

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	13 (1914-1915)
Heft:	4
Artikel:	Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli)
Autor:	Radeff, Wassil G.
Kapitel:	III: Gesteinsbeschreibungen
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-157452

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: 25.01.2026

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

Norden), endet ungefähr bei Casone (im Süden) und weist zwischen den genannten Orten ihre grösste Mächtigkeit von annähernd 800 m auf. Nach Osten, sowie nach Westen wird ihre Mächtigkeit geringer, wodurch sie die Form einer langgestreckten Linse annimmt. Ihr schliesst sich die

5. **Pizzo Leone-Zone** (dritte Gneiszone) an.

Diese ist in ihrer Mitte etwa 250 m mächtig ; nach Osten wird sie aber allmählich schmäler, um, vielleicht schon vor Locarno, auszukeilen. Zwischen den Gneisen treten Amphibolitlagen auf. Diese dritte Gneiszone ist von der weiter folgenden Zone der basischen Gesteine durch eine weitere

6. Zweite **Marmorzone, Cortugna-Zone**, getrennt, welche nur streckenweise anzutreffen ist und ihre grösste Mächtigkeit, 20 bis 25 m im Valle di Capolo besitzt.

7. Die **basische Zone** besteht hauptsächlich aus Amphibolit, zu welchem sich, an ihrem westlichen Nordrand, peridotitisches Gestein einstellt. Ausser diesen Gesteinen treten, besonders am Südrand der Zone, Gneisschichten sowie etwas Pegmatit auf ; der äusserste Südrand besteht hauptsächlich aus Gneis. Die Zone schliesst mit Amphibolit ab und weist im Mittel die Mächtigkeit von 1000 m auf. Die basische Zone ist von der

9. **Brissago-Zone** (vierte Gneiszone) durch die im Mittel 70 m mächtige

8. **Ascona-Gridone-Zone** (dritte Marmorzone) getrennt. Die vierte Gneiszone zeichnet sich durch reichlicheres Auftreten von Amphibolitlagen aus. Sie nimmt das ganze übrige Gebiet, südlich der Linie Ascona-Gridone ein und besitzt die Mächtigkeit von ungefähr 3000 m.

III. GESTEINSBESCHREIBUNGEN

A. Die Injektionsgneise.

Es ist nicht schwer zu erkennen, dass die Gesteine derjenigen Zonen, welche oben als Gneiszonen bezeichnet wurden, Injektionsgneise sind. Dies gilt besonders für die Melezza- und die Brissago-Zone, bei welchen Pegmatit resp. Quarz-Lager, Linsen-Gänge grosse Verbreitung haben. Man findet in diesen Zonen oft Partien, welche durch nachträglichen Gebirgsdruck wenig beeinflusst wurden, wodurch eine Verschiebung an den Berührungsflächen zwischen Gneis und Pegmatit nicht stattfand. An solchen kann man stets die Pegmatitapophysen in

den Gneis eindringen sehen. Etwas schwieriger ist diese Feststellung bei der Remo- und der Pizzo Leone-Zone, bei welchen der genannte Zusammenhang zwischen Pegmatit und Gneis durch nachträgliche Pression gänzlich verwischt wurde. Jedoch das Auftreten von Pegmatit- und Quarz-Lagern etc., ferner die texturellen und strukturellen Verhältnisse, sowie die Mineralzusammensetzung dieser Gneise bürgen dafür, dass man sie ebenfalls als Injektionsgneise bezeichnen kann.

Bei den Injektionsgneisen herrscht grosse Manigfaltigkeit, welche hauptsächlich auf folgende Momente zurückzuführen ist :

1. die ungleichmässige Intensität der Injektion,
2. die wechselnde Qualität des injizierten Materials,
3. die ebenfalls nicht immer gleiche Natur des ursprünglichen Sedimentes.

Im Allgemeinen sind die Injektionsgneise lichtgraue, bis graubraune, fein-, meist mittel- bis grobkörnige Gesteine. Ihre typische Textur ist die Lagertextur, welche jedoch oft durch Uebergänge in die massige oder in die lentikulare umschlägt. Kristallisationsschieferung ist ebenfalls weit verbreitet, besonders in den Partien schwächerer Injektion ; sie tritt oft mit der Lagertextur in Kombinationen oder geht in diese über. Durch nachträglichen Druck sind weiter die genannten Texturen zum Teil oder ganz von der mechanisch-schiefrigen ersetzt: Es kommen homöoblastische, sowie heteroblastische Strukturen vor. Von den homöoblastischen sind zu nennen die granoblastischen und die lepidoblastischen, sowie ihre Kombinationen. Die heteroblastischen Strukturen finden ihren Ausdruck in den porphyroblastischen und klastoporphyrischen. In Verbindung mit allen genannten Strukturen stehen die myrmekitische und die Siebstruktur, von welchen besonders die erstere eine grosse Verbreitung besitzt.

Der Mineralbestand der Injektionsgneise ist: Quarz, Orthoklas, Mikroklin, saure Plagioklase (Albit-Andesin), Muskowit, Biotit, Chlorit, Hornblende, Zoisit, Epidot, Sillimanit, Stauroolith, Granat, Turmalin, Apatit, Magnetit, Pyrit, Zirkon, Titanit, Rutil, Graphit.

Diese Mineralien kommen allerdings bei keiner der Gneisschichten zusammen vor. Je nachdem, welche von ihnen zusammen treten und je nach den Mengenverhältnissen der zusammentretenen Mineralien entstehen verschiedene Typen.

Der Quarz ist ein durchgehender Hauptkomponent. Er kommt vor :

1. In isometrischen oder länglichen Körnern, deren Kanten abgerundet sind, vermengt mit den übrigen Komponenten.

2. Lagenbildend, allein oder in Begleitung von Feldspäten. Eine Quarzlage besteht ebenfalls aus Körnern, jedoch besitzen diese eine sehr gewundene Umrisslinie und greifen stark verzahnt ineinander.

3. In myrmekitischer Verwachsung mit den Feldspäten.

4. Als Einschluss in den Feldspäten, im Granat, Staurolit und zuweilen auch im Muskowit, als runde, ovale, kommaartige oder sonst geformte, buchtige Körner.

Die Art des Auftretens der Feldspäte ist derjenigen des Quarzes ähnlich; xenomorphe Körner mit den übrigen Komponenten vermengt oder in Lagen neben dem Quarz. Orthoklas und Mikroklin sind durch die Verwitterung meist trüb. Frische Körner zeigen geringere Lichtbrechung, als diejenigen des Quarzes. In einer Reihe von Dünnschliffen war nur bei drei Körnern, mit Orientierung (010), welche auch einige Spaltrisse besaßen, die Auslöschungsschiefe von 2 bis 5° a/a festzustellen. Der Mikroklin ist an seiner Gitterstruktur leicht kenntlich und hat eine ziemlich grosse Verbreitung, besonders in den Gneisen höherer Injektion.

Die **Plagioklase** sind, nach ihrer Lichtbrechung gegenüber dem Quarz und gegenüber einander zu urteilen, durch die saueren Glieder der Reihe vertreten. Eine genauere Bestimmung ist wegen der weitverbreiteten, undulösen Auslöschung unmöglich.

Die Feldspäte sind nicht immer als Hauptgemengteile vorhanden; sie treten auch als Uebergemengteile auf. Das Mengenverhältnis zwischen Kalifeldspat und Plagioklas ist ein schwankendes.

Der **Biotit** ist neben dem Quarz der zweitwichtigste Hauptgemengteil. Er fehlt fast keiner der Gneisvarietäten. Zuweilen ist er durch Chlorit ersetzt und nur lokal wird er zum Uebergemengteil. Er tritt in Lagen, meist aber zerstreut und vermengt mit den übrigen Komponenten auf, jedoch fast immer ausserhalb einer Quarz- resp. Quarz-Feldspatlage. Er ist stets xenomorph; sein Pleochroismus:

c = b = lichtbraun, braun, tiefbraun, grünbraun,

a = strohgelb.

Der **Muskowit** kommt, abgesehen von den massigen Varietäten, fast immer in Lagen vor, welche die Quarz- resp. Quarz-Feldspatlagen begleiten, wobei er, dem Biotit gegenüber, als grobblättrig erscheint. Der Muskowit enthält gelegentlich Quarzeinschlüsse, deren Form derjenigen der Quarzeinschlüsse in den Feldspäten gleicht.

Bei der Besprechung der Texturen wurde erwähnt, dass Kristallisationsschieferung und Lagertextur in Kombination neben einander auftreten. Nun findet diese Kombination in folgender Anordnung der Komponenten Ausdruck: Beginnt man mit einer Quarz- resp. Quarzfeldspatlage, so folgt ihr eine solche aus verhältnismässig grobblättrigem Muskowit nach. In diesen zwei Lagen findet die Lagertextur ihren Ausdruck. Es folgt als Drittes eine mehr oder weniger schmale Gesteinspartie, welche durch Kristallisationsschieferung ausgezeichnet ist. Diese Gesteinspartie besteht im Wesentlichen aus untereinander vermengetem Quarz und Biotit, zu welchen sich Eisenerz, Graphit und untergeordnet Feldspäte gesellen. Auf diese Partie folgen erst wieder Muskowit, dann Quarzlagen. Aus dieser Anordnung der Gesteinskomponenten glaube ich schliessen zu können, dass die kristallisationsschiefrige Gesteinspartie, welche übrigens grosse Aehnlichkeit mit den im Gebiete vorkommenden Glimmerquarziten hat, den primären und die Muskowit-, Quarz- und Feldspatlagen den sekundären, injizierten Teil des Gesteins ausmachen.

Die **Hornblende** kommt in wenigen Gneisschichten der Remo-Zone vor. Sie ist leisten- bis fetzenförmig, von grüner oder grünbläulicher Farbe nach c und zeigt Auslöschungsschiefen $c/c = 20$ bis 23° . Der Umstand, dass die Hornblende keine allgemeine Verbreitung hat und ihr Vorkommen nur auf einzelne Gneisschichten beschränkt ist; ferner, dass ihr Auftreten von einer starken Anreicherung an Epidotmineralien und an Titanit begleitet ist — was man sonst bei den Amphiboliten findet — lässt den Schluss zu, dass man es hier mit ursprünglichen Amphibolitlagen zu tun hat, deren Albit und Epidot aus den entmischten basischen Plagioklasen herrühren, deren Biotit durch Umwandlung aus der Hornblende entstanden ist und deren Quarz und Kalfeldspäte durch Injektion hineingekommen sind¹.

Die **Epidotmineralien** finden sonst, abgesehen von den eben genannten Gneisen, eine ziemlich weite Verbreitung, treten aber selten etwas angereichert auf.

Der **Sillimanit** scheint auf einige Gneisschichten am Nordrande der Brissagozone und auf die Gneise der basischen Zone beschränkt zu sein. Ich fand ihn in den Gneisen der obersten Valle di Bordei, südlich der Marmorzone « Ascona-Gridone, » sowie nördlich dieser Zone, in den Gneis-

¹ Siehe « Amphibolite. »

schichten zwischen den Amphiboliten. GRUBENMANN² fand ihn in einem biotitreichen Schiefer « unterhalb Ronco an der Landstrasse zwischen Ascona und Brissago, am Langensee, » darnach ebenfalls am Nordrande der Brissagozone. In den Gneisen der Brissago-Zone besitzt der Sillimanit nadelige Entwicklung. Die Nadeln treten meist viele zusammen in Büscheln oder in dünnen Lagen auf, ferner als Einschlüsse im Biotit und zuweilen im Quarz. Die Nadeln löschen gerade aus und der Charakter ihrer Hauptzone ist positiv. Der Sillimanit in den Gneisen der basischen Zone ist nicht nadelig, sondern nach der Umgrenzung von Schnitten nach (001), zu urteilen, stengelig bis etwas tafelig nach (110), allein, oder in Kombination mit dem (100). Schnitte nach (001) zeigen stets die Spaltbarkeit nach (100) und in konvergent polarisiertem Lichte ergeben sie ein zweiachsiges, kleinwinkliges, positives Interferenzbild. Die Lage der Achsenebene ist parallel den Spaltrissen. Der Sillimanit nimmt in diesen Gneisschichten die Stelle eines Hauptkomponenten ein und ihm zur Seite, ebenfalls als solcher, stehen Quarz und Biotit; untergeordnet bis fehlend sind die Feldspäte. Granat ist stets reichlich vorhanden.

Der **Staurolith** besitzt ein sehr untergeordnetes Vorkommen. Er wurde in einem einzigen Fall in einer Gneisschicht am Nordrand der Melezza-Zone, südlich Moneto (im Valle di Capolo) getroffen, jedoch nicht makroskopisch. Er ist meist zertrümmert und verschleppt. Trümmer die noch einige Leistenform aufweisen, lassen den positiven Charakter der Hauptzone erkennen, sowie die Absorbtion $c > b = a$, wobei c = bräunlichgelb, $b = a$ = lichtgelblich bis farblos. Der Staurolith ist reich an Quarzeinschlüssen.

Ein häufiges Uebergemengteil stellt der **Turmalin** dar. Am häufigsten ist er in den Gneisen der Brissago- und der Pizzo Leone-Zone, seltener in denen der Remo und Melezza-Zone. So weit er auch verbreitet ist, findet man ihn makroskopisch nur an wenigen Stellen, so nordwestlich Voje und in Valmara, an der schweizerisch-italienischen Grenze. An diesen Stellen ist er als starke Anreicherung auf Schichtflächen zu treffen. Er bildet schwarze, undurchsichtige, kristallographisch meist gut umgrenzte Stengel, welche oft bis 3 cm Länge erreichen. Gegen das Innere der Schicht nimmt er an Menge sehr rasch ab, sodass in geringer Entfer-

² Vorläufige Mitteilung über einen schweizerischen Sillimanitgneis, *Vierteljahrsschrift der Naturforsch. Gesellschaft*, 52. Jahrgang, III. und IV. Heft, S. 279.

nung nur noch vereinzelte Stäbchen zu finden sind. Sonst ist Turmalin nur unter dem Mikroskop zu finden, jedoch meist zertrümmert und verschleppt. Schnitte parallel c zeigen den Minuscharakter der Hauptzone und die kräftige Absorption \perp zu dieser : $\omega > \epsilon$, wobei :

ω = gelbbraun-braun resp. graublau,

ϵ = lichtstrohgelb resp. leicht graublau.

Schnitte senkrecht c ergeben in konvergent polarisirtem Lichte ein dunkles Kreuz.

Der **Granat** besitzt als Uebergemengteil eine grosse Verbreitung. Als Hauptgemengteil kommt er in einigen Schichten am Süd-Rande der Melezza-Zone, sowie der Brissago-Zone bei Voje und oberhalb Vantarome vor. Im Allgemeinen ist der Granat xenomorph bis hypidiomorph, von unreiner, dunkelroter Farbe und undurchsichtig. In den erwähnten Gneisen der Melezza-Zone ist er meist haselnussgross und zu Linsen gepresst; in denen der Brissago-Zone ist das Letztere nicht der Fall, auch seine Korngrösse ist eine geringere. U. d. M. ist der Granat lichtrosa und reich an Quarzeinschlüssen.

Titanit kommt angereichert in einigen hornblendeführenden Gneisen vor; sonst ist er nur in vereinzelten Körnern zu treffen.

Rutil als Körner, vereinzelt oder mehrere zusammen, tritt hier und da auf.

Graphit ist in den Gneisen schwächerer Injektion vorhanden :

1. makroskopisch (selten) in winzigen Nestern,
2. im Dünnschliff, als schmale, etwas gewundene Streifchen, mit schwachem Metallglanz.

Allgemeine Verbreitung in wechselnden Mengen besitzen die Nebengemengteile Apatit, Magnetit, Pyrit und Zirkon.

Es wurden vorher Pegmatit-Lager, -Linsen und -Gänge, erwähnt. Hier sei noch einiges darüber berichtet

Die **Pegmatit-Lager** trifft man vereinzelt, meist aber mehrere paralell nebeneinander verlaufend; sie anastomosieren, vereinigen sich zu einer mächtigen oder zerfallen in mehrere kleinere. Diese letzteren vereinigen sich nach einer Strecke wieder oder jede einzelne zerfällt in eine grosse Anzahl schmaler Lagen, welche durch weiteren Zerfall die Lagen-Textur der Injektionsgneise zustande bringen. In den meisten Fällen findet man mächtige Lagen zwischen zwei Schichten; in den Schichtfugen, innerhalb der Schichten verlaufende Lagen sind weniger mächtig. Verlässt ein Lager die Schicht-

fuge und geht quer oder schräg durch die Schichten, so wird er zu einem Gang.

Bietet ein Schichtenkomplex dem eindringenden pegmatitischen Material nur Schicht- und Schieferungsfugen und keine Querrisse, so werden nur Pegmatitlager resp. Lagen gebildet; im umgekehrten Falle bilden sich mehr Gänge. Das erstere trifft für das Gebiet mehr zu als das letztere. Die Pegmatit-Linsen sind aus Pegmatitlagern durch nachträglichen Druck entstanden. Die mächtigsten Pegmatit-Lager, -Linsen, -Gänge sind in der Melezza-Zone zu treffen, wo sie auch die grösste Häufigkeit besitzen. Bis über 4 m Mächtigkeit zeigen sie nordwestlich Losone, bei Golino, auf Dorka, Monti und Rasa. An zweiter Stelle folgt die Brissago Zone; hier sind aber selten Lager von 2 m Mächtigkeit. Die Pizzo Leone-Zone und die Remo-Zone weisen meistens Linsen auf. Die erstere östlich Pizzo Leone; die letztere besonders bei der Vereinigung des Valle del Boschetto mit Valle di Bordei.

Der Pegmatit ist ein weisses, mittel- bis grosskörniges Gestein; seine Mineralzusammensetzung ist:

Hauptgemengteile: Quarz, Orthoklas, Mikroklin, saurer Plagioklas und Muskovit.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Magnetit.

Uebergemengteile: Biotit, Turmalin, Granat.

Der Quarz und die Feldspäte sind stets xenomorph, myrmekitische Verwachsung zwischen diesen sehr weit verbreitet. Schriftgranitische Verwachsung zwischen Quarz und Orthoklas sind zuweilen zu treffen, jedoch meist unvollkommen. Der Muskovit ist oft automorph, aber stets verzerrt. Er bildet oft Säulen von mehreren Centimeter Höhe. Der Pegmatit ist sehr arm an Nebengemengteilen.

Der **Biotit** kommt angereichert im Kontakt mit den Amphiboliten und sonst nur ganz gelegentlich vor. Der **Turmalin** ist in den Pegmatiten der Melezza-Zone ein ausserordentlich seltener Uebergemengteil; in denen der Brissago- und Pizzo Leone-Zone tritt er öfter als Anreicherung auf. Er erscheint meist in Gesellschaft des Quarzes, mit welchem er oft schriftgranitartige Verwachsungen bildet. Farbe und andere Eigenschaften sind wie bei den vorher beschriebenen Gneisen. Er ist jedoch oft optisch anomal; in konvergent polarisiertem Lichte geben Schnitte senkrecht c ein zweiachsiges Interferenzbild. **Granat** kommt, im Kontakt mit den Amphiboliten als Anreicherung vor. Er ist unrein dunkelrot, undurchsichtig. Als dem Pegmatit allein eigen, tritt jedoch gelegentlich in winzigen Körnern ein rubinroter, durchsichtiger,

automorpher Granat auf. Durch Zurücktreten der Feldspäte und des Muskowits geht ein Pegmatitlager in ein quarziges über. Solche Uebergänge sind besonders der Brissago-Zone eigen, wo auch die quarzige Injektion ihren Sitz hat.

In den Quarzlagern wird der Quarz, wenn auch selten, von Sillimanit begleitet. Turmalin findet man ebenfalls gelegentlich. Granat, im Kontakt mit den Amphiboliten, kommt in wechselnden Mengen vor.

Quarz- und untergeordnete Pegmatit- Lager etc. findet man ebenfalls in den Gneisen der Marmorzonen, sowie in den zwischen den Amphibolitlagen vorkommenden Gneisen der basischen Zone, wonach diese, von den Injektionsgneisen abweichenden Gesteine ebenfalls für solche zu halten sind. Der Unterschied besteht nur darin, dass die Injektion hier eine mehr quarzige ist, als dort..

Die Entstehungsgeschichte der Injektionsgneise ist wie folgt kurz zusammenzufassen :

Mehr oder weniger unreine Quarzsande gerieten durch Ueberlagerung in grössere Tiefen der Erdkruste und wurden wahrscheinlich schon hier zu **Glimmerquarziten** (Biotitquarziten) umgewandelt. Später trat Faltung, Schuppung, Aufrichtung ein. Dann wurden sie injiziert und ein letzter, verhältnismässig schwacher Zusammenschub in den Alpen gab ihnen den letzten Anstrich ihres heutigen Aussehens.

B. Die Amphibolite.

Ungefähr an der Stelle, wo sich die Strassen von Ascona und Madonna della Fontana treffen, beginnt im behandelten Gebiete die basische Zone von Ivrea. Nach Osten taucht sie unter den Lago Maggiore und ist unweit Bellinzona als kleineres Vorkommen wieder zu treffen ; nach Westen hin nimmt ihre Mächtigkeit zu ; sie bildet die steilen Abhänge des Costone und Gridone, sowie den nordwestlich gelegenen Testa di Misello und verlässt bei den beiden letzteren die Schweiz. Die Zusammensetzung der basischen Zone wurde beim Abschnitt « Petrographische Uebersicht » besprochen und dabei erwähnt, dass diese Zone hauptsächlich aus Amphibolit aufgebaut ist, sowie, dass zwischen den Amphiboliten auch Gneisschichten sich einstellen. Durch diese Gneisschichten, sowie durch die Quarzlagen und Kontaktbänder, an deren Stelle zuweilen Pegmatit auftritt, wird das ganze Amphibolitvorkommen in einzelne Lagen zerlegt. Somit erscheinen die Amphibolite nicht als eine einzige langgestreckte Masse, sondern als eine Zone vieler Amphibolitlagen.

Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen ist verschieden. Sie beträgt für die der Mitte schätzungsweise im Mittel 150 m; nach aussen hin (nach Süden und Norden) nimmt die Mächtigkeit allmählig ab, sodass sie ganz an den Rändern für die einzelnen Lagen im Durchschnitt 1 m beträgt.

Die ausserhalb dieser Zone vorkommenden Amphibolitlagen trifft man einzeln oder zwei bis drei nebeneinander. Ihre Mächtigkeit variiert von wenigen Centimeter bis zu 50 m. Die im Peridotit auftretenden Amphibolitlagen sind zu der grossen Zone zu rechnen, da sie nach Osten, wo der Peridotit auskeilt, sich zu diesen gesellen.

Nach der Mineralzusammensetzung, sowie nach ihren texturellen und strukturellen Verhältnissen kann man alle die im Gebiete vorkommenden Amphibolite in verschiedene Typen einteilen. Der Umstand jedoch, dass diese Typen nicht selbstständig, sondern oft mehrere in gleicher Lage auftreten und sonst durch Uebergänge mit einander verbunden sind, lassen diese Amphibolittypen aus gleichem Ursprungsmaterial entstanden gedacht werden und deswegen als Einheit behandeln.

Rechts oben von Boccheta del Fornale, auf der Nordseite des Gridone, präsentirt sich der Amphibolit im allgemeinen als ein mehr oder weniger weisses, grün-schwarz gesprengeltes Gestein, dessen Korngrösse meist unter der mittleren bleibt, stellenweise aber grob- bis grosskörnig wird. Seine Textur ist massig bis schwach druckschieferig; die Struktur allotriomorph, gabbroid. Makroskopisch unterscheidet man im Gestein den Plagioklas, einen lichtgrün-grauen Pyroxen und eine grünschwarze Hornblende. Alle besitzen eine isometrisch-körnige Ausbildung und sind bald gleichmässig im Gestein verteilt, bald ungleichmässig, indem sich die dunklen Gemengteile anreichern oder zurücktreten. Schlierenartig tritt in dem Gestein der Augit, stellenweise als einziger farbiger Komponent auf, im allgemeinen aber ist es die Hornblende, welche stark angereichert auftritt. U. d. M. erscheinen die Gemengteile fetzenförmig mit gebuchteten Umrisslinien.

Der **Plagioklas** weist auf Zone senkrecht (010) symmetrische Auslöschungsschäifen von :

$$\begin{array}{r}
 38|35^\circ - 31|28^\circ + 46|42^\circ - 29|28,5^\circ - 14|16,5^\circ + \\
 32|25| + 38|28| + 28|28,5| - 19|16,5| + \\
 15|18| + 18|20| + 20|17| + ^1 \\
 21|22| + 22|20| + 15|17| + ^1
 \end{array}$$

wonach auf Glieder der Plagioklasreihe zwischen Andesin

¹ + - = Optischer Charakter des Minerals.

und Bytownit zu schliessen ist. Zuweilen enthält der Plagioklas Hornblende als Einschluss.

Der **Augit** ist farblos, mit einem Stich ins Grünliche. Die bei ihm gefundenen Auslöschungsschäifen lassen ihn als Diopsid taxieren :

$$c/c = 42^\circ, 38^\circ, 43^\circ, 43^\circ, 37^\circ, 39^\circ$$

Als Einschluss enthält der Diopsid öfters Plagioklas und gelegentlich auch Hornblende. Die Hornblende weist den Pleochrismus :

$c/c = \text{grün}$, $b = \text{grün gelblich}$, $a = \text{strohgelb}$ und die Auslöschungsschäifen $c = 26, 28, 25, 29, 27, 28, 26, 28^\circ$ ² auf. Wahrscheinlich eine eisenreiche, gemeine Hornblende.

Selten enthält die Hornblende Augit oder Plagioklas als Einschluss. Sie ist durchaus frisch und irgend eine Andeutung, welche ihre Entstehung aus dem Augit wahrscheinlich machte, fehlt; daher ist sie für primär zu halten. Auffallend ist das sehr untergeordnete Auftreten der Nebengemengteile Apatit und Magnetit.

Nach dem oben angegebenen Verhalten des Gesteins, sowie mit Rücksicht auf die zuletzt beigegebene Analyse, ist dieser Typus der Amphibolite mit « Hornblende-Diabas » zu bezeichnen und als Muttergestein (Ursprungsmaterial) aller übrigen Amphibolittypen zu betrachten.

Seitlich, sowie in der Streichrichtung nach Osten, geht der Hornblendediabas in eine flasrige Varietät über, welche den charakteristischen Bestandteil der Amphibolitzone bildet. Die Hornblende und manchmal auch die Plagioklase bilden oft Linsen. Die Struktur ist granoblastisch-porphyroblastisch und zuweilen kataklastisch. Im allgemeinen ist das Gestein mittel- bis grobkörnig und erscheint durch Zurücktreten des Augites und der Plagioklase dunkler in der Farbe. Eine Anreicherung an Eisenerze — Magnetit, Titaneisen — kommt öfters vor und wird durch das Auftreten einer grünbraunen Hornblende begleitet, welche die vorherige grüne ersetzt. Diese neue Hornblende schliesst die Eisenerze oft massenhaft ein. Ihr Pleochroismus ist :

¹ Die Auslöschungsschäifen für Augit und Hornblende sind stets auf an nähernd (010) gemeint.

² Schnitte, welche die grösste Auslöschungsschäife zeigen, ($29^\circ, 28^\circ$ im obigen Fall) sind nicht genau auf (010) orientiert, denn sie lassen im konvergent polarisierten Lichte, wenn auch verschwommen, einen breiten, dunklen Balken erkennen, welcher, beim Bewegen des Objektisches, pendelt. Schnitte mit ein paar Grad kleinerer Auslöschung lassen den Balken nicht mehr erkennen. Dies gilt für alle noch zu erwähnenden Hornblenden und es scheint, dass die Hornblenden, wie die Augite, ihre grössten Auslöschungsschäifen nicht genau auf (010) besitzen.

c = grünbraun,
 b = braun, mit einem Stich ins Grünliche,
 a = strohgelb; bei ihr gefundene Auslöschungsschäifen lauten: c/c = 26°, 28°, 25°.

Der Diopsid steht meist der Hornblende an Menge nach und zeigt zuweilen beginnende Uralitisierung. Die Plagioklase bleiben dieselben wie vorher, worauf die symetrischen Auslöschungsschäifen auf Zone senkrecht (010) hindeuten:

22|23,5° — 23|24,5° — 17|16° — 18|20° — 29|28,5° —
 25| — 26| — 15| — 22| — 28| —

Epidotbildung stellt sich in Partien intensiver Zertrümmerung ein.

Dieser flasrige Hornblendediabas bildet den Uebergang zwischen dem eigentlichen Hornblendediabas und den eigentlichen Amphiboliten, deren kurze Beschreibung nun folgt:

Je weiter gegen die Ränder der Amphibolitzone, desto mehr kommt die Uralitisierung des Augites zur Geltung. Gleichzeitig setzt eine uralitisierungsähnliche Umwandlung der primären grünen resp. grünbraunen Hornblende ein. Diese neu entstehende Hornblende ist neben dem Uralit nicht zu unterscheiden, mag sie sonst von diesem chemisch abweichen. Die Entmischung der Plagioklase nimmt ebenfalls zu, so dass Epidot-Mineralien und Albit reichlich auftreten. Das Titaneisen ist oft von einem Leukoxenkranz umgeben. Diese Umwandlungen der Gemengteile des Diabases sind für die äussersten Lagen des südlichen Zonenrandes fast zu Ende. Der Augit ist nur noch gelegentlich, als Relikt, vorhanden, meistens fehlt er ganz. Die primären Hornblenden bilden noch zuweilen die Mittelpartie der aus ihnen entstandenen uralitartigen Hornblende, aber auch diese selbst, sowie der Uralit, hat eine Umwandlung erfahren und zwar gehen beide in eine andere, nach c graublaue bis grünblaue Hornblende über, welche jedoch nicht mehr ein Produkt gewöhnlicher Umwandlung ist, sondern der Kontaktmetamorphose. Die äussern Amphibolitlagen sind fast durchweg melanokratische Varietäten. Die Plagioklase stehen der Hornblende gegenüber an Menge zurück, fehlen zwar nicht ganz, doch herrschen die sauren hier vor.

Parallel mit der mineralogischen Umwandlung geht auch eine texturelle Aenderung vor sich. Die flasrige Textur des Diabases geht mit der Entfernung nach aussen allmählich in die gestreckte über. Diese wird ebenfalls allmählich von der kristallisationsschäiffrigen verdrängt, welche für die Rand-

lagen der Zone, besonders für die südlichen, die charakteristische ist.

Die Struktur bleibt mit wenigen Ausnahmen, welche beim Besprechen des Kontaktes noch erwähnt werden sollen, die homöoblastische, speziell granoblastische, verbunden mit heteroblastischen speziell klastoporphyrischen und kataklastischen. Die uralitischen Hornblenden behalten die Form ihres Mutterminerales oder sie fasern aus, sie werden schilfrig. Ist die Schilferung der uralitischen Hornblende vollendet, so sieht sie ähnlich dem Strahlstein aus. Beide Hornblenden besitzen den gleichen Pleochroismus :

c = lichtgrün, oft mit einem Stich ins Bläuliche,

b = grün-gelblich,

a = farblos bis lichtgelblich

und die gleichen Auslöschungsschleifen :

c/c = 19° , 21° , 22° , 20° , 21° für die uralitischen,

21° , 20° , 22° , 19° , 19° , 20° für die strahlsteinartigen.

Uebergänge von den primären zu uralitischen und weiter zu schilfrigen Hornblenden sind oft zu treffen, jedoch scheint die schilfrige in einigen Amphibolitlagen des Nordens, ausserhalb der basischen Zone, allein vertreten zu sein. Diese Amphibolitlagen kann man von Monti, nordwestlich Termine, nach Osten über Dorce (Nordseite) verfolgen. Das Gestein ist mittel- bis feinkörnig, lichtgrün und weissgefleckt. Seine Struktur ist homöoblastisch, speziell granoblastisch-nemato-blastisch, oft durch Kataklastase beeinflusst. Die Textur ist kristallisationsschiefrig, verbunden mit Druckschieferung.

Die **Hornblende** ist nadelig bis dünnstengelig. Sie ist ein Hauptgemengteil und ebenfalls als solche stehen ihr zur Seite: Albit, Epidot resp. Zoisit. Diese Mineralien besitzen isometrisch-körnige Entwicklung; ihr gemeinsames Mengenverhältnis der Hornblende gegenüber ist wechselnd. Der Epidot ist besser vertreten als der Zoisit.

Die Umwandlung der Hornblende in Chlorit und die der basischen Plagioklase zu Albit und Epidot, führt zur Bildung von Epidot-Chloritschiefer. Die Verbreitung dieser Schiefer im Gebiet ist jedoch eine geringe und ihr Auftreten nicht selbständige. Sie sind nur lokale Umwandlungen einiger Amphibolite am Nordrande der Pizzo Leone-Zone (im Valle del Boschetto und Valle di Capolo) und derjenigen Amphibolite, welche die Marmorschichten begleiten.

Die **Chlorit-Epidotschiefer** sind feinkörnige, graugrüne oft weissgefleckte Gesteine, deren Texturen richtungslos, kristallisationsschiefrig oder auch helizitisch ist und deren

Struktur granoblastisch-lepidoblastisch, auch nematoblastisch und kataklastisch ist. Als Hauptgemengteil führen diese Gesteine Chlorit, Albit, Epidot, zu welchen sich, durch Anreicherung auch eine feinnadelige Hornblende gesellt. Hier und da findet man als Relikt die primären grünbraunen und grünen Hornblenden des Diabases zu Linsen gedrückt oder in Fetzen. Titanit, Rutil und Eisenerze bilden die Ueber- resp. Nebengemengteile.

Die eben besprochenen Amphibolite sind als Folge hydrodynamischer Umwandlungen des Hornblendediabases zu betrachten. Ihre Verbreitung ausserhalb der grossen Amphibolitzone ist eine geringe und sie sind immer nur dort zu treffen, wo der Injektionsvorgang im Nebengestein ein minimaler war. Der Südweststrand der Pizzo Leone-Zone, die Nordseite von Monti und Dorca, die Melezza-Zone (letztere am Südrande) weisen solche Stellen auf. Alle übrigen Amphibolite, welche zwischen den Gneisen höherer Injektion vorkommen, sind kontaktmetamorphe Abänderungen der dynamometamorphen Typen. Der Diabas zeigt in seinen Lagen nur eine randliche Kontaktmetamorphose.

Die **Kontaktmetamorphose** gibt sich an texturellen, strukturellen und mineralogischen Umänderungen kund.

Die mechanischen Texturen gehen in die kristallisations-schiefrige und gelegentlich in die massige über; die kristallisationsschiefrige gewinnt an Charakter oder sie wird ebenfalls massig.

Von den Strukturen finden Verbreitung: die homöoblastischen, speziell die grano-, lerido- und poikiloblastischen. Die heteroblastische, speziell porphyroblastische Struktur findet ebenfalls ziemliche Verbreitung. Kataklasstrukturen werden zum Teil oder ganz aufgehoben.

In mineralogischer Hinsicht finden hauptsächlich folgende Aenderungen statt:

Beim Besprechen der grossen Amphibolitzone wurden neben den, zwischen den Amphibolitlagen vorkommenden Gneisen auch Kontaktbänder erwähnt. Diese Kontaktbänder kamen dadurch zustande, dass fast reines, quarziges¹ und zuweilen pegmatitisches² Material zwischen die einzelnen Lagen eindrang. Diese Bänder besitzen 1 bis 2 m Mächtigkeit und sie heben sich neben dem dunkeln Amphibolit resp. Diabas durch ihre weisse, rostigrot gesprengelte Farbe ab. Eine scharfe Grenze zwischen den Bändern und den Amphiboliten

¹ Laghetti, Valle di Bordei, Val del Boschetto.

² Bocchetta del Fornale.

existiert jedoch nicht. Die Kontaktbänder bestehen hauptsächlich aus basischem Plagioklas und Granat. Zu diesen gesellen sich in wechselnder Menge Biotit (nicht immer) und primäre, grünbraune oder grüne Hornblende. Der Granat ist aus der Hornblende und dem Augit entstanden. Die beiden letztern Mineralien trifft man in stark korrodierten Formen; oft ist von diesen nur noch ein kleines rundliches oder ovales Korn geblieben. In dieser Form findet man beide neben dem Granat oder in diesem eingeschlossen. Der Biotit ist nach Analogie ebenfalls aus der Hornblende¹ entstanden. Ist diese nicht zu Granat oder Biotit umgewandelt, so behält sie ihre früheren Eigenschaften bei. Der Plagioklas scheint unverändert geblieben zu sein.

Dieselben Kontakterscheinungen findet man bei Amphiboliten, welche mit Gneisen (innerhalb der basischen Zone) in Berührung stehen.

Alle Amphibolite (der basischen sowie der andern Zonen) deren Augit und die primäre Hornblende zu uralitischer Hornblende umgewandelt und deren Plagioklase zum Teil oder ganz zu Albit und Epidot entmischt sind, haben im Kontakt folgende Veränderungen erfahren:

Die uralitische Hornblende geht, wie schon erwähnt, in eine nach grünblaue oder graublaue über. Dass dem so ist, legen folgende Erörterungen dar:

Man findet oft einen Hornblendefetzen, der teils aus uralitischer (blassgrüner) teils aus graublauer Hornblende besteht. Ferner gibt es Fetzen, welche neben den ebengenannten Hornblenden noch die primären Hornblenden des Diabases aufweisen. Wo diese drei Hornblenden in einem Fetzen auftreten, kommt die uralitische stets zwischen der primären und der graublauen zu liegen. Wie aus früherem erinnerlich ist, geht die primäre Hornblende der Diabase in eine blassgrüne uralitartige über. Nun war ein Fetzen primäre Hornblende zum Teil in uralitische umgewandelt, als die Temperatur im Gestein durch den Injektionsvorgang im Gebiete erhöht wurde. Der uralitische Teil des Fetzens wurde graublaue Hornblende, der primäre blieb unverändert, da sich ja diese letztere Hornblende bei hoher Temperatur gebildet hatte. Beim Wiedereintritt der normalen Verhältnisse, Sinken der Temperatur auf die gewöhnliche Höhe, setzt die gewöhnliche Umwandlung der primären Hornblende fort, die graublaue bleibt bestehen. So bildet sich zwischen dem primären und dem graublauen Teile eine trennende Partie licht-

¹ Vergl. Biotit, S. 35.

grüner Hornblende. So kommt es, dass man alle drei Hornblenden in demselben Fetzen vorfindet. Ist die primäre nachträglich ganz zu uralitischer umgewandelt, so findet man nur die letztere und die graublaue nebeneinander. Ist ein Fetzen primärer Hornblende vor der Temperaturänderung zu uralitischer umgewandelt gewesen, so findet man nach Rückkehr der normalen Verhältnisse nur graublaue Hornblende vor.

Die graublaue Hornblende behält bei ihrer Entstehung die Form ihrer Vorgängerin, oder, was am meisten der Fall ist, sie wird leistenförmig. Ihr Pleochroismus ist

c = graublau bis grünlich-blau,
b = grün,
a = strohgelb;

sie weist Auslöschungsschiefe c/c zwischen 20° und 24° auf und ist für alle zwischen den Injektionsgneisen vorkommenden Amphibolite charakteristisch.

Neben dieser Hornblende, welche stets ein Hauptkomponent ist, treten ebenfalls als solche auf: Plagioklase (Albit-Labrador), Epidot, (Zoisit, Kleinozoisit) Biotit. Als Uebergemengteile sind zu verzeichnen: Biotit, Tintanit, Rutil, Quarz und als Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Titaneisen, Pyrit.

Die **Plagioklase** zeigen oft zonaren Bau. Das Zentrum eines Individuums wird von basischem, oft automorphem Plagioklas eingenommen und nach aussen hin folgen dann die sauren Glieder¹. Das automorphe Centrum bei dem eben erwähnten Vorkommen ist meistens leistenförmig, scharf lamelliert und zeigt, gegenüber den äussern Schalen, bei welchen bald eine verschwommene, bald keine Lamellierung zu sehen ist, eine höhere Lichtbrechung. Ein ganzes Individuum stellt aber ein isometrisches Korn dar.

Der **Epidot** ist xenomorph, hypidiomorph oder automorph zu treffen. Alle diese Formen der Ausbildung sind nebeneinander zu finden; im allgemeinen aber ist der hypidiomorphe und automorphe Epidot dem höhern Kontakt eigen. Es scheint dabei, dass eine mässige Temperaturerhöhung die Korngrösse und die automorphe Ausbildung des Epidots begünstigt, eine höhere Temperatur hingegen seine Existenz gefährdet, weil der Epidot, welchen man im hohen Kontakt zwischen Amphibolit und Pegmatit findet, stets etwas korrodiert erscheint.

Schnitte nach (100) und (010) zeigen stets gute Spaltbarkeit nach (001); auf (010) findet man die Auslöschungs-

¹ Bei einer Amphibolitvarietät unweit Credinolo, zwischen Brissago und der Grenze.

schiefen (a/c 28° bis 30° resp. a/c 4° bis 5° h. Zwillinge nach (100) nicht selten.

Nach den Interferenzfarben — für Zoisit grau, für Klinozosit graublau bis blau — zu urteilen, finden diese Minerale eine grössere Verbreitung. Beide sind fast immer xenomorph entwickelt.

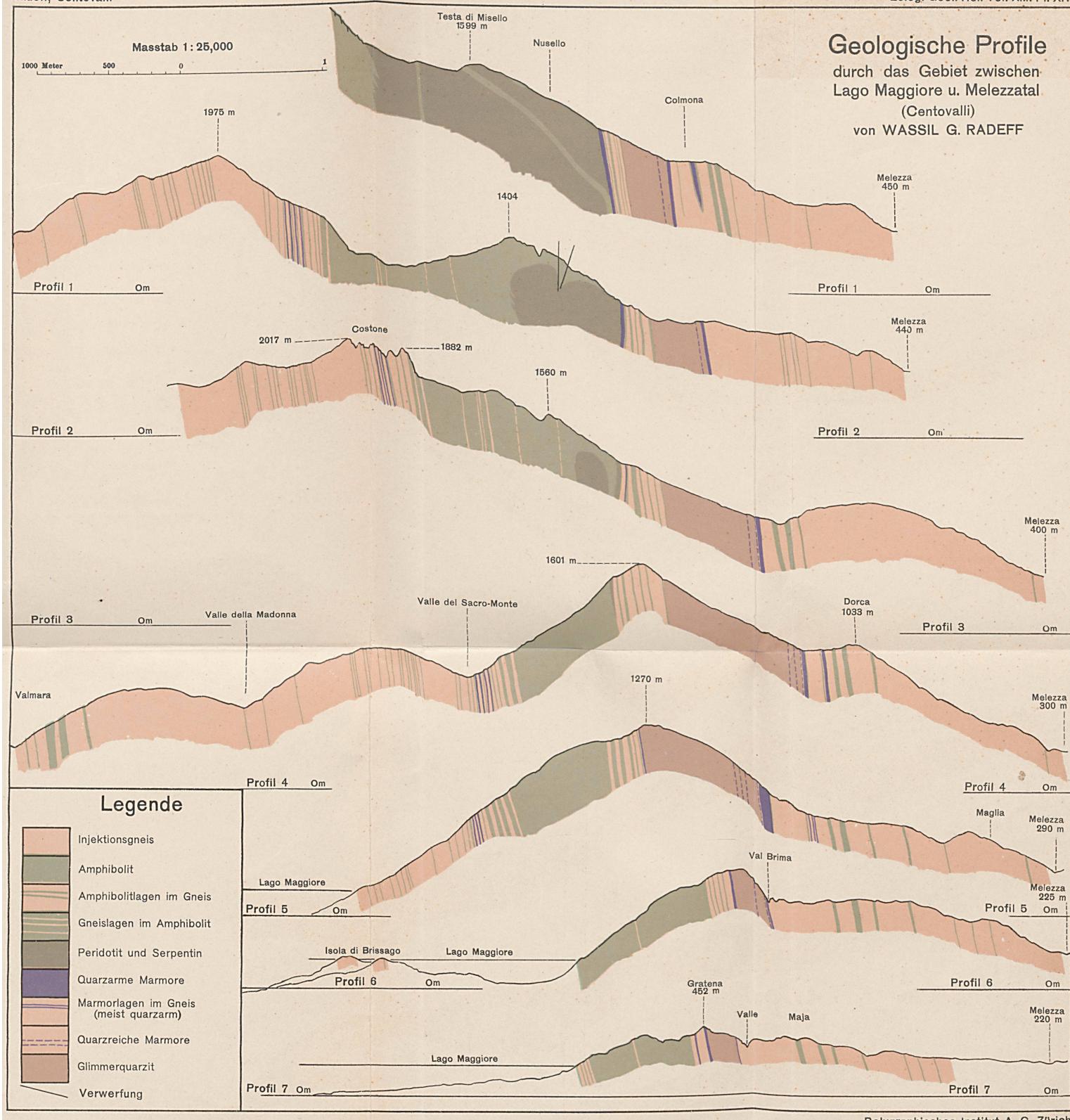
Der **Biotit**, besonders im höhern Kontakt angereichert und hier die Hornblende oft ganz verdrängend, ist durch Umwandlung aus der letzteren entstanden. Bei grobkörnigen, leukokraten Varietäten, wo vereinzelte Hornblendeleisten im Gestein auftreten, findet man, dass diese Leisten zwar noch einen Rest Hornblende enthalten, doch zum grössten Teil aus Biotit bestehen. Ausserhalb einer Leiste findet man wenig Biotit. Dieselbe Beobachtung kann man ebenfalls im Dünnschliff machen. Die Menge des Biotites nimmt vom Kontakt aus gegen das Innere der Amphibolitlage ab, fehlt jedoch hier ebenfalls nicht ganz. Die Menge der Hornblende nimmt gegen das innere der Amphibolitlage zu.

Titanit ist im allgemeinen reichlich vorhanden, Rutil immer sehr untergeordnet. Die Nebengemengteile fehlen fast niemals, erfahren jedoch manchmal eine mässige Anreicherung.

Die Amphibolite sind nur untergeordnet und ganz lokal injiziert worden. Die gutschiefrigen Chlorit-, Epidot-Varietäten ergeben dadurch Gesteine, welche neben Chlorit, Epidot, Albit, Biotit, Titanit etc. auch Quarz, Muskowit, Kalifeldspäte und zuweilen Turmalin führen. Bei den massigen Amphibolit-Varietäten sind die beliebig verlaufenden Risse durch pegmatitisches oder rein quarziges Material ausgefüllt. In einem Dünnschliffe fand ich als Ausfüllung der feinen Risse den Disthen.

Diesem, in allgemeinen Zügen gehaltenen Bilde der Amphibolite, möge noch eine Analyse folgen, die von Fräulein Dr. L. HEZNER im chemisch-petrographischen Laboratorium der Eidgenössischen Technischen Hochschule ausgeführt wurde. Das Material für die Analyse wurde aus einem frischen Handstück des flasrigen Hornblende-Diabas im Valle del Boschetto gewonnen. Ihre Werte lauten wie bei 1 :

Geologische Profile
durch das Gebiet zwischen
Lago Maggiore u. Melezatal
(Centovalli)
von WASSIL G. RADEF



	1	2	3	4
SiO ₂	46,29	47,36	46,92	47,60 ¹
TiO ₂	1,84	0,51	0,94	Sp.
P ₂ O ₅	0,46	0,26	0,19	0,46
Al ₂ O ₃	14,54	16,79	18,05	15,29
Fe ₂ O ₃	3,66	1,53	3,61	7,09
FeO	7,05	7,93	6,73	6,87
MnO	0,24	0,44	—	0,12
CaO	12,17	10,08	9,11	8,41
MgO	9,18	6,53	7,43	6,48
K ₂ O	0,45	0,84	1,24	1,40
Na ₂ O	2,37	2,85	2,99	3,62
H ₂ O (bis 110°)	0,03	3,05	2,58	2,14
Glühverl.	1,48	CO ₂ 0,48	0,10	0,16
Sa.	99,76	100,61	99,98	100,03
s =	3,06	s = 3,081	s = 2,941	s = —

Hier sei noch eine Gesteinsart erwähnt, welche von dem Amphibolit texturell und strukturell, sowie durch ihre Mineralzusammensetzung abweicht und die basische Zone nach Norden lokal abschliesst. Man trifft dieses Gestein zum ersten Mal auf der rechten Seite im Valle di Bordei und kann es bis ungefähr westlich des Pizzo Leone, im Vallone, verfolgen. Es ist dicht und von grau weiss-grünlicher Farbe. U. d. M. erscheint es feinkörnig bis dicht, doch findet man öfters Plagioklaskörper mit stark gebogenen oder vielfach verworfenen Zwillingslamellen, ferner Quarz, welcher stellenweise den Plagioklas gänzlich verdrängt.

Epidot kommt untergeordnet oder angereichert darin vor, sowie als Ausfüllung von Rissen. Feine Hornblendenadeln sind zuweilen ebenfalls zu finden. Pyrit als Nebengemengteil begleitet meistens den Quarz. Möglicherweise ist das Gestein für Adinol zu halten.

C. Peridotit (und Serpentin)².

Einen grossen Anteil am Aufbau der basischen Zone nimmt der Peridotit und der aus ihm entstandene Serpentin ein.

¹ 1 = flaseriger Hornblende-Diabas, Valle del Boschetto.

2 = Diabas, Lupbodetal zwischen Allrode und Treseburg, Harz.

3 = Diabas, Bochtenbeek zwischen Niedersfeld und Wimeringhausen, oberes Ruhrtal.

4 = Proterobas, Fichtelberg, Fichtelgebirge.

2, 3 und 4 sind zum Vergleich mit 1, aus ROSENBUSCH: *Elemente der Gesteinslehre* entnommen.

² Siehe Fig. 7.

Etwa zwischen der *Alpe di Naccio* und dem *Pizzo Leone* — nach der Seite des *Lago Maggiore* hin — in einer Höhe von ungefähr 1450 m, trifft man eine Serpentinlinse, deren Mächtigkeit schätzungsweise auf 4 bis 6 m anzugeben ist und die sich in der Streichrichtung O-W gegen 300 m erstrecken mag. Geht man der Streichrichtung folgend nach Westen, so trifft man den Serpentin erst wieder in den Einschnitten der Tälchen *Valle del Mezzo* und *Valle di Loda*; im erstenen hat er eine Mächtigkeit von 25 m, im letzteren steigt sie bis gegen 50 m.

In diesen beiden Tälchen, sowie bei dem zuerst erwähnten Vorkommen ist der Serpentin stark gequetscht und zertrümmert. Im *Valle del Mezzo* weist er ausserdem kompakte, wie gewölzt erscheinende Linsen auf, welche eine Länge bis über 50 cm erreichen und in dem Trümmermaterial der übrigen Serpentinmasse eingebettet sind.

Weiter nach Westen im *Valle di Bordei*, trifft man an Stelle des Serpentins nur zum Teil serpentinisierten **Peridotit**, welcher hier eine Mächtigkeit von etwa 300 m besitzt; in grösserer Mächtigkeit findet er sich noch im *Valle del Boschetto* und im *Valle di Capolo*.

Auf der linken Seite des *Valle di Bordei* und auf beiden Seiten des *Valle del Boschetto* ist der Peridotit grösstenteils von Gehängeschutt des ihn überlagernden Amphiboliten bedeckt. Im *Valle di Capolo* ist sein schönster Aufschluss auf Schweizer Boden.

In seinem ganzen Vorkommen stellt der Peridotit nicht eine einzige, zusammenhängende Masse dar, sondern, was besonders gut im *Valle di Capolo* zu sehen ist, er wird durch Amphibolitlagen in drei Teile geteilt. Alle diese Teile weisen grosse Zertrümmerung, Quetschung und viele Rutschflächen auf und zwar treten diese Erscheinungen in den oberen, sowie in den östlichen Partien intensiver resp. häufiger auf, als in den unteren und westlicheren. Ausserdem beobachtet man an den unteren Partien im *Valle del Boschetto* und noch besser im *Valle di Capolo*, eine bankige Absonderung, welche parallel den Amphibolitlagen verläuft.

Die Farbe des frischen Peridotites variiert zwischen ziemlich licht gelbgrün-grau und tiefgrau. Sie ist abhängig erstens von der Farbe des Olivins selbst und zweitens von der Farbe der als Anreicherung sich einstellenden andern Mineralien, wie Augit, Hornblende, Biotit etc.

Die Textur des Peridotites ist mässig und nur an Stellen, wo Biotit in grösserer Menge auftritt, ist diese deutlich schiefrig.

Die Struktur ist allotriomorph-körnig, verbunden oft mit Kataklaststruktur.

Im wesentlichen besteht das Gestein aus Olivin; Augit, Hornblende und Biotit sind meist untergeordnet, treten jedoch zuweilen auch als Anreicherung auf, wobei sie aber selten den Olivin an Menge erreichen. Die Nebengemengteile Magnetit, Pyrit, sowie die Uebergemengteile Pikotit, Pleonast, Chromit sind in wechselnder Menge im Gestein vorhanden; der Granat kommt in den Randzonen im Kontakt mit den Amphiboliten vor.

Der **Olivin** bildet isometrische Körner, deren Grösse im Mittel mit 2 bis $2\frac{1}{2}$ mm anzugeben ist. Seine Farbe ist hellgelbgrünlich bis flaschengrün. U. d. M. ist er farblos bis licht gelblich-grünlich. Die Spaltbarkeit nach den Pinakoiden ist selten zu treffen; meist sind die Olivinkörper rissig. Undulöse Auslöschung, sowie randliche Zertrümmerung der Körner ist sehr verbreitet. Im allgemeinen ist der Olivin als einschlussfrei bis einschlussarm zu bezeichnen. Als Einschlüsse enthält er die Spinelliden und zuweilen den Biotit und den Augit. Durch Umwandlung, welche an den Rändern und Rissen beginnt, geht der Olivin in Serpentin und zuweilen in Talk über.

Die **Augite** kann man neben dem Olivin an ihrer dunkleren, flaschengrünen, dunkelgrün-bräunlichen oder smaragdgrünen Farbe, sowie an ihren glitzernden Spaltflächen erkennen. Die Korngrösse übersteigt selten 2 mm, abgesehen von dem smaragdgrünen Chromdiopsid, bei welchem diese zuweilen über 1 cm erreicht.

U. d. M. unterscheidet man zunächst einen gerade auslöschenden, rhombischen und schiefauslöschende monokline Augite. Der rhombische Augit ist der Enstatit. Er ist wie der Olivin xenomorph, fetzenförmig, mit buchtiger Umrisslinie, farblos; Lichtbrechung kleiner als die des Olivins, Doppelbrechung gering. Durch Umwandlung, welche an den Rändern und Rissen ansetzt, geht der Enstatit in Bastit oder in Talk über. Monokline Augite kommen mehrere in Betracht. Zunächst weil am besten vertreten, ist der Diopsid zu nennen. Er ist farblos oder farblos mit einem Stich ins grünliche. Es wurden folgende Auslöschungsschleifen bei ihm gefunden:

$$c/c = 36^\circ, 42^\circ, 38^\circ, 43^\circ, 37^\circ.$$

An zweiter Stelle ist der Chromdiopsid zu nennen, welcher sich von dem ersten durch seine deutlich grüne Farbe unterscheidet. Er ist nicht pleochroitisch und weist Auslöschungsschleifen von $37^\circ, 39^\circ, 37^\circ$ c/c .

Eine vielfache Verzwillingung nach (100), sowie eine Ab-

sonderung nach der genannten Fläche, welche man zuweilen an einigen Augitkörnern, mit Orientierung (001) findet, sprechen für das Vorhandensein von Diallag.

Zuletzt ist noch der gemeine Augit zu nennen, auf dessen Anwesenheit im Gestein die grossen Auslöschungsschäifen von 54° , 49° , 48° , 52° c/c auf annähernd (010) hindeuten. Seine Verbreitung scheint jedoch gering und lokal zu sein. Umwandlungsscheinungen der Augite im frischen Gestein sind selten zu beobachten und bestehen in der Uralitisierung oder Serpentinisierung derselben. Abgesehen von dem Uralit, welcher sich im Gestein sekundär einstellt, findet man von den Hornblenden noch den Tremolit, welcher als Uebergemengteil durchgehend zu sein scheint. Er ist ebenfalls xenomorph, körnig. Sein Pleochroismus ist

c = lichtgrün,
b = licht gelblich grün,
a = farblos.

Auf zwei Schnitte fand ich die Auslöschungsschäifen 16° und 18° c/c.

Eine andere Hornblende, deren Auftreten in irgend einer Beziehung zu dem Kontakt des Peridotites mit dem Amphiboliten stehen mag, findet man im Gestein, nahe der ersten Amphibolitlage im obersten Valle di Capolo. Diese Hornblende ist schwarzgrün, meist körnig, selten kurzprismatisch, mit starkglänzenden Spaltflächen. Sie tritt zuerst vereinzelt auf, dann reichert sie sich gegen den Kontakt schnell an und lässt das Gestein ganz schwarz erscheinen. Im Dünnenschliff ist es ebenfalls schwer zu unterscheiden, ob diese Hornblende primär oder sekundär ist, denn sie zeigt hier ebenfalls fetzenförmige Schnitte mit buchtigen Umrisslinien. Ihr Pleochroismus ist schwach, in den unreinen, trüben, grünen Farben; die Auslöschungsschäife auffallend gross: c/c = 27° , 32° , 31° , 29° , 27° . Ihr Pleochroismus:

c = grün,
b = grün ins Gelbliche,
a = grün farblos, gelblich-grünlich,

wahrscheinlich eine sehr eisenreiche gemeine Hornblende.

Neben dieser Hornblende kommt der Strahlstein vereinzelt vor, im Kontakt selbst aber reichert er sich ebenfalls an, verdrängt fast alle übrigen Gesteinskomponenten und bildet Aggregate. Seine Stengel erreichen manchmal eine Länge bis zu 15 cm; seine Farbe ist lichtgrüngrau. U. d. M. zeigt er den Pleochroismus:

c = lichtbläulich-grün,
 b = lichtgelblich-grün,
 a = farblos bis grünlich,

Der Biotit besitzt eine bronceartige Farbe ; sein Pleochroismus ist

c = b = lichtgelblich-rötlich,
 a = farblos.

Picotit und Pleonast sind wegen ihrer unscheinbaren Korngrösse nur u. d. M. von einander zu trennen. Der Picotit erscheint braun, der Pleonast grün. Der Chromit bildet stellenweise, wenn auch selten, Schlieren von unbedeutender Grösse. Man erkennt ihn bei grösseren Körnern an seiner schwarzbraunen bis braunen Farbe, dem muschlichen Bruche und dem fettigen Glanz.

Magnetit kommt in gleicher Weise vor wie Picotit und Pleonast. Feinkörnige, staubartige, in Zügen angeordnete Massen durchziehen manchmal alle Komponenten, die sie auf ihrem Weg treffen, Picotit und Pleonast nicht ausgeschlossen, und können als Magnetit gedeutet werden.

Zuletzt ist noch der Granat zu erwähnen, welcher, wie schon bemerkt, nur nahe dem Kontakt des Peridotites mit dem Amphiboliten zu treffen ist. Seine Korngrösse erreicht selten diejenige einer Erbse. Er ist oft hypidiomorph, auch automorph entwickelt und von weinroter Farbe ; u. d. M. erscheint er lichtrosa gefärbt.

Wie bei einem Olivinkorn, so geht auch bei der ganzen peridotischen Masse die Serpentinisierung von der Oberfläche und den Rissen und Klüften aus. Da die peridotische Masse in ihren unteren und ihren westlichen Teilen weniger zertrümmert ist, so ist auch die Serpentinisierung an diesen Partien geringer, als in den oberen und östlichen Teilen, wo die Zertrümmerung eine intensivere ist. Bezeichnet man die Serpentinisierung des Peridotites im Valle di Capolo als beginnend, so ist sie im Valle di Loda, Valle del Mezzo und bei Alpe di Naccio vollendet. Der Serpentin ist dicht, von dunkelgrüner und zuweilen brauner Farbe.

Chrysotil findet man oft, jedoch stets in dünnen, einzelnen oder mehreren zu einander parallell verlaufenden Streifen.

Ein Handstück des peridotitischen Gesteins, das im Valle di Capolo geschlagen wurde und u. d. M. sich als ganz frisch erwies, lieferte das Material für eine Analyse, welche ebenfalls von Fräulein Dr. L. HEZNER ausgeführt wurde. Die Analyse ergab folgende Werte wie bei 1 :

	1	2	3
SiO ₂	42,83	42,73	41,83 ¹
TiO ₂	—	Sp.	—
P ₂ O ₅	0,06	—	—
Al ₂ O ₃	2,12	0,61	0,51
Cr ₂ O ₃	0,63	0,54	0,38
Fe ₂ O ₃	1,84	3,43	3,82
FeO	5,71	4,99	3,88
NiO	0,92	—	—
MnO	0,16	—	Sp.
CaO	1,82	0,93	0,25
MgO	43,12	45,21	48,54
H ₂ O unter 110°	0,10	0,09	0,07
Glühverl.	0,63	1,75	0,47
Sa.	99,94	100,28	99,75
s =	3,31	3,19	3,27

D. Die Marmore.

Diese Gesteine sind im Gebiete in fünf Zonen verteilt, jedoch sind zwei davon, aus tektonischen Gründen, mit den Glimmerquarziten in einer Zone zu vereinigen. Jede Zone besteht aus mehreren Marmorschichten, deren Mächtigkeit von einigen Centimeter bis gegen 50 m (Olocaro) schwankt, doch sind die meisten 0,5 m bis 1,5 m mächtig. Wahrscheinlich vereint, in manchen Fällen eine Marmorschicht mehrere ursprünglich selbständige Kalkschichten, welche bei der Umwandlung zu Marmor miteinander verschmolzen. Dies könnte man z. B. zum Teil für den Olocaromarmor annehmen, wo graue, dunkelgraue und weisse Varietäten nebeneinander liegen, ohne eine scharfe Grenze erkennen zu lassen.

Manche, nicht alle, dieser Marmorschichten sind von Amphibolitlagen begleitet. Diese letzteren trennen, im Verein mit den neben ihnen auftretenden, meist dünn-schiefriegen Gneisen die Marmore voneinander. Die die Zonen abschließenden Marmorschichten sind stets nach aussen von Amphibolit begleitet. Speziell sei erwähnt, dass von den am Nordrand der Marmorglimmerquazitzone auftretenden Marmoren keine der inneren Schichten Amphibolitbegleit-

¹ 1 = Peridotit, Valle di Capolo.

2 = Olivinfels, Val Gorduno bei Bellinzona.

3 = Olivinschiefer, Almeklovdalen, Söndmöre, Norwegen.

2 und 3 sind zum Vergleich mit 1 aus GRUBENMANN'S *Die Kristallinen Schiefer* entnommen.

tung besitzt. Der Südrand dieser Zone hingegen scheint, soweit die ungenügenden Aufschlüsse zu urteilen erlauben, aus zwei bis fünf Marmorschichten zu bestehen, welche jedes mal nach aussen von Amphibolit begleitet sind.

Die Marmorschichten sind, mit Ausnahme des Olocarmarmors, nicht in der Streichrichtung durch das ganze Gebiet zu verfolgen; sie setzen oft für längere Strecken aus und erscheinen als langgestreckte, plattgedrückte Linsen. Dasselbe gilt auch für die einzelnen Zonen; z. B. beginnt die Suolo-Dorca-Zone im Osten ungefähr bei Scelasco, ist bis Dorca zu verfolgen, und erscheint erst wieder südlich Moneto¹.

Nach Korngrösse lassen sich mittel- und feinkörnige bis dichte Marmorvarietäten unterscheiden. Ihre Farbe wechselt für ganze Schichten, sowie innerhalb einer solchen. Varietäten gröberen Kernes besitzen immer eine lichte Farbe, weiss, lichtrosa, gelbweiss, lichtgrau; die feinkörnigen sind meist grau bis dunkelgrau, doch fehlen lichte Farben diesen nicht. Dichte Varietäten sind meist durch Zertrümmerung dicht, daher besitzen sie bald dunkle, bald lichte Farben. Eine schöngeflamme Varietät ist der Olocarmarmor. Derselbe wurde in einem gut eingerichteten Steinbruch, oberhalb der für die Wasserversorgung von Locarno gefassten grossen Quelle, ausgebeutet.

Die Textur der Marmore ist massig bis schwachschiefrig. Die letztere ist entweder durch plattige Ausbildung der Calcitkörner oder durch Quetschung zustande gekommen.

Die Struktur ist granoblastisch, klastoporphyrisch oder kataklastisch.

Nach dem Mineralbestand sind quarzfreie resp. quarzarme und quarzreiche Varietäten zu unterscheiden. Die quarzfreien oder quarzarmen Marmorvarietäten sind stets diejenigen, welche von Amphiboliten begleitet werden. Mit dem Quarzgehalt ist meistens auch ein reichlicher Gehalt an kohlinger Substanz oder Graphit verbunden.

Alle Marmore mit verdünnter, kalter Salzsäure behandelt, brausen lebhaft auf, was die Annahme, dass sie zum grössten Teil aus Calcit bestehen, zulässig macht.

Quarzfreie resp. quarzarme und quarzreiche Varietäten unterscheiden sich nicht nur durch ihren Quarzgehalt, sondern auch durch den Reichtum ihrer andern Gemengteile. Die ersten zwei sind an Neben- und Uebergemengteilen stets

¹ Für die andern Zonen vergleiche die Karte.

ärmer als die Quarzreichen. Als Nebengemengteile kommen in Betracht sulfidische und oxydische Eisenminerale und als Uebergemengteile, neben dem Quarz für die quarzfreien und quarzarmen Plagioklas, Epidot, Biotit, Muskowit, Tremolit, Diopsid, Titanit, kohlige Substanz, resp. Graphit und Turmalin. Der Quarz ist bei den quarzreichen Varietäten ein Hauptkomponent, reichert sich aber auch bei den andern zuweilen etwas an. Dasselbe ist auch von der kohligen Substanz resp. Graphit zu sagen. Von den übrigen Mineralien ist es der Tremolit, welcher besonders bei den quarzreichen öfters in grösserer Menge auftritt; bei den quarzarmen ist er stets vorhanden; bei den quarzfreien fehlt er oft ganz. Diopsid findet sich im Marmor des Nordrandes der Suolo-Dorca-Zone und des Val di Remagliasco. Vereinzelte Körner von Turmalin fand ich in einem Schliff aus dem schwarz-grauen quarzreichen Marmor bei Olocaro. Quarzfreie, quarzarme und quarzreiche Varietäten findet man in allen Zonen.

E. Die Glimmerquarzite.

Hauptsächlich aus diesen Gesteinen wird die Marmor-Glimmerquarzit-Zone aufgebaut. Am Südrande findet eine Wechsellagerung zwischen quarzreichen dunklen Marmoren und Glimmerquarziten statt, am Nordrande scheint das nicht der Fall zu sein¹. In ihrem ganzen Auftreten stellen sie eine mächtige Linse dar, welche im Osten, südlich unweit San Lorenzo (Losone) beginnt und bei Monadello (im Westen) die schweizerisch-italienische Grenze erreicht.

Die Glimmerquarzite sind feinkörnige, graue bis graubraune, meist starkgefaltete Gesteine. Ihre Textur ist massig, kristallisationsschiefrig, schwach gebändert, helizitisch; die Struktur granoblastisch-lepidoblastisch, verbunden oft mit Kataklaststruktur.

Der Quarz ist stets Hauptgemengteil, neben ihm als solche treten Biotit oder Muskowit oder auch beide zusammen. Chlorit tritt zuweilen an Stelle des Biotites oder auch neben diesem auf. Stets untergeordnet ist der Albit, ebenfalls Zoisit und Epidot. Auffallend ist das reichliche Auftreten von Turmalin, welcher meist zertrümmert und verschleppt ist, jedoch findet man im Dünnschliff oft Schnitte paralell und \perp c. Farbe und sonstiges Verhalten des Turmalins sind wie bei demjenigen der Injektionsgneise.

¹ Vergleiche « Marmore ».

Rutil und **Zirkon**, den ersteren oft nach (301) verzwillingt, findet man hie und da.

Die Schichten, welche mit den Marmoren wechsellagern, enthalten auch **Calzit**, welcher meist ein Uebergemengteil ist, jedoch stellenweise in kleinen Partien als Anreicherung vor kommt, die so stark sein kann, dass alle übrigen Komponenten verdrängt werden.

Der grosse Turmalingehalt der Glimmerquarzite weist auf pneumatolitische Injektion hin, doch haben diese Gesteine ganz im Osten möglicherweise ebenfalls eine schwache wässrige Injektion erhalten.

F. Der Gips.

Dieses Gestein kommt nur an einer Stelle im Gebiete vor und zwar im Valle di Bordei unweit der Vereinigung des Boschettobaches mit dem Bordeibach. Er stellt eine etwa 5 cm mächtige, stark gequetschte und gefaltete Lage dar, welche zwischen den wechsellegernden Glimmerquarziten und Marmore des Nordrandes der Marmor-Glimmerquarzit-Zone zu liegen kommt.

Das Gestein ist weiss, dicht und mit dem Messer leicht ritzbar.

IV. QUARTÄRE BILDUNGEN

A. Glazialablagerungen.

Im ganzen Gebiet sind Moränen und erratische Blöcke bis auf eine Höhe von 1200 m zu treffen. Die Moränen bilden eine zusammenhängende, aus vielen Fetzen bestehende Decke, deren Mächtigkeit schätzungsweise mit 2,5 m im Mittel anzugeben wäre. Verhältnismässig grössere zusammenhängende Partien sind auf der Centovalliseite: bei Moneto, Palagnedra, Rasa, Cadalone, Dorca, Maglia, Carbozzei, Suolo; auf der Ostseite: im Westen hinter Losone und Zota; auf der Lago Maggioreseite: bei Monti di Ronco und in der Umgebung von Brissago.

Mit einer einzigen Ausnahme im Valle di Loda (auf ungefähr 1200 m Höhe) sind alle Moränen nicht verkittet. Die Gesteine, aus denen sie sich zusammensetzen, sind Gneise, Amphibolite und Peridotit. Die Gesteinsbrocken sind in einem erdig-sandigen Gruss eingebettet und besitzen abgerundete Kanten und Ecken, jedoch keine Schrammen, was dadurch