korngrenzen (Strukturtypus Ia) wie bei den Marmoren der Kinzigit- und der Arcegno-Zone (Fig. 49) habe ich nirgends gefunden. Der Calcit verhält sich bei mechanischer Beanspruchung sehr ähnlich wie die Hornblende, so dass z. T. ganz analoge Strukturen entstehen wie bei den Ivreagesteinen. Häufig sind blastoporphyrroklastische Strukturen, welche ziemlich genau den Strukturbildern Fig. 18, 22, 28, 30 entsprechen (Fig. 50), wenn man dort alle Mineralien durch Calcit ersetzt (vergl. auch Fig. 16); nur ist die gegenseitige Verzahnung der Körner hier noch etwas intensiver. Strukturen mit verwischten Korngrenzen, feinem Mörtel und Anzeichen mechanischer Bean-

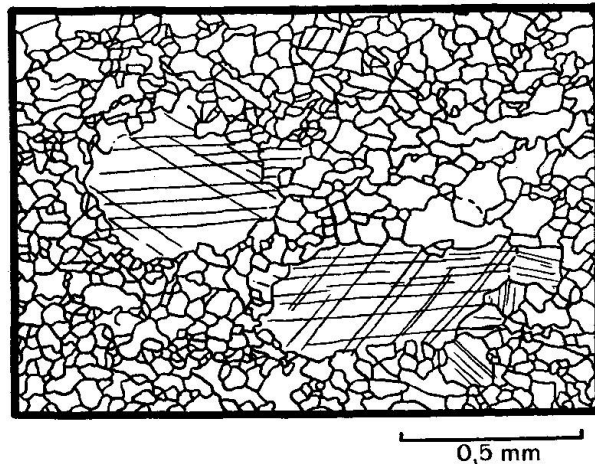


Fig. 50. Kalzitmarmor (Schliff von RADEFF Nr. Po. 2), Olocaro. Struktur: blastoporphyrklastisch.

spruchung im Einzelkorn (verbogene Lamellen, intensive Druckzwillingsbildung) habe ich in den Marmoren von Olocaro nicht gefunden, jedoch an anderen Stellen, z. B. in der Valle Monedasco.

Die Dolomite enthalten meistens geringe Mengen von Quarz. Die strukturellen Verhältnisse sind oft unklar, weil der Dolomit immer etwas zersetzt ist. Sie bringen jedoch nichts neues; darum gehe ich nicht weiter darauf ein.

### 5. Mylonite

In der Nähe der Insubrischen Linie sind die Gesteine meistens sehr dicht und extrem feinkörnig, auch häufig von Clivageflächen durchzogen. Jedoch ist auch diese Mylonitisierung im kleineren Bereich relativ gleichmässig, und die Struktur hat im Prinzip den gleichen Charakter wie in den gefalteten Gesteinen, nur feinkörniger. Fast alle in der Zone vorkommenden Gesteinstypen kann man in dieser Ausbildung vorfinden. Oft sind auch nur feine Lagen zwischen normalem schiefrigem Gestein extrem feinkörnig; sie werden als bevorzugte Gleitflächen funktioniert haben, analog den Blastomylonitzonen in der Ivreazone (S. 52).

### 6. Andesite oder Porphyrite

Ein verbreiteter Typus, besteht aus einem sehr feinlepidoblastischen, deutlich schiefrigen Gewebe von Chlorit, Quarz, Sericit ( $\pm$  Erz), welches schlierig in seiner Zusammensetzung variiert. In diesem Gewebe schwimmen grössere Kristalle von Plagioklas (Albit bis Oligoklas oder Andesin und Quarz). Der Feldspat besitzt bisweilen noch gute Eigen-

gestalt, während der Quarz mehr rundliche Formen aufweist. Häufiger jedoch liegen beide Mineralien infolge mechanischer Beanspruchung als Porphyroklasten vor. Auch Hornblende kann in einzelnen Typen einsprenglingsartig auftreten. Der Durchmesser der Einsprenglinge übersteigt nie 1 mm.

Ausser diesen feinkörnigen Porphyriten, welche sich makroskopisch meist wenig von den übrigen Gesteinen unterscheiden, wurden an zwei Stellen entsprechende Gesteine mit deutlichen, grossen Einsprenglingen gefunden. Das eine stammt vom P. Leone, wo südlich unterhalb des Gipfels einzelne Blöcke davon liegen. Anstehend fand ich trotz langen Suchens nur eine kleine Partie, bei welcher die Lagerungsverhältnisse ganz unklar waren. In einer graugrünen, feinkörnigen, etwas schiefrigen Grundmasse mit Chlorit, Quarz und Oligoklas bis Andesin schwimmen bis 5 mm grosse Einsprenglinge von Plagioklas; sein unzersetztes Zentrum ist basischer Andesin (gemessen wurden 47% An). der saurere Rand ist saussuritisiert. In einem anderen Schliff sind sämtliche Feldspateinsprenglinge durch Zoisitpseudomorphosen ersetzt. Da das Gestein keine mechanische Beanspruchung aufweist, obschon es im stark beanspruchten Leonegneis auftritt, betrachte ich es als verhältnismässig jung (auch jünger als die Ophiolithe) und bezeichne es daher als Andesit.

Einen ebenfalls unbeanspruchten Hornblendeandesit mit Hornblende- und z. T. kreuzweise verzwilligten Plagioklas-Einsprenglingen fand ich in der Valle del Boschetto, ca. 60 m von der Insubrischen Linie entfernt. Hornblende und Plagioklas sind beide zonar gebaut. Die Hornblende ist im Zentrum schmutzibraungrün bis graugrün und aussen farblos, der Plagioklas im Zentrum Oligoklas (23% An), am Rande basischer Andesin (47% An), also invers zonar. Das Grundgewebe besteht aus Plagioklas (Oligoklas bis Andesin), Quarz, Zoisit, Chlorit und etwas Hornblende.

Ein Vergleich dieser beiden Andesite mit dem Mineralbestand der Taveyannaz-Gesteine nach F. DE QUERVAIN (29) zeigt eine recht gute Übereinstimmung.

Ich nehme an, dass alle diese Gesteine eine Epimetamorphose erlitten haben; denn das Chlorit-, Sericit-, sogar Zoisit-haltige Grundgewebe muss primär in anderer Form, evtl. als Glas vorgelegen haben.

## 7. Die „Ophiolithe“ und ihre Kontaktgesteine

Ursprünglich waren diese grünen intrusiven Lagen Hornblendediorit- und Hornblendequarzdioritporphyrite. Der Plagioklas ist ein mittlerer



Andesin, evtl. basischer Oligoklas. Die Hornblende unterscheidet sich wenig von einer Hornblende aus der Ivreazone; im allgemeinen ist sie etwas heller als jene, aber mit denselben Farbnuancen. Häufig hat sie einen helleren zonaren Rand. Die Auslöschungsschiefe  $n\gamma/c$  liegt zwischen  $18^\circ$  und  $20^\circ$ , ist also grösser als bei jener ( $2V$  variiert von  $-75^\circ$  bis  $-79^\circ$ ). Akzessorisch kann auch noch Biotit hinzutreten.

Die meisten dieser Gesteine sind heute partiell oder ganz epimetamorph umgewandelt; der Plagioklas ist durch ein feinkörniges Gewebe von Albit und Zoisit ersetzt, die Hornblende ausgebleicht oder vollständig in Chlorit und Epidot umgewandelt, der Biotit chloritisiert. Nur in wenigen Schliffen ist der Plagioklas noch so frisch, dass ein Einblick in die strukturellen Verhältnisse möglich ist. Sicher ist, dass alle diese Gesteine vollständig, d. h. ohne glasige Grundmasse auskristallisierten.

Einen biotitführenden Quarzdioritporphyrit, der nördlich von Calzo ansteht, würde man nach dem Dünnschliffbild einfach als Quarzdiorit der Ivreazone bezeichnen. Er ist vollkommen gleichkörnig und nicht feinkörniger als ein Diorit von der Südseite dieser Zone. Die Struktur ist ausgesprochen kristalloblastisch. An den Rändern sind die Mineralien oft leicht diablastisch miteinander verwachsen. Die Hornblende hat Fetzenform und ist an den Enden ausgefranst. Die primär schiefrige Textur wird vor allem durch die Einregelung von Hornblende und Biotit hervorgerufen.

Eine leichte Blastokataklase hat vor allem den Quarz etwas zertrümmert; auch die Hornblende hat stellenweise einer mechanischen Beanspruchung nachgegeben, und an Stelle eines Individuums sind nun 2—4 subparallele Körner vorhanden. Im übrigen jedoch haben sich die relativ geringfügigen Bewegungen längs einzelnen Bewegungsflächen abgespielt, in denen vorwiegend Biotit als Gleitmaterial diente. Die Struktur gehört zum Strukturtypus Ia bis Ic.

Ein reiner Hornblendedioritporphyrit von der Gratena ist ebenfalls vollkommen kristalloblastisch und durch die Einregelung der länglich fetzengestaltigen Hornblende kristallisationsschiefrig. Es wechseln Partien mit Hornblende- und einzelnen Plagioklasgroszkörnern in einem feinkörnigeren Grundgewebe und Partien, in denen Plagioklas keine und die Hornblende nicht mehr so ausgesprochene Grosskörner bilden. Diese Struktur ist sehr wahrscheinlich wenigstens teilweise primär: Die Hornblendegroszkörner haben alle einen dunklen Kern mit feinen Ausscheidungen eines nicht näher bestimmbaren Minerals; diesen Kern halte ich für eine Erstausscheidung unter anderen Bedingungen als die Bildung des Randes und der Kleinkörner, z. B. während oder noch vor dem Ein-

dringen des Magmas. Dass auch noch Blastokataklase bei der Bildung der Struktur mitgewirkt hat, beweisen die Kleinkornbildungen, welche die Plagioklasgroskörner umgeben oder teilweise ersetzen; aber wie weit die Wirkung dieser Blastokataklase ging, lässt sich hier schwer abschätzen. Die Struktur hat ein so einheitliches Gepräge, dass man sich die beiden Prozesse der Auskristallisation und der Kataklase nicht zeitlich voneinander getrennt vorstellen kann. Das Strukturbild gleicht sehr stark gewissen Strukturen der südlichen oder mittleren Dioritzzone; die Struktur gehört zum Typus Ic—d.

In allen übrigen Schliffen ist die Zersetzung der Plagioklaspartien zu stark, als dass man noch ihre Struktur erkennen könnte. Aus kleinen, weniger zersetzten Bereichen geht jedoch hervor, dass überall im wesentlichen dieselben Strukturen vorlagen, wie die soeben beschriebenen. Eine Fältelung ähnlich derjenigen des Nebengesteins ist ziemlich häufig, jedoch ist nicht mehr zu erkennen, wie sich der Plagioklas dabei verhält; der Quarz zerfällt in das normale, fein verzahnte Kleinkorngewebe.

Zusammenfassend muss vor allem die sehr enge mineralogische und strukturelle Verwandtschaft dieser „Ophiolithe“ mit Gesteinen der Ivrea-zone und zwar vor allem mit südlicheren Dioritvarietäten betont werden. Die Auskristallisation erfolgte also vermutlich unter ganz analogen Druck- und Temperaturbedingungen wie dort, mit dem einzigen Unterschied, dass es sich hier um Ganggesteine handelt, so dass in feineren Lagen vielleicht schon primär heterokörnige Strukturen entstanden sind.

### Der Kontakt mit dem Nebengestein

In einem Schliff vom W-Ende des Gratenahügels wechsellagert der Hornblendediorit mit einem feinkörnigen Epidotbiotitgneis, von dem auch einzelne Partien zwischen grösseren Hornblendekörnern liegen, so dass man den Eindruck bekommt, als sei das magmatische Material zwischen den schiefrigen Gneis, diesen aufblättern, hineingedrungen. Der Biotitgneis unterscheidet sich von anderen in erster Linie durch das Fehlen von Sericit, und ferner ist er etwas grobkörniger, gleichmässiger und ohne Anzeichen einer Beanspruchung im Einzelkorn (z. B. undulöse Auslöschung).

Aus derselben ca. 3 m breiten Injektionszone stammt ein sehr ähnlicher granoblastischer, epidotführender Biotitgneis, in welchem vereinzelte Oligoklasporphyroblasten mit Biotit- bzw. Chlorit- und Quarzeinschlüssen vorhanden sind. Ein weiteres Gestein mit demselben Mineralbestand ist voll rundlicher Feldspatkörner, welche ich für Porphyroblasten

ansehe, weil sie ohne Anzeichen randlicher Zertrümmerung oft mit dem Grundgewebe verzahnt sind und Biotit, sowie auch Quarz einschliessen. Eine nachträgliche Katakklase des Quarzes stört hier das granoblastische Strukturbild.

Sehr viel deutlicher ist die Kontaktmetamorphose in der Injektionszone nördlich von Calzo. Als Mineralkombination herrscht auch hier Quarz, Oligoklas, Biotit bzw. Chlorit  $\pm$  Epidot vor, während Sericit, der sonst in allen Gesteinen vorhanden ist, fehlt. Plagioklas bildet bis 1,5 mm grosse rundliche Porphyroblasten, welche oft ganze Züge von Biotitblättchen oder Quarzkörnchen einschliessen und in welche auch der Biotit vom Rand aus spiessig hineinragt. Das Korn des Grundgewebes ist etwas grösser und viel gleichmässiger als bei den übrigen Biotitgneisen und die schiefrige Textur oft stark verwischt. Durch mechanische Beanspruchung nach der Kontaktmetamorphose wurden vor allem grössere Quarzpartien wieder in ein verzahntes Gewebe kleinerer Körner verwandelt; bei stärker beanspruchten Gesteinen wurden auch kleinere Quarzkörner erfasst.

Ein Glimmerschiefer aus dieser Zone hat ein für diese Zone auffallend grobkörniges, granoblastisches Quarzgewebe, zwischen welchem z. T. in Lagen, z. T. netzartig anastomosierend ein dichtes Gewebe von Sericit und relativ grobblättrigem Biotit hindurchzieht. Darin sind auch Häufchen kleiner Granatidioblasten eingeschlossen; der einzige Granat, welcher in der ganzen Canavesezone gefunden wurde.

Ein in derselben Injektionszone geschlagener Marmor enthält ziemlich viel Quarz und ist dennoch relativ grobkörnig granoblastisch ausgebildet; allerdings mit dem unregelmässigen, verzahnten Gewebe und Kleinkornbildungen zwischen den linsenförmigen Grosskörnern, wie es für Blastokatakklase typisch ist. In verwischten Korngrenzen undulöser Auslöschung und Verbiegung von Zwillingslamellen liegen sogar Anzeichen für eine nochmalige rezentere Beanspruchung vor, welche die Blastokatakklase überprägt.

#### **D. Beziehungen zur Ivreazone**

Eine gewisse Konvergenz der strukturell-texturellen Verhältnisse dieser Gesteine mit denjenigen der Ivreazone ist ohne weiteres zu erkennen: Hier wie dort konstatiert man eine gleichmässige Durchbewegung; es treten auch ganz ähnliche Strukturen auf, nur lassen sie sich wegen der Verschiedenheit der beteiligten Mineralien nicht ohne weiteres parallelisieren. Die am häufigsten vorhandenen Strukturen lassen sich wohl

am ehesten mit dem Strukturtypus IVa (homogene Zertrümmerung) vergleichen. Wenn bei den Canavesegesteinen trotzdem von Blastokataklase gesprochen wird, so liegt dies daran, weil sich ein Teil der Hauptmineralien, nämlich Quarz und Glimmer bzw. Chlorit unter gleichen äusseren Bedingungen viel mobiler verhält als Hornblenden, Plagioklas und Pyroxene; d. h. sie reagieren blastisch-klastisch unter Bedingungen, welche an anderen Mineralien reine Kataklase hervorrufen. Dasselbe gilt auch noch in ganz feinkörnigen, mylonitischen Partien.

Im Gegensatz dazu sind die Mylonite in den jüngeren Bewegungszonen, hauptsächlich im engeren Bereich der Insubrischen Linie, ganz inhomogen, d. h. von einem Netz äusserst fein geriebener, oft isotroper Mörtelzonen durchzogen, während andere Partien dazwischen völlig unzertrümmert blieben. Die Blastomylonitisierung muss sich also auch in der Canavesezone viel früher und unter anderen Bedingungen abgespielt haben, als die späteren Bewegungen längs der Insubrischen Linie, unter ähnlichen Bedingungen wahrscheinlich, wie diejenigen, welche bei der Bildung der Ivreagesteine wirksam waren; doch fehlte die hohe Temperatur. Strukturen, welche den in der Ivreazone auftretenden vollkommen analog sind, entstanden in der Tat nur bei grösserer Wärmezufuhr, nämlich an den Kontakträndern der Ophiolithe und an diesen selbst. Stärkere und länger andauernde Durchbewegung, tiefere Temperaturen sowie der spezielle Mineralbestand wirkten vermutlich zusammen, um im allgemeinen eine viel intensivere und vollständigere Zertrümmerung und ein feinkörnigeres Gewebe hervorzurufen, als in der Ivreazone.

Eine weitere wichtige Beziehung zwischen den beiden Zonen besteht darin, dass in beiden alle Übergänge zwischen granoblastischen Strukturen über blastokataklastische bis zu reinen Trümmerstrukturen vorhanden sind. In der Ivreazone kommen sie nebeneinander in verschiedenen Gesteinen vor und im Grossen gesehen von Süden nach Norden sukzessive aufeinander. In der Canavesezone ist dies weniger deutlich; nur wo die Zone relativ mächtig ist, z. B. im Querschnitt von Olocaro, kann man eine ähnliche Folge und zwar hier von Norden nach Süden feststellen. Sonst jedoch überprägen sich die verschiedenen Strukturen im gleichen Gestein (vergl. z. B. die Marmore S. 115). Alle muskowitzführenden Gesteine müssen vor der Kataklase eine nicht nur destruktive, sondern mindestens z. T. auch konstruktive Phase durchgemacht haben, in welcher die Muskowitblättchen gebildet wurden.

In der Ivreazone glaubte ich das räumliche Nebeneinander zugleich als eine zeitliche Aufeinanderfolge von Magmenschüben und Bewegungsmechanismen deuten zu dürfen. In der Canavesezone scheint

bestätigt zu werden, dass verschiedene tektonische Phasen aufeinanderfolgten.

Beide Zonen verdanken denselben tektonischen Grossvorgängen ihre heutige Ausbildung. Die scharfe Trennung durch die Insubrische Linie stellt meiner Meinung nach ein jüngeres Phänomen dar. Es spricht ja auch, wie man sich erinnern wird, manches dafür, dass die Kontaktgesteine der Nordseite des basischen Gesteinszuges metamorphe Canavesegesteine sind.

## II. DIE ZONE DES CANAVESE ALS GANZES

### A. Kurze Übersicht über die westlicheren Teile der Canavesezone (z.T. nach V. Novarese)

#### 1. Canavese s.s. (Abschnitt Levone-Montalto):

Dieser Abschnitt ist am eingehendsten untersucht. Es treten darin Eruptivgesteine und Sedimente auf, die fast immer eine geringe Metamorphose aufweisen. Effekte mechanischer Beanspruchung sind verbreitet.

Eruptivgesteine, zwischen welchen die Sedimente als relativ schmale Zonen sozusagen eingeklemmt sind, bilden die Hauptmasse; sie wurden von FENOGLIO (6–8) ausführlich beschrieben. Es sind in der Hauptsache rote und graugrüne Granite, Granitporphyre, Porphyre, Quarzporphyre und porphyrische Tuffe. Wegen ihrer mineralogischen und chemischen Verwandtschaft mit anderen südalpinen sauren Eruptivgesteinen (Luganese, untere Valsesia) hält FENOGLIO sie für permisch. Daneben gibt es noch ultrabasische Gesteine (Lherzolite und Serpentin), die für mesozoisch gelten und Amphibolgabbro, der als eingeschupptes Ivreagestein betrachtet wird.

Unter den Sedimenten herrschen Sericitschiefer, Sericitgneise und schwarze phyllitische Schiefer, die oft von dunklen Kalken begleitet sind, vor. Daneben findet man auch Konglomerate und Sandsteine, Radiolarite, graue bis schwarze Kalke und Dolomite.

Die Lagerung der Gesteine zeigt keine Gesetzmässigkeit; die Zone ist tektonisch so stark verschuppt und verknetet, dass man keine stratigraphische Folge mehr erkennen kann. Eruptivkontakte sind nirgends gefunden worden; vermutlich sind sie alle tektonisch verwischt, so dass man über die Altersbeziehungen schlecht orientiert ist. Das Alter der

Sedimente ist bei Montalto durch liasische Fossilien belegt. Die Schiefer und dunklen Kalke sind jedenfalls mesozoisch; daneben sind auch noch Trias (Dolomit) und Perm (Verrukano, saure Eruptiva) vorhanden. SPRIZ (34) hat versuchsweise ein schematisches Profil vom Perm bis zum Jura aufgestellt.

## 2. Abschnitt Biò-Scopello

Nordöstlich von Montalto ist die Zone auf eine Länge von 600 m durch basische Gesteine der Ivreazone unterbrochen, zwischen denen sie auskeilt. Wo sie wieder einsetzt, fehlen die sauren Eruptiva; an ihre Stelle treten Porphyrite und Tuffe; FRANCHI (9) bezeichnet sie als Melaphyre und gibt an, dass an verschiedenen Stellen Blöcke von eklogitischem Glimmerschiefer der nordwestlich angrenzenden Sesiazone darin eingeschlossen sind. Serpentin trennt eine Strecke weit die Melaphyre von den Ivreagesteinen, sonst liegt eine Sedimentzone mit Sericitschiefern, Quarziten, Phylliten, Kalkphylliten, dunklen Kalken und Dolomit dazwischen. Diese Sedimentgesteine sind im Gegensatz zum Canavese s.s. deutlich metamorph und gehen gegen N in „gneisartigere Formen“ über.

Schon südlich Scopello keilt die Zone wiederum zwischen den Gesteinen der Ivreazone aus, welche dieselbe auf ca. 10 km unterbrechen; nur vereinzelte Sedimentlinsen werden noch dazwischen angetroffen.

## 3. Abschnitt Fobello-Schweizergrenze

Ca. 5 km südlich Fobello setzt die Zone mit den Schiefern von Rimella wieder ein, welche von hier an die Hauptmasse bilden und bis zu einer Mächtigkeit von 2,5 km anschwellen. Es sind unter starker Kataklyse metamorphosierte graue, grünliche oder gelbliche Sericitschiefer und -Gneise; ferner wenig veränderte Porphyrite und Melaphyre, Gneise mit grossen Feldspat- und Quarzaugen.

Am Südrand, jedoch nicht immer ganz am Kontakt mit den Ivreadioriten, zieht sich eine unzusammenhängende Sedimentzone hin. Sie enthält dunkle, glänzende Phyllite, Kalke, Kalkschiefer und Dolomite; östlich des Ossolatales tritt darin auch noch Rauwacke auf.

Bei Rimella greift die Sedimentzone auf die Nordseite der Schiefer von Rimella hinüber.



## B. Vergleich des schweizerischen Abschnitts mit dem übrigen Canavese

Die Schiefer von Rimella scheinen nach den Beschreibungen von NOVARESE (25) und ARTINI und MELZI (1) mit der Gesteinsserie des schweizerischen Abschnitts identisch zu sein.

Die Alkalifeldspatgneise zeigen im Mineralbestand eine sehr gute Übereinstimmung mit den Graniten und Granitporphyren des Canavese s.s., als deren stark mechanisch deformierte Äquivalente sie gelten können.

Porphyrite und Porphyrittuffe liegen z. T. metamorph und zertrümmert in Form von Sericitgneisen oder Sericitschiefern vor, teilweise sind sie sehr feinkörnig und ebenfalls etwas verschiefert; schliesslich findet man auch einzelne unzertrümmerte porphyrische Varietäten mit gut ausgebildeten Einsprenglingen. Letztere halte ich trotz der nicht ganz eindeutig diskordanten Lagerung für ziemlich jung, sie müssten daher wahrscheinlich als Andesite bezeichnet werden. Vielleicht sind sie gleichaltrig mit einem von FRANCHI (9) aus dem Abschnitt Bio-Scopello beschriebenen Hornblendeporphyr, welcher gangartig auftritt und einen „triasischen“ Serpentin durchschlägt.

Die Sedimentgesteine liegen in der ganzen Zone in ähnlicher Ausbildung vor; nur werden sie gegen Osten stärker epimetamorph: die Kalke sind marmorisiert; den Radiolariten oder Sandsteinen könnten Glimmerquarzite etc. entsprechen.

Auch die Ophiolithe scheinen ihre Äquivalente im Westen zu besitzen; denn der Amphibolgabbro im Canavese s.s. wurde nur aus Verlegenheit als Einschuppung betrachtet; er kann ebensogut später eingedrungen sein. R. STAUB (35) erwähnt ausserdem noch Schollen basischer Gesteine in den sauren Eruptivmassen.

## C. Zusammenfassung

Die Canavesezone enthält neben sauren und basischen Eruptivgesteinen eine mesozoische Sedimentserie. Sie ist jedoch tektonisch so enorm zusammengestaucht und verschuppt, dass der normale Zusammenhang der Gesteine vorläufig nicht mit Sicherheit zu erkennen ist. Nicht einmal der allgemeine Charakter der Zone lässt sich eindeutig feststellen; denn während das Canavese s.s. mehr oder weniger symmetrisch gebaut ist, scheint im westlichen Teil die Sedimentzone meistens auf der Innenseite zu liegen, und im schweizerischen Abschnitt findet man sie

auf beiden Seiten (die Hauptmasse liegt sogar auf der Aussenseite), wodurch die Canavesezone hier (vielleicht nur scheinbaren) Antiklinalcharakter erhält.

Der Grad der Metamorphose und Kataklaste nimmt von Westen gegen Osten zu, sodass die Gesteine schwer miteinander vergleichbar werden. Dennoch scheint es mir höchst wahrscheinlich, dass trotz der mehrfachen Unterbrechung der Zone eine einheitliche Gesteinsserie vorliegt; das bedeutet, dass man auch die Gesteine des von mir untersuchten Abschnittes vorwiegend als permisch-mesozoisch betrachten darf.

### **Das Alter der Ivreazone und ihrer Nachbarzonen; gegenseitige Beziehungen und Stellung im gesamten Alpengebäude**

Somit ist nun das Material zusammengestellt, was erlaubt, eine Vermutung über das Alter der Ivreazone, ihre Bildung und ihre Stellung im alpinen Gesamtorogen zu äussern.

Die Untersuchungen an den basischen und ultrabasischen Gesteinen der Ivreazone und ihren Strukturen führten zur Vorstellung einer längere Zeit andauernden Magmenförderung, deren letzte Phase ziemlich sicher in die Zeit der Alpenfaltung fällt, da die Intrusion in die alpin gebildete Insubrische Linie erfolgte und die betreffenden Gesteine (im Gegensatz zu allen übrigen Gesteinen der Ivreazone) nur eine spröde Kataklaste längs jungen Gleitflächen, jedoch keine Anzeichen einer früheren Beanspruchung zeigen. In der Struktur der Ivreagesteine manifestiert sich nach meiner Deutung ein allmählicher Übergang von älterem plastischem zu jüngerem klastischem Verhalten gegenüber mechanischer Beanspruchung, wobei wieder die jüngste Kataklaste (jung, weil sie bisweilen die andern überprägt) deutlich mit alpinen Bewegungszonen zusammenhängt. Da nun sowohl die Magmenförderung als auch die Änderung der Struktur offenbar ziemlich kontinuierlich erfolgten und nichts auf einen deutlichen Hiatus hinweist, halte ich es für wahrscheinlich, dass die gesamte Magmenintrusion in die alpine Phase im weiteren Sinne fällt.

Wie verhält es sich mit den Beziehungen der Ivreazone zur Zone des Canavese?

1. Ich halte es für wahrscheinlich, dass die Kontaktgesteine am Nordrand der Ivreazone von Gliedern der Canaveseserie abstammen (S. 69), dass also zwischen beiden Zonen ein Eruptivkontakt bestand, der heute durch die Insubrische Linie verwischt ist.

2. Die Canavesezone ist an mehreren Stellen durch Ivreagesteine unterbrochen und die Insubrische Linie verläuft dann in der Ivreazone. Die Insubrische Linie in ihrer jetzigen zonentrennenden Form ist erst verhältnismässig spät entstanden. So wäre die Unterbrechung der Canavesezone als eine Art Verdrängung bei der Intrusion der basischen Magmen denkbar. Über die Kontaktverhältnisse an jenen Stellen ist jedoch leider nichts bekannt.

3. Die Ähnlichkeit der „Ophiolithe“ mit gewissen Ivreagesteinen lässt eine Gleichaltrigkeit vermuten. Die Ophiolithe aber injizieren verschiedene Glieder der Canaveseserie, unter anderem auch Kalke, und erzeugen an ihnen auch kontaktliche Veränderungen.

Die Intrusion der Magmen der Ivreagesteine kann somit meiner Meinung nach (vorläufig im Sinne einer Arbeitshypothese) als alpin früh- bis synorogen angesehen werden und in Beziehung stehen mit der Bildung ophiolithischer Gesteine in anderen Teilen der Alpen. Sie erfolgte vorwiegend zwischen Kinzigitzone und Zone des Canavese.

Nun muss noch die Kinzigitzone in die Diskussion einbezogen werden.

Zunächst sollten womöglich die Altersbeziehungen zwischen den in der Kinzigitzone s. str. eingelagerten gabbroiden Gesteinen und den basischen Gesteinen der Ivreazone festgestellt werden. Die beiden Gesteinsserien kommen nirgends miteinander in Berührung. Die gabbroiden Gesteine der Kinzigitzone setzen erst südlich der Kontaktzone ein. Ausserdem unterscheiden sie sich mineralogisch (hellere, leicht blaugrün gefärbte Hornblende mit grösserer Auslöschungsschiefe) und strukturell-texturell (deutliche Eruptivgesteinsstruktur, starke Zonarstruktur der Plagioklase, massige Textur) ziemlich stark von den typischen Ivreagesteinen. Es fehlen somit eindeutige Aussagen über die gegenseitigen Altersbeziehungen der beiden Gesteinsserien.

Die Vermutung liegt nahe, dass die Intrusionen der basischen Gesteine in beiden Zonen irgendwie miteinander in Zusammenhang stehen. Man könnte die beiden Zonen, wie NOVARESE vorgeschlagen hat (siehe Einleitung S. 5), zu einer Zone vereinigen, in deren alpenwärts gelegenen Teil basische und ultrabasische Gesteine die Hauptmasse ausmachen, während auf der anderen Seite Kinzigitgesteine vorherrschen. In diesem Falle liesse sich vermuten, dass die in den Kinzigitgesteinen eingelagerten gabbroiden Gesteine jüngste Nachschübe darstellen. Diese Deutung würde den Strukturunterschied erklären und die Tatsache, dass Anzeichen einer stärkeren mechanischen Beanspruchung, die in der Ivreazone fast überall vorhanden sind, fehlen. Wenn man jedoch bedenkt, dass die entsprechende

Beanspruchung auch in den Kinzigitgesteinen der eigentlichen Kinzigitzone sehr zurücktritt (nur die zwischen den basischen Ivreagesteinen eingeschlossenen Kinzigitgesteine sind z. T. ziemlich stark beansprucht), verliert das geäußerte Argument an Beweiskraft. Da ich ferner die basischen Gesteine der Kinzigitzone bisher nur mit den gelblichen, möglicherweise alten Pegmatiten in Kontakt fand (sie sind jünger als diese) lässt sich vorläufig nicht ausschliessen, dass die basischen und die mit ihnen in Verbindung stehenden sauren Intrusivkörper der eigentlichen Kinzigitzone älter als die Ivreagesteine sind und mit letzteren in gar keinem genetischen Zusammenhang stehen. Etwas schwer verständlich ist in beiden Fällen die im Untersuchungsgebiet beobachtete saubere Trennung von den Ivreagesteinen. Sind die Kinzigitintrusionen jung, so würde man erwarten, einzelne Gänge auch in der vorwiegend basischen Zone anzutreffen; sind sie alt, so ist es eigenartig, dass gleiche Einlagerungen nicht auch in den zwischen den Ivreagesteinen eingeschlossenen Kinzigitgesteinen gefunden wurden. Da die in Frage stehenden Eruptivkörper jedoch auch in der Kinzigitzone s.str. ziemlich unregelmässig verteilt sind und das Verhalten von mir vorläufig nur in einem kleinen Abschnitt nachgeprüft werden konnte, muss jedoch die Frage nach dem Alter dieser Gesteine offen gelassen und einer weiteren Untersuchung auf italienischem Gebiet anheimgestellt werden. Sollten sich beispielsweise die Spessartite, welche ARTINI und MELZI (1) in den „Stronagneisen“ der Kinzigitzone und im angrenzenden, zur Ivreazone gehörigen Biotitdiorit gefunden haben, als identisch mit unseren lamprophyrischen Gängen erweisen, wäre die Frage bereits einer Lösung näher gebracht.

Wie verhalten sich nun die Kinzigitgesteine zu den beiden anderen Zonen? Wir wissen vorläufig nur, dass sie älter sind als die basischen Gesteine der Ivreazone und von diesen z. T. kontaktmetamorphosiert werden. Über die Ursache der Kinzigitfacies kann ich in Übereinstimmung mit NOVARESE (26) jedoch aussagen, dass die beobachtbare Mineralfacies kaum eine Folge der basischen Intrusionen allein ist. Es wäre in diesem Falle nämlich schwer verständlich, warum diese Gesteine in einem so hochmetamorphen Zustand vorliegen, während auf der anderen Seite die Canavesegesteine nur wenig metamorph sind. Ich vermute daher, dass die Kinzigite zu einem Altkristallin von mindestens paläozoischem Alter gehören, das vor der Bildung der Ivreagesteine bereits hochmetamorph war. Die Kinzigitzone könnte, da sie keine Anzeichen einer intensiven alpinen Beanspruchung aufweist, ihrem ganzen Charakter nach zum Seenmassiv und nicht zur alpin stark tektonisierten und zusammengepressten Wurzelzone s.str. gehören.

Die Hauptintrusion der basischen Magmen erfolgte dieser Auffassung gemäss zwischen der paläozoischen Kinzigitserie und dem vermutlich permisch-mesozoischen Canavese. Die basischen Gesteine bilden heute einen langgestreckten, autochthonen Eruptivkörper, der sich nach oben verjüngt und nach unten wahrscheinlich bedeutend mächtiger wird. Letzteres zeigt sich im untersuchten Gebiet sehr deutlich (Fig. 2 und Profil auf der Kartenskizze): das Einfallen am Südrand ist durchgehend bedeutend steiler ( $80-90^\circ$ ) als auf der Nordseite ( $50-70^\circ$ ); das Kartenbild lässt vermuten, dass die am Nordrand gegen Westen scheinbar auskeilenden Komplexe (Hornblendeproxen- und Pyroxenhornblendegabbrodiorit) sich in Wirklichkeit unter dem Canavese noch weiter gegen Westen fortsetzen. Diese schon früher geäusserten Vermutungen erfuhren eine weitere Bestätigung durch die Untersuchungen von E. NIGGLI (21), welcher durch Auswertung gravimetrischer Messungen in Widerspruch mit der Auffassung kam „dass die gesamte Ivreazone“ (Kinzigit- und Ivreazone in unserem Sinn) „rein alpinktonisch gebaut sei, eine schmale steilgestellte Wurzelzone darstelle“. Wahrscheinlicher sei „ein massivartiger Bau, wobei die basischen und ultrabasischen Gesteine zu einem sich noch  $\pm$  in primärer Lage befindenden, nach der Tiefe zu sich verbreiternden Intrusivstock gehören, der evtl. räumlich mit den basischen Unterschichten der Erdkruste noch in Verbindung stehen kann“.

Über die Rolle der Zone des Canavese bei der alpinen Gebirgsbildung kann ich mich leider nur sehr unbestimmt äussern. Nichts scheint mir vorläufig dagegen zu sprechen, dass das Canavese gemäss der bisherigen Auffassung eine eigentliche Wurzelzone ist. Ob engere Beziehungen zur Kinzigitzone bestehen, kann ich nicht beurteilen. Eine von P. NIGGLI gesprächsweise geäusserte Vermutung, dass Kinzigitzone und Canavese vielleicht im Sinne von Altkristallin und jüngeren Bildungen ursprünglich zusammengehörten und erst später durch die Intrusion der Magmen der Ivreazone durch Abschuppung und Deckenbildung voneinander getrennt wurden, möchte ich lediglich als Möglichkeit, die einer näheren Prüfung unterworfen werden sollte, anführen.

### **Die Kinzigit-, Ivrea- und Canavesezone während der alpinen Gebirgsbildung**

Zum Schluss will ich von meinem Standpunkt aus versuchen, den Gesamt Ablauf der Vorgänge, die sich zur Zeit der Alpenbildung in diesem Teil der Wurzelzone abspielten, im Zusammenhang darzustellen.

Die permisch-mesozoische Schichtserie des Canavese mit ihren Graniten und Porphyriten begann sich wahrscheinlich schon in den ersten

Phasen der eigentlichen Alpenfaltung vom Altkristallin abzuscheren und wurde stark zusammengestaucht und verschuppt. Ob die Canavesezone im Nordwesten schon damals wie heute an die Gesteine der Dentblanche-Decke grenzte, ist im Südtessin nicht entscheidbar, da hier dieser Kontakt tektonisch ist. Auf der gegenüberliegenden Seite der Canavesezone lagen die altkristallinen Gesteine der Kinzigitserie mit gelblichen Pegmatiten, vielleicht auch basischen und sauren Gängen und Intrusivkörpern. Auch zwischen diesen beiden Zonen war der Kontakt zur Zeit der Intrusion der basischen Magmen wahrscheinlich bereits tektonischer Art, jedenfalls bestand eine Diskontinuität, welche nun die basischen Magmen zu ihrem Aufstieg benützten. Zeitlich könnte diese Intrusion sehr wohl mit der allgemeinen alpinen Ophiolithintrusion zusammenfallen, so dass die bisher in Anführungszeichen geschriebenen Canavese-Ophiolithe diese Bezeichnung mit Recht tragen dürfen.

Das Eindringen der basischen und ultrabasischen Magmen erfolgte im Luv eines von Süden gegen Norden wirkenden Schubes; man muss daher mit gewaltigen Innenspannungen in diesen Magmen rechnen, welche es ihnen ermöglichten, die Gesteinszonen auseinander zu drängen. Das Magma kam in einzelnen Schüben, welche offenbar die dem Canavese direkt benachbarte Schwächezone bevorzugten, wenn auch nicht ausschliesslich benützten. Die heute feststellbare räumliche Folge einzelner Gesteinsvarietäten von Süden nach Norden spiegelt im grossen ganzen die zeitliche Aufeinanderfolge der einzelnen Magmenschübe wider: Zuerst bildeten sich z. T. biotitführende Hornblendediorite, gegen Westen auch Biotitdiorite; diese findet man überall, wo genauere Angaben vorliegen, im Kontakt mit den Kinzigiten. Später folgten pyroxenführende Hornblendediorite und schliesslich hornblende- und pyroxenführende Gabbro und Norite, welche sich an die Nordwestseite der Zone halten. Abschliessend erfolgte die Intrusion ultrabasischer Magmen. Diese drangen meistens auf der Nordwestseite, z. T. an der Grenze gegen die Canavesezone oder auch in dieser selbst empor. Den einzelnen Magmenschüben folgten wahrscheinlich ohne grösseren zeitlichen Abstand jeweilen geringe Mengen pegmatitischer Rückstände (S. 84).

Das teilweise Aussetzen des basischen Zuges zwischen Ossola und Val Mastallone erkläre ich mir durch eine axiale Depression: Die heutige Erdoberfläche liefert dort einen Schnitt durch die Dachregion der Eruptivmasse, in welcher noch die kontaktmetamorphen Dachgesteine anstehen; zwischen diese sind bereits basische Magmen in einzelnen, oberflächlich nicht zusammenhängenden Lagen eingedrungen.

Fortwährende tektonische Bewegungen wirkten sich in der mehr oder



weniger starken Zertrümmerung mit Blastese und in der Verschieferung der Gesteine aus; teilweise spielten sie sich an bestimmten Bewegungszonen ab und erzeugten feinkörnige Blastomylonite. Mit der Zeit liess der allgemeine Gebirgsdruck nach und die Zertrümmerung näherte sich immer mehr der reinen Katakklase.

Während, vermutlich z. T. bereits vor diesen Vorgängen erlitten die Canavese Gesteine eine mehr oder weniger starke Epimetamorphose. Diese wird gegen Osten intensiver, was mit dem Befund übereinstimmt, dass auch das Ostende der Ivreazone eine stärkere Beanspruchung und Verschieferung aufweist als aus den westlichen Teilen gemeldet wird. In diese Phase ist die Entstehung der Marmore von Olocaro und die Bildung der Muskowitblättchen zu setzen. Später hatten, wie in der Ivreazone, destruktive Phänomene das Übergewicht und überprägten sich der Epimetamorphose. Diese Prozesse nehmen im untersuchten Gebiet gegen den Südrand deutlich zu.

Erst nach Abschluss der Hauptintrusion bildete sich die eigentliche Insubrische Linie aus. Die Bewegungen an dieser Linie bzw. Fläche erfolgten im Untersuchungsgebiet wahrscheinlich im Sinne einer Unterschiebung der Ivreazone unter das Canavese. Vermutlich in derselben Bewegungsphase durchsetzten Verwerfungen und Gleitflächen von kleinerem Ausmass die ganze Gesteinsmasse nach verschiedenen Richtungen. Kurz vor und vielleicht auch noch während dieser „Insubrischen Phase“ kamen noch einige kleinere Magmenschübe (Hornblendediorit, Albitdiorit), welche nur eine mehr oder weniger intensive spröde Katakklase aufweisen (Dioritbreccie).

Erst in die darauf folgende Zeit würde ich die Intrusivkörper und Gänge in der Kinzigitzone stellen, falls sie wirklich jung sind. In die gleiche Zeit gehört der in der Insubrischen Linie steckende, völlig unzertrümmerte Malchit. Als jüngste Bildungen betrachte ich die weissen Pegmatite in der Kinzigit- und wahrscheinlich auch in der Ivreazone.

Abschliessend muss ich bemerken, dass ich wohl weiss, dass es ein gewagtes Unternehmen bleibt, von der Untersuchung dieses kleinen Zipfels ausgehend so weittragende Hypothesen aufzustellen. Auch weiss ich, dass die Beweisführung oft lückenhaft ist und der Unterstützung durch Beobachtungen aus anderen Regionen bedarf. Die geäusserten Ansichten stellen lediglich diejenige Arbeitshypothese dar, welche mir mit den selbst beobachteten Tatsachen am besten übereinzustimmen scheint.

## Die Zone von Arcegno

### A. Allgemeines, Lagerungsverhältnisse

Die Zone von Arcegno schliesst nördlich an die Zone des Canavese an und geht auf der Nordseite ohne exakte Grenze in die von R. KERN (17) beschriebenen Gneise der Zone von Locarno über. Ihre grösste Mächtigkeit, ca. 1 km, erreicht sie in der Umgebung von Arcegno; gegen Westen geht die Mächtigkeit etwa auf die Hälfte zurück, und da sich die Zone gegen oben verjüngt, verschwindet sie stellenweise fast vollständig. Auf italienischem Gebiet setzt sie sich nach der Karte von HERMANN in den zur Dent-Blanche-Decke gehörigen Streifengneisen fort.

Auch die Lagerungsverhältnisse ändern sich von Osten gegen Westen. Im östlichen Teil, bis in die Valle Rescerasca, stehen die einzelnen Gesteinszonen und Gneisbänke steil und fallen konkordant mit den Gesteinen der Canavesezone um  $70^\circ$  nach NNW ein. Weiter gegen Westen fallen sie immer flacher; in der Valle Monedasco noch ca.  $50^\circ$  nach NNW, und gegenüber den Canavesegesteinen macht sich eine deutliche Diskordanz bemerkbar, die in der V. di Bordei und in der V. del Boschetto von mächtigen Mylonitzonen und Pegmatiten begleitet ist. Aus diesem Grunde ist die Zone im westlichen Teil nur in den Tälern mächtig, während an den dazwischenliegenden Sätteln die Gneise der Zone von Locarno (Fig. 1) oder eine pegmatitreiche Übergangszone darüber weggreifen. Das Streichen geht immer dem Zonenstreichen parallel.

### B. Petrographische Zusammensetzung

Die Zone setzt sich aus ziemlich verschiedenartigen, mehr oder weniger stark metamorphen Gneisen und Schiefern zusammen, welche z. T. reichlich mit Pegmatiten durchsetzt sind. Dazwischen finden sich mannigfaltige Einlagerungen von metamorphen sauren, intermediären, basischen und ultrabasischen Eruptivgesteinen, Strahlsteingabbro und Amphiboliten sowie regellos verteilten Silikatmarmoren und Kalksilikatfelsen.

#### 1. Die Hauptgesteine

Es sind in der Hauptsache Biotit- und Zweiglimmergneise, Granatbiotitgneise und Biotitfeldspatfelse, zu denen sich stellenweise auch epidot- oder staurolith- und sillimanitreiche Typen gesellen. Die Varia-

bilität ist ziemlich gross; man findet grob- und feinkörnige, massigere und schiefrigere Typen. Die einzelnen Typen kommen meist in zusammenhängenden Zügen vor, die nach einer oder nach beiden Seiten auskeilen, vielleicht auch z. T. ineinander übergehen. In einzelnen Zonen trifft man feine Wechsellagerung von mannigfaltigen, z. T. Granat- oder Staurolith-führenden Glimmergneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten. Eine solche Zone ist z. B. von der neuen Strasse, die von Arcegno gegen Golino führt, ca. 950 m NW der Kirche Arcegno angeschnitten, eine andere, weniger gut aufgeschlossene, zieht direkt nördlich von Arcegno durch.

Die Hauptmasse der eigentlichen Glimmergneise bilden im östlichen Teil, ungefähr bis auf die Höhe von Zota massige Züge von hellen, relativ glimmerarmen Biotit- bis Zweiglimmergneisen, welche als Gräte und Buckel deutlich hervortreten und zwischen denen schiefrigere und feinkörnigere Partien stärker herausgewittert sind. Am N-Rand (Grenze gegen den Maia-Zug) wurde auch ein schmaler Zug knotiger, schiefriger Granatbiotitgneise gefunden, wie sie weiter westlich die Hauptmasse bilden.

Im Abschnitt Suolo-Dorca herrschen ziemlich feinkörnige 2-Glimmergneise und Biotitgneise vor.

Westlich von Dorca besteht die Zone vorwiegend aus relativ grobkörnigen, z. T. granatführenden, glimmerreichen Biotit- und Zweiglimmergneisen mit grossen Granatknoten.

Zwischen Bordei und Palagnedra hat die Zone einen abweichenden Charakter. Die Einlagerungen wiegen hier vor, und die Gesteine, in welchen sie liegen, sind mehr oder weniger granatführende dunkelviolette bis grünliche (wenn chlorithaltig) Biotit- und Zweiglimmerschiefer oder Gneise, die meist sehr glimmerreich und blättrig ausgebildet sind, jedoch auch härtere, hellere Zwischenlagen enthalten.

In der Valle di Capolo ist die Zone in ihrer ganzen Breite sehr gut aufgeschlossen. Der nördliche Teil besteht aus Granat-Zweiglimmergneisen und -Schiefern mit grossen Granatknoten, die z. T. auch reichlich Staurolith führen und schiefrigen Biotit- und 2-Glimmergneisen. Darin liegen auch kalkige, dolomitische und amphibolitische Einlagerungen, welche ebenfalls prächtige hochmetamorphe Gesteine (z. B. Epidotfels, Epidot-Strahlstein-Feldspatfels, Epidotbiotitgneis mit Skapolith-Kontakt gegen Silikatmarmor, Granat-Biotit-Anorthitfels etc.) geliefert haben. Es folgen gegen Süden eine Zone mit feinkörnigen, relativ dichten Sericit- und 2-Glimmergneisen und schliesslich nochmals schiefrige violette Biotit- und 2-Glimmergneise und -Schiefer, analog denjenigen in der V. di Bordei und V. del Boschetto.

Zwei vom allgemeinen Typus etwas abweichende und gut abgrenzbare Gesteinszüge sind besonders ausgeschieden worden:

1. Ein grünlich-grauer bis hellgrauer, relativ massiger Epidotchloritgneis begleitet den Südrand der Zone von Arcegno bis gegen Dorca. Er sieht dicht und hornsteinartig aus, ist stark durchklüftet und zerfällt beim Schlagen in parallelepipedische Stücke.

2. Die als Losoneschiefer bezeichneten Chlorit- und Sericitschiefer und -Gneise schliessen in ziemlich breiter Zone an den Chloritgneis an und keilen in der V. Remagliasca gegen E aus. Es sind grüne bis grau-grüne schiefrige Gesteine mit unebenen Schieferungsflächen, die durch augenartige Knoten ausgebeult und von fast metallisch schillernden Chlorit-Sericit-häuten überzogen sind. Manchmal sind grössere Komplexe intensiv gefältelt, jedoch nicht so fein wie die Canavesegesteine (Faltendurchmesser in der Grössenordnung von Zentimetern bis Dezimetern). Darin finden sich häufig helle Bänder von Muskowitgneis, die in ihrer Mächtigkeit stark schwanken (wenige mm bis ca. 20 cm). Sie erwecken den Anschein von verschieferten Aplit- oder Pegmatitgängen, wurden jedoch bei der Verschieferung alle konkordant eingeregelt, sodass eindeutig diskordantes Durchgreifen nirgends nachweisbar ist. Ausserdem enthalten die Losoneschiefer noch Einlagerungen von Quarzporphyrgneis (s. u.) und Amphiboliten (s. u.). Die Analyse eines Gesteins, welches SUZUKI (39) als Sericit-Chloritschiefer von Losone bezeichnet, stammt sehr wahrscheinlich aus dem Losoneschieferkomplex:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
103	14,5	53	27	5,5	0,13	0,49	9,6	0,25

Die mikroskopische Untersuchung lässt gewisse gemeinsame Eigentümlichkeiten erkennen. Im Mineralbestand spielen Quarz, Feldspäte (Plagioklas und Kalifeldspat), Biotit bzw. Chlorit, häufig Muskowit oder Sericit und z. T. auch Granat die Hauptrolle; Epidot ist nur ausnahmsweise, im Epidotchloritgneis, Hauptgemengteil; akzessorisch können auftreten: Granat, Staurolith, Epidot, Sillimanit und Apatit, Turmalin, Zirkon, Titanit und Magnetit.

Quarz ist fast immer undulös.

Plagioklas ist in den kompakten Gneisen der Ostseite Albit bis Oligoklas; in den eingeschalteten schiefrigeren Gneisen schwankt seine Zusammensetzung zwischen saurem Oligoklas und saurem Andesin; die violetten Biotitgneise des westlichen Teiles enthalten wieder Albit bis Oligoklas; nur in den knotigen Granatbiotitgneisen ist der Plagioklas etwas basischer (bas. Andesin bis Labradorit).

Kalifeldspat ist häufig feingegitterter Mikroclin. Er ist fast in jedem Schliff vorhanden, jedoch häufig nur in den Zwickeln zwischen Quarz und Plagioklas. Überhaupt ist er immer auffallend fremdgestaltig. Oft umhüllt er alle Körner, wodurch die Korngrenzen undeutlich werden und das ganze Gefüge einen verschwommenen Charakter bekommt. Häufig enthält er ganz kleine runde Quarztropfen eingeschlossen. Es scheint sich um Verdrängungen zu handeln; nach meinen bisherigen Beobachtungen verdrängt der Kalifeldspat sowohl Plagioklas als auch Quarz und scheint den Korngrenzen und Sprüngen im Plagioklas entlang vorzudringen, jedoch habe ich vorläufig von einer näheren Untersuchung dieser Erscheinungen abgesehen, da R. KERN sich in seiner Dissertation (17) näher damit befasste.

Der Losoneschiefer ist kalifeldspatfrei.

Biotit ist immer vorhanden, wo er nicht durch Chlorit vertreten wird (z. B. Epidotchloritgneis). Der grünliche Chlorit enthält immer Leukoxenhäufchen, scheint also überall aus Biotit hervorgegangen zu sein, weshalb zwischen Biotit- und Chloritgesteinen hier kein Unterschied gemacht wurde. Der Biotit ist immer ziemlich regelmässig im Gestein verteilt, während Muskowit bzw. Sericit, wo er in grösserer Menge auftritt, gerne aggregiert und in Strängen angereichert ist.

Die Struktur ist überall im wesentlichen eine granoblastische Mosaikstruktur mit deutlicher Kristallisationsschieferung. Das Gewebe ist jedoch meist ziemlich ungleichkörnig und stark verzahnt. Verbunden mit dem bereits beschriebenen Verhalten des Kalifeldspates gibt das der Struktur etwas Unruhiges. Etwas abweichende Verhältnisse herrschen nur bei folgenden zwei Gesteinsarten:

1. Die Losoneschiefer. Feldspat (Albit-Oligoklas) tritt mengenmässig oft stark zurück; der Chlorit dürfte überall aus Biotit hervorgegangen sein, von dem sich häufig Relikte vorfinden. In einzelnen Schliffen ist noch reichlich Biotit vorhanden; er ist meist in feinen Blättchen regelmässig verteilt. Sericit tritt dagegen immer in unregelmässigen Anhäufungen, Schnüren und Strängen auf. Granat ist im allgemeinen verbreitet, entweder akzessorisch in kleinen Körnchen überall verteilt oder, wo er reichlicher auftritt, in grösseren Linsen angesammelt, jedoch ohne grosse Porphyroblasten zu bilden. Erz und Apatit sind Übergengenteile.

Die Struktur hat im Gegensatz zu derjenigen aller übrigen Gesteine der Zone oft einen auffallend unregelmässig wirren Charakter. In linsenförmigen Partien wechseln verschiedene Strukturen, Korngrössen und Mineralkombinationen. Diese Linsen werden häufig durch Sericithäute abgegrenzt; sie bilden die makroskopisch sichtbaren Knoten. Besonders

häufig bestehen diese Linsen aus einem sperrigen Gewebe von Quarz und Chlorit, wobei Chloritblättchen in allen Lagen die eckigen Quarzkörner voneinander trennen. Es dürfte sich bei diesem Gestein um stark verschieferte Biotit- und 2-Glimmergneise und -Schiefer handeln.

2. Granatglimmerschiefer und -Gneise mit grossen Granatknoten. Granat bildet im Zentrum linsenförmiger Knoten grosse Porphyroblasten, welche poikiloblastisch von Quarz, Biotit, Plagioklas und Erz durchwachsen oder auch skelettartig ausgebildet sind. Das übrige Gewebe kann ganz verschiedenen Charakter haben: Es gibt feinkörnige, relativ einfache, schiefrige Mosaikstruktur, bei der die Körner miteinander verzahnt sind; poikiloblastisches bis diablastisches wirres Durcheinanderwachsen aller Gemengteile (besonders in Anwesenheit von Sillimanit) und ferner granoblastisches, wirres Gefüge, wobei die verschiedenen Gemengteile nesterweise angereichert sind (besonders in Gegenwart von Stauroolith).

## 2. Die Einlagerungen

### a) *Aplit- oder Pegmatitgneise*

Es sind feinkörnige, weisse, schiefrige Sericitgneise, welche hie und da grössere Muskowitblätter enthalten. Sie bestehen im übrigen aus Quarz, Kalifeldspat (Mikroklin), Albit und Sericit. Der Kalifeldspat verhält sich gleich wie in den Glimmergneisen. Akzessorisch kommen dazu: Biotit, Granat in kleinen Körnchen, selten Epidot und Apatit. Wie bereits beschrieben (S. 133) sind diese Gneise den Losoneschiefern eingelagert. Durch den rosafarbenen Granat erweisen sie sich als verwandt mit den Pegmatiten dieser Zone, mit denen sie vielleicht identisch sind; doch habe ich sie des relativ regelmässigen, feinen Kornes halber als Aplitgneise bezeichnet.

### b) *Pegmatite*

Sie sind in der ganzen Zone ziemlich häufig; manchmal bilden sie bis über 1 m mächtige Gänge, die oft diskordant verlaufen. In schiefrigen Gesteinen sind sie naturgemäss häufiger als in den kompakten Gneisen. Stellenweise können sie so mächtig werden, dass sie ganze Gesteinskomplexe völlig durchtränken; solche Pegmatitmassen findet man in der Grenzzone zwischen der Arcegno-Zone und den Gneisen der Zone von Locarno im Felsbuckel zwischen Rasa Monti und Termine, beim Zusammenfluss der V. di Bordei und V. del Boschetto und in der Schlucht direkt östlich von Moneto. Ferner ist der Augengneis im Felshügel nordwestlich von Losone San Giorgio sehr stark pegmatitisch injiziert, weshalb



ich ihn ebenfalls zu dieser Grenzzone gerechnet habe. Die Pegmatite sind fast ausschliesslich Muskowitpegmatite und enthalten häufig als Nebengemengteil einen rosaroten Granat in kleinen Körnern. Auch sind sie meist nicht sehr grobkörnig und immer schwach geschiefert. Im Dünnschliff findet man Quarz, gitterartig verzwillingten Mikroklin, Albit oder Oligoklas, Muskowit (nicht in allen Schliffen), manchmal Granat, hie und da Biotit oder Chlorit. Die Feldspäte zeigen untereinander und mit Quarz mannigfache Reaktionen, Myrmekitbildungen, poikilitische Durchwachsungen etc.

Man findet sowohl relativ grobkörnige, noch pegmatitische Strukturen mit beginnender Verschieferung (Verbogene Plagioklase, Mörtelzonen etc.) als auch zu Muskowitgneisen verschieferte Pegmatite, die sich strukturell nicht wesentlich von den übrigen Gneisen unterscheiden.

Am Maiahügel wurde ein Turmalinaplitgneis geschlagen, sonst konnte Turmalin bis jetzt nirgends gefunden werden. Dadurch stehen diese Pegmatite im Gegensatz zu den grobkörnigen, weissen Pegmatiten der Kinzigitzzone, wo Turmalin ein häufiges Begleitmineral ist.

#### c) *Quarzporphyrgneis*

10—150 cm mächtige Gänge eines kompakten Quarzporphyrgneises findet man als Einlagerungen im Abschnitt von Losone bis zum Grat von Zota gegen die Corona dei Pinci, und zwar sowohl in den Losoneschiefern wie auch in den Glimmergneisen. Die Gänge verlaufen immer annähernd konkordant; sichere Diskordanzen wurden nicht beobachtet. Die Gänge sind immer nur wenige Meter lang und keilen nicht aus, sondern endigen stumpf; sie senden auch keine Apophysen aus. Der Kontakt ist scharf, ohne Kontaktwirkungen.

Das Gestein ist deutlich geschiefert, lässt aber makro- und mikroskopisch deutlich idiomorphe, dickleistenförmige Einsprenglinge von Oligoklas bis saurem Andesin, oft auch zu schmalen Linsen ausgezogenen Quarz erkennen. Das Grundgewebe ist feinkörnig und besteht aus Quarz, Oligoklas bis Andesin, Kalifeldspat, der sich gleich verhält wie in den übrigen Gneisen, Biotit bzw. Chlorit, untergeordnet Sericit, hie und da Epidot, Apatit und Titanit. Die Struktur hat denselben verzahnt granoblastischen Charakter wie in den übrigen Gesteinen.

#### d) *Granit- und Quarzdioritgneise, Dioritamphibolite des „Maia-Zuges“*

Auf der Nordseite der Zone von Arcegno, jedoch meist nicht ganz an der Grenze zwischen dieser und den Gneisen der Zone von Locarno, zieht mit merkwürdiger Konstanz ein Zug verschieferter Eruptivgesteine

von San Giorgio über den Maiahügel-Suolo-Dorca-Termine-Bordei bis Moneto. Er ist in einer schwankenden Mächtigkeit von 30—200 m konkordant zwischen die Glimmergneise und -Schiefer eingeschaltet. In der V. Remagliasca setzen die Gesteine ein Stück weit aus, doch scheinen die stark zerbröckelten pegmatitischen Gesteine in dieser Zone damit zusammen zu hängen. Auch zwischen den Pegmatitmassen westlich von Termine wurden entsprechende Gesteine gefunden. Die einzelnen Varietäten wechseln in Form von Zügen und Linsen, die mit deutlichem, jedoch immer verschiefertem Kontakt aneinandergrenzen. Im ganzen wiegen die Dioritamphibolite vor. Der Kontakt mit den Hüllgesteinen wurde an verschiedenen Stellen untersucht, doch konnten nirgends sichere Kontaktwirkungen gefunden werden. Wahrscheinlich sind sie durch die Schieferung verwischt.

Das Aussehen dieser Gesteine variiert stark. Die Dioritamphibolite sind dunkel, meist scharf schwarz-weiss gesprenkelt mit feinen Hornblendestengelchen und grösseren (0,5—5 mm) Plagioklasflecken, die je nach dem Grad der Verschieferung mehr oder weniger isometrisch oder linsenförmig aussehen. Es gibt jedoch auch Varietäten mit grösseren, einsprenglingsartigen Hornblenden. Im Zentrum eines Komplexes ist das Gestein meist noch ziemlich massig, an den Rändern oft sehr stark verschiefert.

Der Plagioklas ist Andesin, evtl. Oligoklas, die Hornblende blaugrün mit einer Auslöschungsschiefe  $n\gamma/c$  von  $16^\circ$ — $18^\circ$ . Ausserdem sind akzessorisch vorhanden: häufig Chlorit, der aus Biotit hervorgegangen ist. Quarz, reichlich Apatit, Magnetit.

Unter den Gneisen gibt es alle Übergänge von Hornblendequarzdioritgneisen über Hornblendegranitgneise zu Biotitgranitgneisen. Nur die letzteren führen wesentlich Kalifeldspat. Die Hauptmasse der Feldspäte ist jedoch immer Albit oder Oligoklas, in einem einzigen Schliff saurer Andesin. Daneben treten in wechselnden Mengen Hornblende und Biotit bzw. Chlorit auf. Die Hornblende ist dieselbe wie in den Dioritamphiboliten. Die biotithaltigen Glieder sind immer deutlich geschiefert, nie so massig wie die Dioritamphibolite, da sich sehr leicht Glimmerhäute bilden, nach denen sie absondern. Akzessorisch sind Epidot, Apatit, Titanit, Granat, Zirkon.

#### e) *Amphibolitische Gesteine*

Die Mannigfaltigkeit der in dieser Zone vorgefundenen amphibolitischen Gesteine ist sehr gross; von 20 Schliffen sind kaum zwei einander gleich oder auch nur so ähnlich, dass man sie miteinander zu einer Gruppe

vereinigen könnte. Neben gewöhnlichen, nur aus Hornblende und Plagioklas bestehenden Amphiboliten hat es Epidotamphibolite, Granatamphibolite, Biotitamphibolite, Diopsid-Epidot-Amphibolit, Epidot-Zoisit-Hornblendeschiefer etc. Ferner führen Hornblendegneis und Biotit-Hornblendegneis zu den Glimmergneisen über.

Auch die Lagerungs- und Verbandsverhältnisse sind sehr verschiedenen. Einzelne Varietäten finden sich gang- oder stockartig (bis 5 m mächtig) in den Gneisen; solche häufen sich besonders gegen das Ostende; die wichtigsten wurden in der Karte eingezeichnet. Sie sind dunkler als die Diorite des Maia-Zuges und ohne weisse Flecken, also von diesen wohl zu unterscheiden. Andere sind als schmale Lagen zwischen die schiefrigen Glimmergneise eingeschaltet. Manche erweitern sich immer wieder zu Knoten und kleinen Linsen und sind scharf gegen die Gneise abgegrenzt; sie scheinen mir deshalb eruptiven Ursprungs zu sein. Andere sind durch Übergänge (Hornblendegneis-Hornblendebiotitgneis) mit den Glimmergneisen verbunden.

Das Aussehen (also wahrscheinlich auch die chemische Zusammensetzung) der Hornblende variiert stark; es kommen grüne, blaugrüne und sehr helle, manchmal fast farblose, strahlsteinartige Glieder vor. Die dunklen haben Auslöschungsschiefen von  $15^{\circ}$ — $18^{\circ}$ , die hellen  $10^{\circ}$ — $14^{\circ}$ . In manchen Varietäten hat die Hornblende einen dunklen Kern von feinen Erzausscheidungen, wie in den Dioriten und Lamprophyren der Kinzigitzone und in manchen Ivreagesteinen. Der Plagioklas variiert von Albit bis Bytownit. Die mittleren Glieder sind am häufigsten. Der Plagioklas ist nie zonar, dagegen hat der Epidot oft einen eisenreicheren Kern. Sehr auffällig ist der oft beträchtliche Reichtum an Titanit, der hie und da noch von Rutil begleitet ist. Auch ist meist reichlich Erz (wohl vorwiegend Ilmenit) vorhanden.

Die Struktur ist immer kristalloblastisch, jedoch im Detail sehr verschieden: einfache Pflasterstruktur, unregelmässige Mosaikstruktur, nematoblastische, granoblastische Struktur, Siebstruktur, poikilitische bis diablastische, porphyroblastische Struktur etc.

#### f) *Basische Eruptivgesteine mit strahlsteinartiger Hornblende und Phlogopit*

Ein kleiner, linsenförmiger Stock basischer Eruptivgesteine ist in der V. del Boschetto ca. 300 m oberhalb der Mündung der V. di Bordei auf der rechten Seite des Baches aufgeschlossen. Hauptgestein ist ein weicher, dunkelgrüner, leicht zerbröckelnder Hornblendediorit. Makroskopisch sieht man ein wirres Gewebe von grünen Hornblendestengelchen, dazwi-

schen Phlogopit oder Chlorit, oft nesterweise angehäuft. Nach aussen geht der Diorit in grüne, feinkörnige Hornblende- und Chloritgneise über. Die Hornblende ist im Dünnschliff farblos-hellblaugrün pleochroitisch und steht vermutlich dem Strahlstein nahe. Im Innern enthalten alle grösseren Individuen dunkelbraune Flecken, die von feinen Erzausscheidungen herrühren. Nur in den Gneisen ist die Hornblende etwas intensiver gefärbt. Neben Hornblende ist Phlogopit ein ständiger Nebengemengteil. Er ist z. T. in fast völlig farblosen Amesit umgewandelt; in den Gneisen in grünen Pennin. Der Plagioklas ist basischer Oligoklas bis Andesin. Eigenartigerweise ist Rutil überall sehr reichlich vorhanden; fast immer in kleinen Körnern in Hornblende und Plagioklas eingeschlossen.

Die Textur ist z. T. wirr und richtungslos, in den äusseren Teilen schwach gerichtet bis schiefrig. Der Plagioklas bildet kleine Körner, die zusammen eine einfache Pflasterstruktur ergeben; dazwischen liegt die Hornblende in stenglig fetzenhafter Gestalt, wirr durcheinanderwachsend, sodass ein ausserordentlich unruhiges, unübersichtliches Strukturbild entsteht. Phlogopit ist eher untergeordnet in kleinen Blättchen zerstreut oder bildet zusammenhängende Häute (in schiefrigem Gestein).

Die Gneise sind regelmässig granoblastisch, mit Kristallisations-schieferung.

Auch an anderen Stellen findet man ähnliche Gesteine, immer in Form von Stöcken, Gängen oder dicken Linsen. So z. B. an der Brücke des Weges von Palagnedra nach Bordei über die V. del Boschetto und auf Zota, westlich von Arcegno. Bei der Brücke wird von einer grösseren Masse aus der Biotitgneis injiziert, der auch in Schollen in der Hauptmasse drinliegt. Es sind olivfarbene Gesteine von schlieriger Beschaffenheit, mit weissen Flecken und Flammen (Plagioklas) und dunkleren Partien (Biotit bzw. Chlorit).

Der Plagioklas zeigt ganz eigenartige Erscheinungen. Seine Zusammensetzung variiert von 30—90% An. Er ist sehr stark zonar mit basischem Kern und saurer Hülle; die Hülle ändert jedoch ihre Zusammensetzung nicht kontinuierlich, sondern stufen- bis sprungweise, z. B. wurde gemessen (Schliff Nr. 652): Kern 85%, kontinuierlicher, jedoch rascher Übergang zu einer mittleren Hülle von 54%, scharfe Grenze gegen die äussere Hülle von 30% An. Es sieht aus, als ob zuerst eine normale zonare Ausscheidung aus dem Schmelzfluss stattgefunden habe, die durch irgend eine Änderung der äusseren Bedingungen unterbrochen wurde. Am Ende erstarrte der letzte Schmelzrest als zwickelfüllende Masse von einheitlicher Zusammensetzung (30% An). Das Strukturbild wird dadurch

ausserordentlich unübersichtlich. Die Hornblende ist beinahe farblos, also vermutlich dem Strahlstein nahestehend und Ca-reich. Sie enthält kleine farblose Körnchen und Stengelchen (wahrscheinlich Epidot) gesetzmässig eingeschlossen (Stengelchen in der c-Achsenrichtung), hie und da auch Rutil. Sie ist immer fetzenhaft fremdgestaltig, in hornblendereichen Gesteinen oft diablastisch durcheinander und mit Plagioklas verwachsen. Der Biotit erweist sich auch hier als Phlogopit und ist meist weitgehend in Amesit umgewandelt. Rutil ist überall, z. T. sehr reichlich vorhanden. Die Struktur ist immer kristalloblastisch, die Textur bald massig, bald kristallisationsschiefzig und zwar sicher primär.

#### g) *Serpentin und ultrabasische Felse*

Diese Gesteine stecken in dicken Linsen immer nördlich des Maiazuges, oft direkt an diesen anschliessend, in den Gneisen drin. Der Kontakt ist nirgends sauber aufgeschlossen. Im Zentrum ist immer Serpentin, meist Dunit-Serpentin mit grösseren und kleineren Olivinrelikten vorhanden. Als Neubildungen spriessen darin oft Anthophyllit-Nadeln, Strahlstein, Talk und Chlorit, welche auch überhand nehmen und zu entsprechenden Felsen führen können. Neben Olivin wurde auch relik-tisch Hypersthen gefunden. Die Textur kann richtungslos oder auch deutlich schiefzig sein. Äusserlich sind die Gesteine ganz dunkelgrün, oft fast schwarz, rauh und manchmal ausserordentlich zähe. Am Rande der Linsen findet man alle möglichen Felse und Schiefer: Talkschiefer, Chloritschiefer, Strahlsteinfels etc.

#### h) *Marmore, Silikatmarmore, Kalksilikatfelse*

Diese liegen in relativ schmalen, max. 1 m mächtigen Zügen und kleinen Linsen regellos verstreut zwischen den Gneisen. Z. T. sind es reine weisse Marmore, z. T. enthalten sie Silikatmineralien: Diopsid, Epidot, Strahlstein, bas. Plagioklas etc. Es wurden nur wenige Schiffe gemacht. Bei einem Serpentin NNW von Dorca wurde eine Linse von Ophicalcit-marmor mit Serpentin, Talk, Amesit und Augit gefunden. Mehr oder weniger dolomitische Marmorzüge in der hochmetamorphen Serie (Granatglimmergneise mit grossen Granatknoten) nordöstlich Termine und in der V. Monedasco gaben Anlass zur Bildung schöner Felse: Diopsidfels, Diopsidstrahlsteinfels, Epidotfels, Epidot-Strahlstein-Feldspatfels, Skapolithfels, Granat-Biotit-Anorthitfels, Granat-Hornblende-Anorthitfels etc.

### C. Schlussbemerkungen

Diese Übersicht gibt bei weitem nicht über die ganze Mannigfaltigkeit der in dieser Zone auftretenden Gesteine Auskunft. Auch ist diese Zone am wenigsten gründlich untersucht worden. Alle Probleme der Struktur und Fragen nach der Herkunft der Gesteine wurden bewusst beiseite gelassen oder höchstens angedeutet. Immerhin war es notwendig, zu der Frage nach der Herkunft einiger basischer Gesteinskörper Stellung zu beziehen, da eine neutrale Nomenklatur nicht besteht und man sich zur Beschreibung entweder der Eruptivgesteinsnamen oder der Bezeichnung metamorpher Gesteine bedienen muss.

Gegenüber der Zone von Locarno ist die Arcegnozone nicht überall deutlich abgegrenzt; auf grosse Strecken wechsellagern die Gesteine in der Grenzzone miteinander. Seltener wird die Kontaktfläche durch eine Bewegungszone gebildet und gegen Westen liegen zwischen den beiden Gesteinszonen mächtige Pegmatitmassen, die z. T. eine starke mechanische Beanspruchung bis Mylonitisierung erkennen lassen. Ich betrachte trotz der teilweise tektonischen Grenze die beiden Zonen als zusammengehörig; sie sollten in Zukunft nicht mehr getrennt untersucht werden.

### Literaturverzeichnis

1. ARTINI E. und MELZI G.: Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. ed Arti Milano, III/9 (1900).
2. ARGAND E.: Sur la tectonique de la Zone d'Ivrée et de la Zone du Strona. C. R. Acad. Sciences, 142 (1906).
3. BURRI C. und DE QUERVAIN F.: Über basische Gesteine aus der Umgebung von Brissago. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14 (1934).
4. BURRI C. und NIGGLI P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Erster Hauptteil. Zürich 1945.
5. CORNELIUS H. P.: Über das Auftreten und Mineralführung der Pegmatite im Veltlin und seinen Nachbartälern. Zentralbl. Min. Geol. A/8 (1928).
6. FENOGLIO M.: Studi petrografici sulla Zona del Canavese. Porfidi e tufi. Period. di Min. 2 (1931).
7. FENOGLIO M.: Studi petrografici sulla Zona del Canavese. Gabbri anfibolici, Lherzoliti e Serpentine. Period. di Min. 4 (1933).
8. FENOGLIO M.: Studi petrografici sulla Zona del Canavese. Il granito di Belmonte. Period. di Min. 11 (1940).
9. FRANCHI S.: Apunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. Boll. del R. Com. Geol. 36 (1905).
10. FORSTER R.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiet nördlich von Locarno. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 27 (1947).



11. GERLACH H.: Die penninischen Alpen. N. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 64 (1869) und Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz 27 (1893).
12. GRUBENMANN U.: Vorläufige Mitteilungen über einen schweizerischen Sillimanitgneis. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich 52 (1907).
13. HORN FR. R. VAN: Petrographische Untersuchungen über die noritischen Gesteine der Umgegend von Ivrea in Oberitalien. Tsch. Mitt. 17 (1898).
14. HUTTENLOCHER H. F.: Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14 (1934).
15. HUTTENLOCHER H. F.: Beiträge zur Petrographie des Gesteinszuges Ivrea-Verbano. Allgemeines. Die gabbroiden Gesteine von Anzola. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 22 (1942).
16. JAKOB J.: Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer, IX. Mitt. Zeitschrift für Krist. 79 (1931).
17. KERN R.: Zur Petrographie des Centovalli. Diss. ETH, Helsinki 1947.
18. KÜNDIG E.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6 (1926).
19. MILLOSEVICH F.: Le rocce a corindone della Val Sessera. Rend. R. Acc. Naz. Lincei vol. 5, serie 6 (1927).
20. MITTELHOLZER A. E.: Beiträge zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6 (1926).
21. NIGGLI E.: Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. Ecl. Geol. Helv. 39 (1947).
22. NIGGLI P.: Gesteine und Minerallagerstätten. Basel 1948.
23. NIGGLI P., F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER: Chemismus Schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. 14, Bern (1930).
24. NOVARESE V.: La Zona d'Ivrea. Boll. Soc. geol. Ital. 25 (1906).
25. NOVARESE V.: La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. descr. Carta geol. d'Italia 22 (1929).
26. NOVARESE V.: La formazione diorito-kinzigitica in Italia. Boll. R. Uff. geol. d'Italia 56 (1931).
27. PARKER R., QUERVAIN F. DE, F. WEBER: Über einige neue und seltene Mineralien der Schweizeralpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 19 (1939).
28. PORRO C.: Geognostische Skizze der Umgebung von Finero. Diss. Univ. Strassburg, Berlin 1896.
29. QUERVAIN F. DE: Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 8 (1928).
30. QUERVAIN F. DE: Pegmatitbildungen von Valle della Madonna bei Brissago. Mitt. Naturwiss. Ges., Thun 1932.
31. RADEFF W. G.: Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza. Ecl. Geol. Helv. 13 (1915) mit Karte 1 : 25 000.
32. SANERO E.: Sulla Lherzolite di Baldissero (Piemonte). Period. di Min. 2 (1931).
33. SCHAEFER R. W.: Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastallone-ales. Tsch. Mitt. 17 (1898).
34. SPITZ A.: Liasfossilien aus dem Canavese. Verhdl. geol. Reichsanstalt, Wien 1919.
35. STAUB R.: Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz N. F. 52 (1924).

36. STAUB R.: Sur les racines des nappes Valaisannes et Grisonnes entre la Valteline, le Tessin et l'Ossola. C. R. S. soc. géol. de la France 2 (1937).
37. STRÜVER G.: Sulla Lherzolite di Baldissero in Piemonte. Atti R. Acc. Sc. di Torino 9 (1874).
38. SUESS E.: Das Antlitz der Erde. III/2.
39. SUZUKI J.: Über die Staurolith-Andalusit-Paragenesis im Glimmergneis von Piodina bei Brissago. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 10 (1930).
40. TRAVERSO ST.: Geologia dell'Ossola (mit Karte). Genova 1895.
41. WANG H. S.: Petrographische Untersuchungen im Gebiete der Zone von Bellinzona. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 19 (1939).

### Karten

- Neue Landeskarte der Schweiz* 1 : 50 000, Blätter 552 und 572 und Vergrößerungen dieser Blätter auf 1 : 25 000.
- Gemeindepläne*: Brissago, Ronco (1 : 10 000) und Ascona (1 : 5000).
- R. Ufficio geologico d'Italia*: Carta geologica d'Italia 1 : 100 000, Blätter Nr. 15 (Domodossola), Nr. 16 (Cannobbio), Nr. 30 (Varallo), Nr. 42 (Ivrea), Nr. 43 (Biella).
- R. Ufficio geologico d'Italia*: Carta geologica delle Alpi Occidentali 1 : 400 000, Roma 1908.
- Hermann F.*: Carta geologica delle Alpi nord-occidentali 1 : 200 000, Milano 1937.

*Legenden zur Tafel I*

Fig. 1 u. 2. Hornblendenorit (Schliff Nr. 1855), Valle Monedasco, hinten. Strukturtypus IVa; Katakklase unter Ausbildung von Mörtelkränzen, ohne Verschieferung. Die Katakklase ist erst bei  $\times$  Nicols deutlich erkennbar, sonst ist das Gestein scheinbar granoblastisch (Ia). (1 ohne, 2 mit Analysator; Vergrößerung ca.  $13\frac{1}{2} : 1$  (1) bzw.  $12 : 1$  (2))

Fig. 3. Hornblendenorit (Schliff Nr. 1857), Valle Monedasco, hinten. Strukturtypus IVa wie vorige, jedoch deutliche Verschieferung und Bildung von Mörtelzonen. Hypersthen bleibt ganz oder zerbricht in wenige Stücke (unten Mitte und rechts). (Nicols halb  $\times$ ; Vergrößerung ca.  $20 : 1$ )

Fig. 4. Hypersthenführender Pyroxengabbrodiorit (Schliff Nr. 744), Valle del Boschetto. Strukturtypus IIb  $\alpha$ ; blastoporphyrklastisch: der Plagioklas ist weitgehend zertrümmert; Augit (starkes Relief, relativ dunkel) ist nur teilweise zertrümmert, rundliche Formen; Hypersthen (starkes Relief, relativ hell, am Rand und längs Sprüngen talkisiert) ist unzertrümmert und enthält in Buchten geschützte Plagioklase. (Nicols halb  $\times$ ; Vergrößerung ca.  $12 : 1$ )

Fig. 5. Hornblendegabbro-Mylonit (Schliff Nr. 582), südlich Alpe di Naccio, mittlere Dioritzzone. Strukturtypus IIIb; blastomylonitisch mit homogener Durchmischung des Kleinkorngewebes; einzelne Blastoporphyrklasten (Hornblende). (Ohne Analysator; Vergrößerung ca.  $24 : 1$ )

Fig. 6. Quarz-Feldspat-Mylonit (Schliff Nr. 261), Alpe di Naccio, Nordrand der Ivreazone. Strukturtypus IVb; mylonitisch: isotroper Mörtel mit Quarz- und Albitbruchstücken. (Nicols halb  $\times$ ; Vergrößerung ca.  $12 : 1$ )

Fig. 7. Hornblendéalbitdioritbreccie mit Epidotzement (Schliff Nr. 1469), südöstl. Löden, Nordrand der basischen Zone. Albit: hell; Hornblende: dunkel, deutliche Spaltbarkeit; Epidot: heller als Hornblende, körniges Aggregat (ohne Analysator; Vergrößerung ca.  $13\frac{1}{2} : 1$ )

Fig. 8. Granatbiotitgneis (Schliff Nr. 1215), Gridonegipfel, Einlagerung in der südlichen Dioritzzone. Struktur: blastoporphyrklastisch: Quarz (klar) zu Striemen ausgewalzt; Plagioklas (etwas trübe) teilweise randlich zertrümmert, z. T. Porphyroklasten bildend; Granat (ziemlich dunkle, rundliche Körner mit starkem Relief) unzertrümmert; reliktsch einfache Korngrenzen zwischen Plagioklas und Quarz oben rechts; dazwischen ziemlich feinkörniger „Biotitmörtel“. (Nicols halb  $\times$ ; Vergrößerung ca.  $12 : 1$ )





Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4



Tafel I



Fig. 5

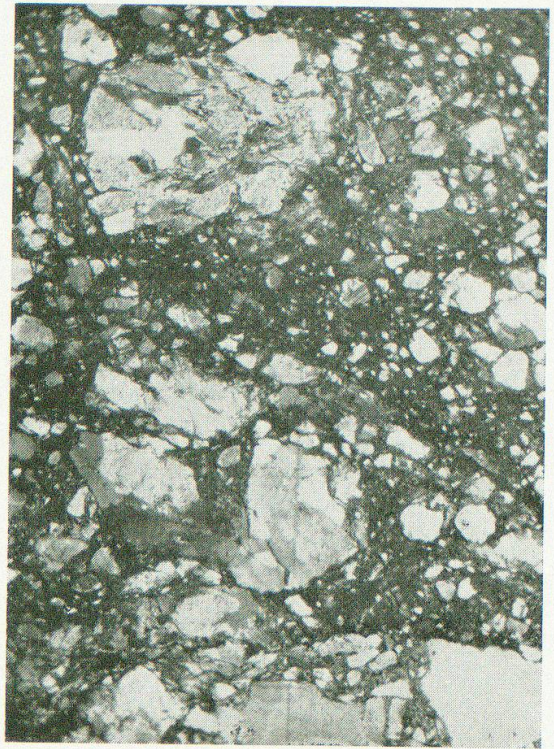


Fig. 6

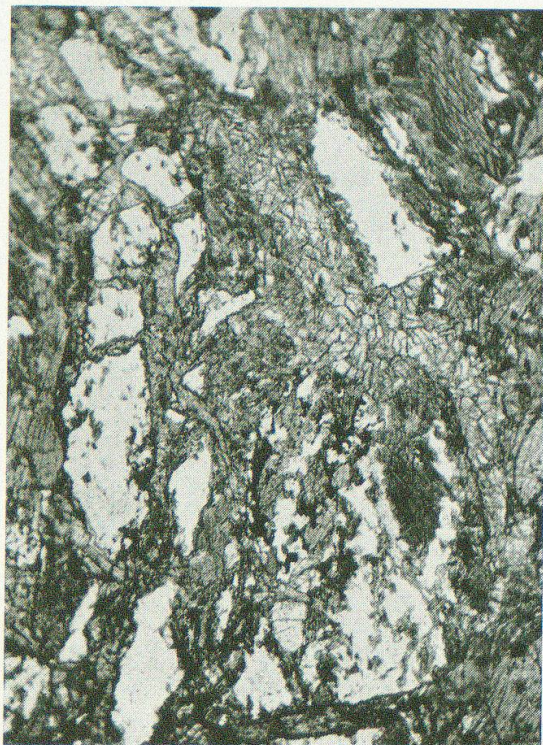


Fig. 7

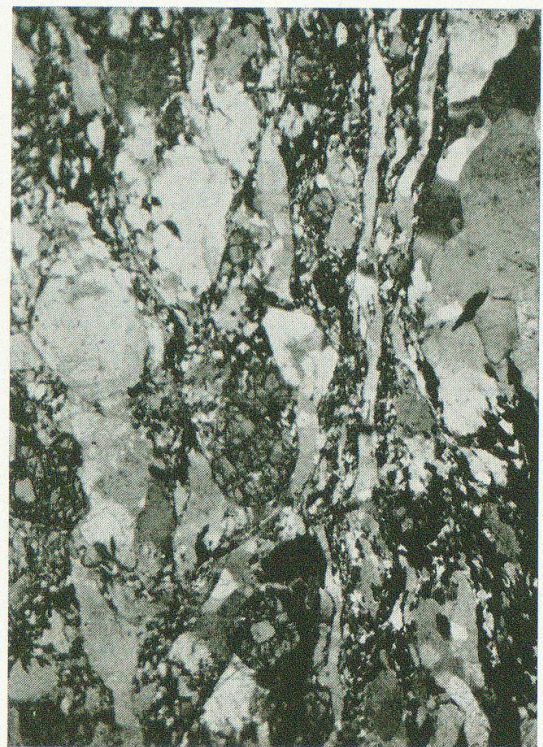


Fig. 8



# Petrographisch-geologische Kartenskizze zwischen Lago Maggiore und Centovalli

aufgenommen zwischen 1938 und 1944 von P. Walter

1: 25000

