

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	42 (1962)
Heft:	1
Artikel:	Geologisch-petrographische Untersuchungen im Peridotitstock von Finero
Autor:	Vogt, Peter
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-32666

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 09.12.2025

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

Geologisch-petrographische Untersuchungen im Peridotitstock von Finero

Von *Peter Vogt* (Basel)

Mit 15 Textfiguren und 1 Tafel

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	60
Einleitung	60
Geologische Übersicht	65
Die Lagerungsverhältnisse zwischen Peridotitstock und dem basischen Hauptgesteinsszug	67
Der Kontakt mit der Canavesesezone	69
Orogenetische Bewegungen, Kataklase und Tektonik	70
Petrographischer Teil	74
<i>Die Peridotite</i>	74
A. Die phlogopitfreien Peridotite	74
B. Phlogopitperidotit	80
C. Serpentinisierung der peridotitischen Gesteine	83
D. Oligoklasitgänge	86
<i>Die basischen Gesteine</i>	90
A. Hornblendite	90
1. Braune Hornblendite	90
2. Grüne Hornblendite	91
B. Gabbroide Gesteine	93
C. Mikroskopische Beschreibung der Mineralien in den basischen Gesteinen	97

D. Deuterische, symplektitbildende Umwandlungen	104
1. Umwandlung von Hornblende und Pyroxen	106
2. Deuterische Umwandlung von Granat	107
E. Hydrothermal-epizonale Umwandlungen in den basischen Gesteinen	110
Zur Genese der Gesteine	111
A. Die Peridotite	111
B. Die basischen Gesteine	113
1. Die Bänderung	114
2. Die Granatbildung	115
C. Vergleich der Gesteine im QLM-Diagramm	119
D. Genetische Schlussbetrachtungen	120
Abstract	122
Riassunto	122
Literaturverzeichnis	123

VORWORT

Die Feldaufnahmen zu dieser Arbeit wurden im Sommer 1959 durchgeführt. Ihre Auswertung erfolgte im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel.

Meine Lehrer, die Herren Prof. P. Bearth und Prof. E. Wenk, nahmen regen Anteil an den Untersuchungen und standen mir mit ihrer reichen Erfahrung zur Seite. Für ihre Unterstützung und Förderung spreche ich ihnen meinen herzlichsten Dank aus.

Herrn Dr. O. Grütter danke ich für seinen Rat in erzmikroskopischen Fragen und Herrn Dr. H. Schwander für die Durchführung der Spektralanalysen. Die Herstellung der Dünnschliffe verdanke ich Herrn E. Glauser und die Reinzeichnung der Textfiguren meinem Freund Werner Müller.

EINLEITUNG

Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit betreffen die basischen und ultrabasischen Gesteine des Peridotitstocks von Finero. Dieser Stock liegt in Form einer Linse von etwa 11 km Länge und einer grössten Breite von 2 km südlich des Centovalli-Valle Vigezzo, das als hochgelegenes Längstal Locarno mit Domodossola verbindet. Das östliche Drittel ist schweizerisches Gebiet, der Hauptteil italienischer Boden. Seinen Na-

men erhielt der Peridotitstock nach der einzigen darinliegenden Ortschaft, Finero, im westlichen Zipfel. Von Cannobio am Lago Maggiore steigt eine Passtrasse durch das Tal des Fiume Cannobina nach Finero hinauf und führt über den Sale-Pass nach Malesco im Valle Vigezzo.

Geologisch gehört der Peridotitstock dem etwa 120 km langen, als Ivreazone oder Zone Ivrea-Verbano bekannten Zug eruptiver und metamorpher Gesteine am Südfuss der Alpen an. Dieser Gesteinsverband streicht, im Süden begleitet von den Stronagneissen, von Ivrea im Piemont ziemlich regelmässig nordostwärts über das Tosatal nach Ascona und verschwindet dort im Lago Maggiore. Eine Fortsetzung im Osten wird bezweifelt.

Nach S. FRANCHI (1906) werden in der Ivreazone zwei der italienischen Bezeichnung „zona dioritico-kinzigitica“ entsprechende Einheiten unterschieden:

1. Ein nördlicher Zug basischer Gesteine, der sogenannte basische Hauptgesteinsszug oder Ivreazone s. str., mit verschiedenen ultrabasischen Eruptivstöcken und zwischengelagerten hochmetamorphen Gneissen (mit dominierendem Granat, Biotit oder Sillimanit), Kalksilikatfelsen und Marmoren.
2. Die südlich daran anschliessende Kinzigitzone mit Kinzigitgneissen, Glimmerschiefern, sillimanitreichen Gesteinen, Marmoren und zwischengeschalteten basischen Eruptiva.

Zwischen Baveno und Biella werden die Gesteine der Kinzigit- und Stronazone von herzynischen Graniten durchbrochen. Im Norden wird die Ivreazone durch die insubrische Linie, eine spät- bis postalpin entstandene tektonische Linie ersten Grades, begrenzt.

Schweremessungen zeigen im Gebiete der Ivreazone, über ihre oberflächliche Ausdehnung hinaus, einen rasch ansteigenden Schwereüberschuss. Nach einer Analyse von E. NIGGLI (1946) und ihrer Bestätigung durch O. VECCHIA (1952) spiegelt die Schwerekurve einen massivartigen Bau der ganzen Zone wider. Die aufgeschlossenen Partien können als Dachregion eines sich in die Tiefe verbreiternden, basischen-ultrabasischen Intrusivstocks angesehen werden.

SCHILLING (1957) gibt folgende Übersicht über die gesteinsbildenden Vorgänge in der Ivreazone:

1. Vorherzynische Zeit

Glimmerschiefer und Marmore lagen schon vor. Alter der Metamorphose unbestimmt, wahrscheinlich aber präkambrisch.

2. Frühherzynische Zeit

Intrusion von ultrabasischen Magmen in Glimmerschiefer, die von den Ultrabasiten kontaktlich metamorphosiert wurden (unter Bildung von Plagioklas-Granatfelsen \pm Sillimanit).

3. Herzynische Faltungsphase

Verfaltung und mechanische Deformation der ultrabasischen Gesteine und Glimmerschiefer.

Schubweise Intrusion der Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges und seiner Apophysen (= basische Einschaltungen in der Kinzigitzone) unter Ausbildung eines inneren (Plagioklas-Granatfelsen \pm Sillimanit) und eines äusseren Kontaktthofes (Granat-Biotit-Plagioklasgneisse, sog. Kinzigitgneisse) um den basischen Hauptgesteinszug. Metamorphose der Glimmerschiefer und der Marmore ausserhalb des Kontaktthofes. Teilweise Rekristallisation der Ultrabasite und der von ihnen metamorphosierten Paragesteine.

Intrusion der Ganggefolgschaft der basischen Eruptivgesteine.

4. Spätherzynische Zeit

Intrusion der Granite des Massives von Baveno und ihrer zugehörigen Pegmatite in die südliche Kinzigitserie und die Stronazone (Schollen von Gesteinen der basischen Apophysen und von Glimmerschiefern in Granit). Thermische Beeinflussung der Glimmerschiefer unter Ausbildung von Glimmerhornfelsen am Kontakt zu den Graniten.

5. Alpine Orogenese

Entstehung des Bruches im Tosatal?

In der insubrischen Phase der Orogenese Bildung der insubrischen Linie unter gleichzeitiger Angleichung der Lineationen in der Canavesezone an den lokalen Verlauf der insubrischen Linie, während die herzynischen Strukturen der Ivrea-zone ungestört blieben.

Magmatische, metamorphosierende und orogene Vorgänge haben eng zusammengewirkt und einander überlagert. Die Mineralparagenesen und Gesteinsassoziationen sind unter extremen Druck- und Temperaturbedingungen entstanden; an manchen Stellen sind die Erscheinungen der Assimilation und Migmatisierung kaum von reinen magmatischen Ausscheidungen oder einfachen katathermalen Umkristallisationen zu unterscheiden. Die heute als echte Eruptiva erkannten basischen Gesteine sind zonenweise so ausgeprägt parallel texturiert, dass sie lange Zeit für metamorphe sedimentäre Bildungen gehalten wurden. Die Zusammenfassung SCHILLINGS wird deshalb den in Wirklichkeit oft sehr komplizierten Verhältnissen nicht ganz gerecht. Als klarer Rahmen tut sie aber der Detailstudie des Peridotitstockes von Finero einen guten Dienst.

Ultrabasische Stöcke sind in der Ivreazone an verschiedenen Orten bekannt: im Valsesia, im Stronatal, im unteren Tosatal bei Premosello-Megolo und der östlichste um Finero. Mit Ausnahme des Vorkommens bei Campello im obersten Stronatal, das mit kinzitischen Gesteinen vermischt ist, stecken alle im basischen Hauptgesteinsszug. In allen sind die gleichen Gesteine miteinander assoziiert. Die verschiedenen Stöcke sind nach ihrem mineralogischen, strukturellen und texturellen Charakter sehr nahe verwandt miteinander. In den grossen Monographien über die Ivreazone von ARTINI und MELZI (1900), FRANCHI (1906), NOVARESE (1906) und TRAVERSO (1895) finden sie in ausführlichen Beschreibungen Beachtung. Spezialarbeiten liegen von BERTOLANI (1954) und von SCHAEFER (1898) vor. HUTTENLOCHER hat in zwei Publikationen (1934, 1942) wertvolle Beobachtungen über die ultrabasischen Gesteine mitgeteilt.

Jeder Bearbeiter hat nachdrücklich auf Paralleltexturen, gangartige, pyroxenitisch-hornblenditische und noritisch-gabbroide Lagen und Bänder als Eigentümlichkeiten dieser Peridotitvorkommen hingewiesen und ihre Entstehung auf „verschiedene, einander durchdringende Magmenschichten“ zurückgeführt.

HUTTENLOCHER (1942) drückt sich darüber am deutlichsten aus. In einer allgemeinen Erörterung der genetischen Fragen in der Ivreazone kommt er kurz auf die Peridotite des Sesia- und Stronatales zu sprechen. Er kann belegen, dass die Peridotite zu den ältesten Durch- und Aufbrüchen gehören und dass diese selbst von pyroxenitischen, hornblenditischen und gabbroiden Intrusionen durchsetzt werden. Da die saureren Glieder paralleltexturiert sind, nimmt er an, dass sie syntektonisch zwischen die starren Massen schon verfestigter Frühdifferentiate eingedrungen sind.

Der *Peridotitstock von Finero* liegt am Nordrand des basischen Hauptgesteinsszuges als Linse, deren Längsachse dem allgemeinen Streichen der Ivreazone parallel läuft.

Im Süden wird der Stock umschmiegt von den Gesteinen des basischen Zuges, mit denen er ein einheitliches, morphologisches Bild bietet. Mit seiner nördlichen Flanke stösst er längs der insubrischen Linie an die Canavesezone, die einen völlig anderen Charakter hat. Sie setzt sich aus sehr verschiedenen Gesteinen zusammen: aus quarzreichen Glimmerschiefern und -gneissen (Sericit, Muskovit), Dolomiten und dunklen Kalken, aus permischen Graniten und Quarzporphyren und aus mechanisch stark deformierten ultrabasischen Gesteinen, die nach der Meinung zuständiger Autoren, zum Beispiel SCHILLING (1957), eingeschuppte Ivreagesteine sein könnten. Die Canavesezone ist eine Teilzone der

eigentlichen alpinen Wurzelzone und wird wegen ihres lithologischen Charakters und ihrer Stellung zur Sesiazone (Wurzel der Dent-Blanche-Decke) als Wurzel einer hochpenninischen oder unterostalpinen Decke betrachtet.

In der „Geologia dell’Ossola“ von TRAVERSO (1895) ist der Peridotitstock von Finero zum ersten Male beschrieben worden. 1896 erschien eine „Geognostische Skizze der Umgebung von Finero (Cannobina-Tal)“, von der ein grosser Teil den Peridotiten s. l. gewidmet ist. Ihr Autor, C. PORRO, nimmt an, dass diese Gesteine aus einem eruptiven Magma auskristallisierten, das längs der Schieferungsflächen in die damals noch ungestörten Gneisse eingedrungen sei. Vor der endgültigen Platznahme und Erstarrung hat sich dieses Magma in ein Feldspat-Amphibolit- und in ein Peridotitmagma gespalten. Das Peridotitmagma soll sich in das kurz vorher eingedrungene Feldspat-Amphibolit-Magma eingekleilt und zugleich Überreste davon eingeschlossen haben, die in der Folge als gröberkörnige Linsen mit gröberer Bänderung ausgeschieden sind. Schwache Diskordanzen könnten von nachträglichen tektonischen Bewegungen verwischt worden sein.

RADEFF (1915) hingegen hat, in der Frühzeit der Deckentheorie, die Ivreazone für das Wurzelgebiet mehrerer Faltendecken gehalten und das Nebeneinander von basischen und ultrabasischen Gesteinen im Peridotitstock mit tektonischen Vorgängen zu erklären versucht.

Bei seinen Untersuchungen des Ostendes des Gesteinszuges Ivrea-Verbano hat P. WALTER (1950) den schweizerischen Abschnitt des Peridotitstocks studiert.

Aus einer diskordanten Überlagerung durch Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges schliesst er, dass der Peridotit von unten eingedrungen sei und die Gesteine des basischen Zuges auseinandergedrängt habe. Schlechte Aufschlüsse liessen ihn über die Lagerungsverhältnisse und die gegenseitige Beziehung der Gesteine innerhalb des Stockes nur Vermutungen aussern. Er gibt im Hinblick auf ergänzende Untersuchungen im italienischen Teil provisorisch eine Ausscheidungsfolge von Periodititen über die Hornblendegabbros zu den Hornblenditen an und frägt sich, ob der Phlogopitperidotit das jüngste Ausscheidungsprodukt sein könnte, da er keine Kontakte mit dem Hornblendegabbro zeigt und auch tiefer als die übrigen Gesteine liegt. Ebenso verweist er auf noch ausstehende Beobachtungen auf der italienischen Seite zur Klärung des Problems der epithermalen Umbildung. Die basische Intrusivtätigkeit in der Ivreazone — mit der „peridotitischen“ Spätphase — hält er hypothetisch für alpin früh- bis synorogen.

Die jüngste Arbeit von O. FRIEDENREICH (1956) über die Vererzung der Peridotite enthält eine Beschreibung der verschiedenen Peridotit-variäten und eine erzmikroskopische Studie.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Einen guten Einblick in die Beschaffenheit des Peridotitstocks bieten die Aufschlüsse entlang der Pass-Strasse von Finero nach dem Piano di Sale hinauf und talabwärts, von Finero gegen die Galleria, die etwa 2 km unterhalb des Dorfes einen Sporn aus Gesteinen des Hauptgesteinsszuges durchsticht.

Das gegen den Friedhof ansteigende Strassenstück führt an einer freigesprengten Wand von heterogenem Gabbro vorbei, der relativ viel Granat enthält. Die Granatkörner sind sehr klein und überschreiten nie eine Grösse von 5 mm. Die Mafite — Hornblende und Pyroxen — sind oft recht grobkörnig und in Schlieren und Nestern massiert. Stellenweise zeigt sich in einem eher lagigen Wechsel von hellen und dunklen Partien eine schwache Tendenz zur Bänderung.

Kurz nach dem Friedhof erfolgt der Wechsel zu einem grobkörnigen Peridotit. Die Anwitterungsfarbe ändert sprunghaft von grauschwarz in ein gelbliches Braun. Die Peridotitsplitter aus der Nähe des Kontaktes sind auffällig dunkel infolge der Anreicherung von Hornblende und Pyroxen. Zeilen und schmale Lagen eines grasgrünen Pyroxens (Bronzit) verleihen dem Peridotit eine deutliche Bänderung. Zeilen und Bändchen verlaufen in der allgemeinen Streichrichtung, sind aber nicht immer genau parallel und schweifen da und dort von der strengen geometrischen Richtung etwas ab. Der Pyroxen ist grobkörnig und kann bis zu 20 cm lang werden. Da er der Verwitterung grösseren Widerstand entgegengesetzt, tritt er etwas aus seiner Umgebung hervor. Mit zunehmender Entfernung vom Kontakt wird die Bänderung unauffälliger, und es herrscht massiger Peridotit von guter Körnigkeit vor, der von den regellos verteilten Hornblende- und Pyroxenkörnern getüpfelt und gesprenkelt wird. Bewegungsfugen im Peridotit sind mit einer glänzenden Serpentin Haut überzogen.

Bei der nächsten scharfen Biegung der Strasse setzt ein neuer gabbroider Zug ein. Er verdient die Aufmerksamkeit wegen einer sehr stark granatisierten Zone an der zweitletzten Kurve vor dem Piano di Sale. Neben vielen kleinen findet man hier auch mehr als cm-grosse Granate

ungleichmässig verteilt, jedoch mit einer klar zutage tretenden Affinität zu den dunklen Gemengteilen. Granatarme und -freie Bezirke, die nicht genau zu begrenzen sind, zeichnen sich durch ihr grobes Korn aus. Sporadisch flecken Epidotschlieren das Gestein gelbgrün. Der Kontakt mit den Canavesegesteinen ist an der Strasse nicht aufgeschlossen. Die Glimmerschiefer und -gneisse des Canavese, die neben einer kleinen Grube aus der Waldböschung herausragen, sind stark mylonitisiert.

Die ersten Aufschlüsse an der Strasse von Finero nach der Galleria bestehen aus einem frisch-grünen, grobkörnigen Peridotit, der reichlich Phlogopit führt. Die Glimmerblättchen sind mehr oder weniger geregt. Die dadurch erkennbar gemachte Schieferung hält sich in ihrer Richtung an das regionale Streichen. Späte Bewegungen haben in diesem Gestein markante Spuren hinterlassen. Es ist von einem wirren Netz unregelmässig verlaufender, schmaler, blättrig abgesonderter Lagen und Rutschharnische durchzogen. Die zum Teil intensive Serpentinisierung ist an solche Bewegungsflächen gebunden.

Alle Aufschlüsse bis zur ersten Brücke (Ponte Creves) zeigen ähnliche Bilder. Der Gehalt an Phlogopit sowie die Grösse der Glimmerblättchen ist variabel; der Glimmer bleibt streckenweise auch aus. Wiederum tritt der Pyroxen oft in Bändchen konzentriert auf, am schönsten im letzten Aufschluss vor der Brücke. Hornblende hat eine dunkelgrüne bis schwarze Farbe und ist in den massigen Partien den Pyroxenen mengenmässig ebenbürtig. Hornblendeanreicherungen sind seltener und nicht so dicht wie die der Pyroxene. Mit der Lupe erkennt man im Handstück neben den Hauptgemengteilen zahlreiche schwarze, glänzende Tupfen von Spinell. In dem im Bett des R. Creves freigelegten Teil zeigt der Phlogopitperidotit eine gute Bankung. Sie fällt steil nach Norden ein und streicht wie alle texturellen Merkmale ungefähr von SW nach NE. Nach der Brücke erscheint ein grobkörniges, von grossen Granaten durchsetztes, gabbroides Gestein. Durch wechselweise Anreicherung von Mafiten und hellem Plagioklas wird es fein, aber unscharf gebändert.

Erneut löst Peridotit nach kaum hundert Metern diesen gabbroiden Zug ab. Seine Mächtigkeit ist gering. Er führt im oberen Teil noch spärlich Phlogopit, nimmt aber dann viel Hornblende und Pyroxen auf und wird, bevor er in ein braunes Hornblenditband übergeht, infolge starker Serpentinisierung beinahe schwarz. Aus den Peridotitköpfen, die neben der Häusergruppe über der Strasse aus der Weide ragen, stechen mit ihrer graugrünen Farbe 20—50 cm breite gangartige Hornblendite heraus. Die gangartigen Lagen sind äusserst grobkörnig und liegen konkordant im Peridotit.

Das braune Hornblenditband am untern Ende des Peridotites markiert die Grenze zwischen dem Peridotitstock und dem basischen Hauptgesteinsszug. Die Hornblendepyroxen-Gabbrodiorite (WALTER) des basischen Hauptgesteinssuges kann man mit den internen gabbroiden Gesteinen des Peridotitstocks nicht verwechseln. Sie sind viel feinkörniger und ausgesprochen schiefrig.

Alle an der Pass-Strasse getroffenen Eigenschaften des Peridotitstocks kehren mit geringen Abweichungen und Zusätzen auf seinem ganzen Gebiet wieder. Im folgenden sind sie zusammengefasst und ergänzt:

1. Peridotite von verschiedenem Charakter mit zeilenweisen Mineralanreicherungen werden von gangartigen Hornblenditen und feldspatreichen gabbroiden Zügen durchsetzt. Der Phlogopitperidotit enthält an einigen Stellen Oligoklasitgänge.
2. Die gabbroiden Züge, mit wechselnd grossem Gehalt an Hornblende, Pyroxen und Granat sind strichweise deutlich gebändert.
3. Gabbroide und hornblenditische Gesteine schliessen reliktische Linsen von Peridotit ein.
4. Alle planaren Richtungen — die monomineralischen Zeilen, die Kontakte zwischen Hornblenditen und Peridotit und zwischen Peridotit und gabbroiden Zügen, die Bänderung in diesen Zügen und die gelegentlich auftretende Bankung — stimmen miteinander überein und entsprechen der regionalen Streichrichtung SW-NE.
5. Die Gesteine wurden von nachkristallinen Bewegungen zerklüftet, zerschert und zerbrochen. Im Zusammenhang mit der mechanischen Deformation erfuhren sie eine geringe epithermal-chemische Umwandlung, die in den Peridotiten zur Serpentinbildung führte.

Die Lagerungsverhältnisse zwischen Peridotitstock und dem basischen Hauptgesteinsszug

Zwischen V. di Bordei und V. del Boschetto überlagern Gesteine des basischen Hauptgesteinssugs die Peridotite. WALTER hielt die überlagernden Gesteine für das Dach der Peridotitintrusion und vermutete, dass die Peridotite jünger seien und den basischen Zug bei ihrer Intrusion von unten her aufgeblättert hätten. Das ungewöhnliche Auftreten von brauner Hornblende in einem Zipfel des basischen Gesteins deutete er als Kontaktwirkung des Peridotitmagmas.

Die Verbandsverhältnisse an dieser Stelle sind nicht eindeutig. Die Überlagerung liegt in einem Bereich stärkster endogener und exogener Umgestaltungen durch spätalpine Bewegungen und durch postglaziale Rutsche und Bergstürze, für die glaziale Seitengletscher in den oberen Gridonetälern mit Übertieffungsformen ideale Voraussetzungen geschaffen hatten. Die überlagernden basischen Gesteine sind vom Peridotit durch Rutschflächen getrennt und bilden keine zusammenhängende Masse. Das nördlichste Gesteinspaket neigt sich mit steilem Nordfallen konkordant über den Peridotit; eine andere Masse weiter hangaufwärts liegt dem Peridotit diskordant auf und fällt mit 35° gegen Süden ein. Es ist durchaus möglich, dass die Überlagerung, alpin-tektonisch vorbereitet, schliesslich allein durch postglaziale Rutsche zustandegekommen ist, und es dürfte kein Zufall sein, dass die losen Massen aus dem Hauptgesteinszug von einem gewaltigen Blockschuttstrom begleitet werden. Braune Hornblenden in Gesteinen des basischen Zuges, die nach WALTER Kontaktwirkungen des Peridotits bezeugen müssten, wurden an den gut aufgeschlossenen, zweifellos primären Kontakten zwischen Provola und den Rocce del Gridone nirgends festgestellt. Peridotite und basische Gesteine liegen konkordant nebeneinander und zeigen keine chemischen Veränderungen. Am unmittelbaren Kontakt sind sie in einem schmalen Streifen mylonitisiert, der Peridotit zusätzlich etwas serpentiniert. Mylonitisierung und Serpentinisierung sind junge, nachkristalline Vorgänge, hervorgerufen durch nachkristalline Bewegungen und Lösungszirkulation. Sporadisch schalten sich, wie zum Beispiel an der Passstrasse, zwischen die beiden Hauptgesteine dunkle Bändchen brauner Hornblendite ein. Da diese Bändchen viel reliktischen Olivin führen und in ihrer Stellung und mineralogischen Zusammensetzung den braunen Hornblenditen im Innern des Stockes entsprechen, dürften sie diesen genetisch gleichzusetzen und Grenzfazies des Peridotites sein. Als solche ist ihre Bildung der direkten Einwirkung der basischen Schmelze auf den Peridotit zuzuschreiben. Die basischen Gesteine des Hauptgesteinszuges wären demnach jünger als der Peridotit.

Der Peridotitausläufer in der Gridonesüdwand ist nicht zugänglich. Aus der Ferne beobachtet scheint er zu den basischen Gesteinen in Diskordanz zu stehen; ob aber diese Diskordanz magmatisch-intrusiven Ursprung hat oder die Folge tektonischer Bewegungen ist, lässt sich nicht entscheiden.

Die beobachtbaren Lagerungsverhältnisse und Kontakterscheinungen geben keine Klarheit über die gegenseitige Beziehung und das relative Alter der beiden Gesteinsverbände. Sie schliessen jedoch nicht aus, dass

der Peridotit entsprechend den allgemeinen Erfahrungen das älteste Glied in der Reihe der ultrabasischen-basischen Intrusiva ist.

Näheren Aufschluss kann man auch von den kleinen, im basischen Hauptgesteinsszug isolierten Peridotitvorkommen, die schon durch PORRO bekannt geworden sind, nicht erhalten. Die stark serpentinierte Peridotitlinse in der Nähe der Monti di Cursolo hat die gleiche ursprüngliche Zusammensetzung wie die grossen Massen des Stockes und steckt zwischen Dioriten des Hauptgesteinssuges und einem Metamorphiten, der aus Granat, Sillimanit, Plagioklas und Quarz besteht. Die unmittelbaren Kontakte sind nicht aufgeschlossen. Da das metamorphe Gestein auf der Nordseite liegt, kann der Peridotit der Linse nicht von der Peridotitmasse des Stockes abgetrennt werden sein und muss sich in primärer Lagerung befinden.

Ausserhalb des Peridotitstockes treten keine Gesteine von der Ausbildung der basischen Glieder des Stockes auf. Hornblendite und die gabbroiden Gesteine sind an die Peridotite gebunden und bilden mit diesen einen separaten geologischen Verband.

Der Kontakt mit der Canavesesezone

Mit seinem Nordrand grenzt der Peridotitstock konkordant an Canavesegesteine. Der Kontakt, ein kurzes Teilstück der insubrischen Linie, ist rein tektonischer Art. Dislokationen an dieser Linie — nach WALTER sind die herzynischen Massen nordwärts unter die alpine Wurzelzone verschoben worden — geben sich am deutlichsten in einem Aufschluss bei der A. Scogna, westlich von Finero, zu erkennen, wo die beiden Verbände miteinander verschuppt sind. Über etwa 5 m wechselt Glimmerschiefer, Quarzite und gabbroide Gesteine miteinander. Die einzelnen Gesteinsschuppen sind in sich vollständig zerschert und verschiefert.

An den Kontakten sind die Canavesegesteine verschiefert und mylonitisiert, die Gesteine des Peridotitstockes stark zerklüftet und zerschert, oft in Laibe mit ellipsenförmigen Umrissen, und von Myloniten durchzogen. Die Durchbewegung ist am intensivsten in einer etwa 30 m breiten eigentlichen Kontaktzone, macht sich aber bis tief in den Stock hinein bemerkbar. In den Peridotiten ist sie stellenweise nicht sehr augenfällig, weil diese am Kontakt gleichzeitig eine durchgreifende Serpentinisierung erfahren haben. Klüfte und Bewegungsfugen der gabbroiden Gesteine sind mit Epidot ausgefüllt.

Orogenetische Bewegungen, Kataklase und Tektonik

SCHILLING hat den Nachweis erbracht, dass der Bavenogranit jünger ist als die basischen Intrusiva der Ivreazone. Radioaktive Altersbestimmungen von E. JÄGER und H. FAUL (1960) an Biotit und Kalifeldspat haben für diese Granite mit 290 Millionen Jahren frühpermisches Alter ergeben. Damit sind alle Hypothesen, die den magmatischen Ivreagesteinen alpines Alter zuschreiben, hinfällig geworden. Die basischen Intrusiva sind präalpin. Obwohl ihr Alter nach unten nicht abgrenzbar ist und gelegentlich Bedenken dagegen laut werden, betrachtet man sie in der Regel als herzynische Bildungen.

In herzynischen Gesteinen, die an eine spätalpine Dislokationsfläche angrenzen, werden sich sowohl herzynische als auch alpine Bewegungen eingeprägt haben. Die in der Ivreazone bisher vorgenommenen Gliederungen der Strukturen und Metamorphosen und ihre Korrelation mit orogenetischen Bewegungen sind alle hypothetisch und können nicht auf ein Teilstück übertragen werden. Die Unsicherheit der Interpretationen beruht vor allem auf der mangelhaften Kenntnis des Verlaufs der Linearstrukturen und der Seltenheit chemischer Umwandlungen, die als Begleiter physikalischer Einwirkungen deren niveaumässige und damit auch zeitliche Bestimmung ermöglichen könnten. So herrscht, da epizonale Neubildungen in der ganzen Zone weitgehend fehlen, völlige Unklarheit über das Ausmass alpiner Bewegungen. Die Dominanz rein mechanischer Effekte begründete HUTTENLOCHER (1934) mit einer allgemeinen Wasserarmut der Ivreazone während ihrer ganzen Geschichte.

1. Kataklase

In den Dünnschliffen aus den Gesteinen um Finero sind folgende Korn- und Strukturumwandlungen festzustellen:

- a) Kornzertrümmerung mit nachfolgender Rekristallisation ohne Mineralneubildung.
- b) Eine jüngere Kataklase bis Ultramylonitisierung, die auch blastoklastische Partien in Mitleidenschaft gezogen hat, mit rudimentärer Rekristallisation in der Epizone.
- c) Zerscherung und Verstellung von Gefügeteilen entlang glatter Risse und Gleitzonen, auf denen sich häufig Epimineralien gebildet haben.

Die Rekristallisation der ersten Kornzertrümmerung brachte keine neuen Mineralien hervor. Sie erzeugte in weniger beanspruchten Partien

um die unbeschädigten Körner eine feinkörnige granoblastische Masse regenerierter Trümmer, in stärker mitgenommenen, mylonitischen Streifen zahlreiche Blastoporphyroblasten. Sie ist in grosser Tiefe unter hohem Druck vonstatten gegangen, wahrscheinlich noch während des primären Bildungsprozesses, an dem mehrere, zum Teil mit orogenetischen Bewegungen interferierende Intrusionen beteiligt waren. Spät ausscheidende Sulfide konnten sich auch in rekristallisierten Partien und auf unverheilten klastischen Rissen absetzen. Die ältesten Umwandlungen sind demnach zum Teil sicher protoklastisch.

Die beiden nachkristallinen, mit den gleichen Mineralneubildungen verbundenen Deformationen wurden durch zwei verschieden starke Schübe der insubrischen Bewegungsphase verursacht. Die Intensität der mechanischen und chemischen Umprägung steigert sich jeweils an den Gesteinsgrenzen, nimmt allgemein gegen N zu und erreicht ihr Maximum an der insubrischen Linie. Im S sind weite Gebiete unversehrt geblieben.

Die Epimineralien sind nicht aus einer eigentlichen Epimetamorphose im Sinne einer Anpassung an ein hohes, wasserreiches Niveau hervorgegangen. Sie sind nur an den kataklasierten Stellen vorhanden, als Produkte einer Reaktion zwischen epigenen Mineralwässern und den gelockerten Gesteinspartien. Die Thermalwässer zirkulierten auf Klüften, Rissen und Kapillaren, die die alpine Kataklase geöffnet hat. Die Zufälligkeit der Lösungszirkulation ist überall merkbar; ein Grossteil der kataklastisch geschaffenen Wege ist von den wässrigen Lösungen nicht erreicht worden, so dass die chemische Beeinflussung weit hinter der mechanischen zurücksteht. Die einzelnen chemischen Umwandlungen werden in späteren Kapiteln beschrieben.

Die mechanische Wirkung der alpinen Überprägung auf die Gesteine äusserte sich makroskopisch in der Ausbildung von Rutschflächen mit Rutschharnischen, in Zerklüftung, Mylonit-, Ultra-, Ader- und Gang-mylonitbildung.

Ultramytonite bilden oft harte, schwer verwitterbare konkordante Bänkchen, die bis zu 5 cm breit werden können, und Adermylonite treten in grosser Zahl als kleine, flammenartige Gebilde auf. Gangmylonite sind als Ausnahmeerscheinung nur in der Umgebung der Ponte Provola zur Ausbildung gekommen.

Ein 30—40 cm breiter Gang von dunkelgrauer Farbe durchschneidet unter der Brücke das gebänderte Gestein in schiefer Richtung (Fig. 4). Der Kontakt ist scharf, das Nebengestein daran leicht verschleppt. Da und dort ist das mehlige Mylonitmaterial in feine laterale Risschen ein-

gedrungen, und an einer Stelle ist ein kompaktes Stück des Nebengesteins losgelöst und etwas verdreht worden.

Hundert Meter talaufwärts, auf der linken Bachseite, zieht ein zweiter Gangmylonit konkordant durch den Phlogopitperidotit. Er steht mit einem feinmaschigen Mylonitadernetz in Verbindung und hält randlich zahlreiche cm-grosse, elliptische Peridotitlinsen eingeschlossen. Aus der qualitativen Spektralanalyse war ersichtlich, dass in der Grundmasse des Ganges unbeeinflusst von chymogenen Vorgängen reines Peridotitmaterial verarbeitet wurde. Im Schliff ist es nicht mehr zu erkennen; alle Gemengteile des Peridotites sind bis auf wenige porphyroklastische Fragmente zu staubfeinen Partikeln ausgewalzt worden. Gelegentlich zeigen sich in der Umgebung feiner Klüftchen, an denen der Mylonit um geringe Beträge verstellt worden ist, Ansätze zu epithermaler Rekristallisation.

Die beiden Gangmylonite befinden sich an einem Ort intensivster tektonischer Überarbeitung. Peridotit und gabbroide Gesteine sind an ihrer gemeinsamen Grenze miteinander verschuppt. Der Gangmylonit unter der Brücke folgt einem Riss, längs welchem der obere und der untere Teil des Aufschlusses gegeneinander verschoben worden sind. Der Verschiebungsbetrag beläuft sich, an den Bändern abgelesen, auf etwa 60 cm. Über den Mylonit hinweg ändert sich die Breite zueinandergehörender Bänder sprunghaft um Beträge, die grösser sind, als es der allmählichen Veränderung in der Aufschlussebene entspricht. Die beiden Teile müssen gegeneinander verdreht worden sein, denn die Mächtigkeit der Bänder schwankt auch in der Normalenrichtung zur Intersektionsebene. Zur Bildung des Gangmylonites dürften deshalb neben Scherbewegungen wesentlich auch Torsionsspannungen beigetragen haben.

2. Tektonik

Der Intrusivverband ultrabasischer Gesteine bietet sich in seiner Gesamtheit als stockartiger, sich nach oben verjüngender Komplex dar. Bei gleichbleibendem Streichen von SW nach NE nimmt der nordwärts gerichtete Fallwinkel von ca. 80° im S auf 50° im N ab. Herzynische Bewegungen haben eine undeutliche lineare Paralleltextur hinterlassen. Die vereinzelt messbaren b-Achsen halten die regionale Streichrichtung ein und fallen mit $15-25^\circ$ nordostwärts. Stellenweise jedoch zeichnet sich eine intensive Deformation ab. Im unteren R. del Motto sind die Peridotite in grosszügige, kongruente eigentlich ptygmatische Falten gelegt, deren Achsen ebenfalls in der regionalen Richtung streichen. Die

Bewegung muss die Gesteine in völlig plastischem, prä- oder parakristallinem Zustande erfasst haben. Es bleibt aber unerklärlich, weshalb sie sich nur lokal bemerkbar macht. In gabbroiden Gesteinen und an Hornblenditen konnten nie solche Bewegungsspuren festgestellt werden. SCHILLINGS petrotektonisches Schema, in dem die ultrabasischen Gesteine als prätektonische Intrusiva figurieren, lässt sich nicht ohne Einschränkung für den Querschnitt von Finero übernehmen.

Der einfache Primärbau ist in zwei Zonen, die von W in die Testa di Misello hineinstreichen, dann aber in den unübersichtlichen Verhältnissen des schweizerischen Abschnittes nicht mehr auseinanderzuhalten sind, erheblich kompliziert worden. Die eine Zone ist auf der Höhe von Finero zu fassen und quert die Nordtäler der Costa Torrigia in ihren Mittelläufen; die andere zieht von Provola dem R. Creves entlang und durch die obersten Runsen des R. del Motto in den Nordhang des Gridone. In beiden sind die Gesteine an kurzen Querbrüchen verstellt, an Scherflächen gegeneinander verschoben und durch Zusammenschub und Schleppung an Bewegungsflächen lokal verfaltet und in kleinste Bruchstücke zerlegt. Einzelne Gesteinspakete wurden aus ihrem Verband gelöst, verdreht und ineinander verkeilt, so dass die primären Lagerungsverhältnisse nicht mehr erkennbar sind. An einer solchen Stelle äusserte WALTER die Vermutung, dass der Phlogopitperidotit jünger als die andern Gesteine seien. Die besseren Aufschlüsse der italienischen Seite stellen diese Frage richtig, indem sie eindeutig zeigen, dass alle Peridotite syngenetisch sind.

Die beiden Störungslinien laufen parallel zu der insubrischen Linie. Sie nützen zum Teil die Diskontinuitätsflächen zwischen gabbroiden und peridotitischen Gesteinen aus. Die Bewegungsflächen stehen meist steil, nach S oder N geneigt und streichen SW-NE. Da die von ihnen erzeugten Kataklasite nicht mehr rekristallisiert worden sind oder bloss eine oberflächliche Verheilung erfahren hatten, müssen die Bewegungen spät, während der insubrischen Phase stattgefunden haben. Die beiden Tektonisierungszonen markieren offenbar insubrische Zweiglinien, und die darin auftretenden Deformationen sind Ausdruck sekundärer insubrischer Verschiebungen. Auf der Nordseite der Dislokationslinie ist kürzlich von KNUP (1958) ein ähnliches insubrisches Zweigstörungssystem nachgewiesen worden.

PETROGRAPHISCHER TEIL

Die Peridotite

WALTER und FRIEDENREICH haben auf ihren geologischen Karten neben dem Phlogopitperidotit fünf verschiedene Peridotitvarietäten ausgeschieden und sie durch Farbe oder Körnigkeit gekennzeichnet: je eine hellgrüne, dunkelgrüne, grauschwarze, violette und eine grobkörnige Varietät. Es trifft zu, dass die Peridotite verschiedene Aspekte haben und sich im Felde nach den angegebenen Merkmalen grob gliedern lassen, doch bietet schon die makroskopische Unterteilung Schwierigkeiten, da die typischen Charakterzüge der einzelnen Varietäten viel zu wenig ausgeprägt sind. Ein beliebiges Handstück kann nicht ohne weiteres einer bestimmten Varietät zugeordnet werden. Die Grenzziehung zwischen den einzelnen Arten ist Gefühlssache. Vor allem hat aber diese Einteilung weder eine genetische noch eine paragenetisch-fazielle Bedeutung und kann im Schliffmaterial nicht mehr vorgenommen werden. Tektonisch-mechanische Durchbewegung und epithermale Umwandlungen beeinflussen das Aussehen der Peridotite noch stärker als die verschiedene Körnigkeit und die unausgeglichene Verteilung der Komponenten. Es werden deshalb hier nur phlogopitfreie und phlogopithaltige Peridotite auseinandergehalten.

A. Die phlogopitfreien Peridotite

Als einzelne, langgestreckt Körper nehmen sie knapp ein Drittel des untersuchten Gebietes ein. Sie sind voneinander getrennt durch gabbroide Züge oder durch Phlogopitperidotit. Ihre geographische Verteilung ist aus der Karte zu ersehen.

Mineralogische Zusammensetzung

Hauptgemengteile: Olivin, orthorhombische und monokline Pyroxene, Hornblende.

Nebengemengteile: Pleonast.

Akkessorien: Chromit (lokal angereichert), Ilmenit, Magnetit, Pentlandit, (Bravoit), Magnetkies, Kupferkies, Picotit.

Die quantitative Mineralzusammensetzung ist sehr variabel. Es lassen sich alle Arten von Peridotiten und alle Übergänge von Peridotiten zu

Pyroxeniten finden. Die verschiedenen Arten — Dunite, Harzburgite, Lherzolithe, Amphibolperidotite und Pyroxenite — können aber nicht einzeln isoliert und etwa auf einer kleinmassstabigen Aufnahme gegeneinander abgegrenzt werden. Die petrographische Variabilität ist ein Ausdruck der ungleichmässigen Verteilung der Hauptgemengteile. Allgemein gilt aber, dass der Hornblendegehalt der Peridotite in der Nähe der gabbroiden Züge grösser wird. Im gesamten betrachtet dominiert der Olivin, während sich Pyroxene und Hornblende etwa die Waage halten. Einen Peridotit durchschnittlicher Zusammensetzung könnte man als spinellführenden, hornblendereichen Lherzolithen bezeichnen.

Mikroskopische Beschreibung der Mineralien

Olivin

Neben den markanten, unregelmässigen Rissen zeigt er häufig feine, prismatische Spaltflächen. Sein positiver Achsenwinkel von 85—90° entspricht einem Mg-reichen Glied. Er ist in den Mosaikgefügen meist in rundlicher oder eckengrundeter Gestalt zugegen. Während der Auskristallisation haben interne magmatische Spannungen Druckzwillinge erzeugt.

Pyroxene

Orthopyroxene

Der orthorhombische Bronzit ist im Dünnschliff farblos oder sehr schwach bräunlich, ohne erkennbaren Pleochroismus. Sein Achsenwinkel ist negativ und beträgt 86—88°, entsprechend einem FeSiO_3 -Gehalt von rund 15 Mol. %. Zwischen gekreuzten Nicols treten aus seinen (100)-Flächen deutlich höher doppelbrechende Entmischungslamellen hervor. Diese Lamellen stehen // (010) und löschen schief aus. Sie sind selten bis an den Kornrand entwickelt. In Schnitten, die sehr schief zu den Lamellen verlaufen, sind Abweichungen bis zu 6° von der geraden Auslöschung festzustellen, weil die Lamellen die Lichtbrechung beeinflussen.

Derart lamellierte Orthopyroxene haben HUTTENLOCHER (1942) und BERTOLANI (1954a) auch in den Peridotiten der westlichen Ivreazone gefunden. HIESSLEITNER (1951/52) meldet sie aus dem Balkan, und HESS und PHILLIPS (1940) haben sie aus dem Bushveld beschrieben und sie Orthopyroxene des Bushveld-Typus benannt. Aus der Studie der beiden amerikanischen Autoren geht hervor, dass die Entmischungslamellen diopsidisch sind. Dies dürfte — nach ihrem optischen Charakter beurteilt — auch für die Lamellen in den Bronziten des Peridotitstocks zutreffen. Orthopyroxene können bei hohen Temperaturen bis zu 2,5% CaO lösen. Bei langsamer Abkühlung wird der CaO-Anteil in den diopsidischen Lamellen wieder entmischt. In rasch abgekühlten Laven sind lamellierte Orthopyroxene unbekannt.

Klinopyroxen

Monokline Pyroxene sind durch zwei Arten vertreten: einen Cr-haltigen Diopsid und einen diopsidischen Augit. Der *Chrompyroxen* ist oft angereichert und hat makroskopisch eine leuchtend smaragdgrüne Farbe. Unter dem Mikroskop ist er blass grün und schwach pleochroitisch. Sein Achsenwinkel liegt zwischen 50° und 54° , für die Auslöschungsschiefe wurde ein Wert von 42° gefunden. Nach HESS (1949) weist der Cr-Pyroxen mit diesen optischen Daten einen Hedenbergitanteil von 35 Mol.% auf. Seine Dichte entspricht mit 3,395 dem Tabellenwert.

Der *diopsidische Augit* hat keinen spezifischen Charakter und ist im Schliff nur dank seiner etwas kleineren Doppelbrechung neben dem Chromdiopsid zu erkennen. Ausnahmsweise hat er eine eigene, blassbräunliche Farbe. Für ihn wurden Achsenwinkel von $56-58^\circ$ und Auslöschungsschäifen zwischen 40° und 43° gemessen. Nach (100) zeigt er eine Absonderung, die meist doppelspurig ausgebildet ist und einer Zwillingslamellierung gleicht. Auf seinen Spaltflächen sind immer wieder dünne, viereckige Erzplättchen eingebaut. Diese Einschlüsse konnten nicht bestimmt werden. Man hält sie gewöhnlich für Ilmenit.

Hornblende

Magmatische Hornblende, sonst selten in Peridotiten, ist in allen Peridotitvorkommen der Ivreazone ein Hauptgemengteil. Ihrer Optik nach ist sie zu den *Pargasiten* zu stellen. Der Achsenwinkel ist positiv und schwankt zwischen 82° und 86° , die Auslöschungsschiefe nimmt entsprechend Werte zwischen 18° und 21° an. Die Hornblende ist farblos bis hellgrün oder blass rosabraun und löscht manchmal schwach dispers aus. Der Pleochroismus nimmt mit der Erkennbarkeit der Eigenfarbe zu. Die Farbunterschiede beruhen auf wechselnden Mg/Fe-Verhältnissen. Die bräunliche Hornblende ist die Fe-reichere (vgl. Analysen Seite 000). Für die optischen Achsenverhältnisse aber ist die Farbe unverbindlich. (Die Peridotithornblenden der Valsesia sind, wie eine Spezialuntersuchung von BERTOLANI (1954b) ergab, ebenfalls von pargasitischem Charakter, aber einheitlich hellbraun).

Spinelle

Von den drei getroffenen Spinellarten, Pleonast, Picotit und Chromit, kommt einzig der *Pleonast* so häufig vor, dass er als Nebengemengteil bezeichnet werden kann. Er ist an seiner in Graugrün liegenden Eigenfarbe und an seiner Isotropie im Schliff leicht zu erkennen. Manchmal durchziehen ihn kräftige, parallele Spaltisse. Sein Chemismus ist leichten Schwankungen unterworfen, die sein Grün verschieden tönen und seine Lichtbrechung um einen geringen Betrag verschieben. Ein Brechungsindex beträgt 1,791, ein anderer 1,803, die Dichte in beiden Fällen 4,0. Mit diesen Werten kommt er auf der TROEGERSCHEN Tabelle (1952) nahe an die Grenzlinie gegen Ceylanit zu liegen, wo in Gewichtsprozenten zweiwertiges Fe und Mg nahezu die gleichen Werte haben und zusammen ungefähr der halben Al-Menge entsprechen. Immer wieder ist der Pleonast innig mit Magnetit, seltener auch mit Ilmenit verwachsen. Die Erze sind diffus verteilt und verursachen eine Trübung seiner grünen Farbe, können aber auch auf scharf begrenzte Lamellen konzentriert sein. Beides sind wohlbekannte Entmischungserscheinungen.

Picotit und *Chromit*, als akzessorische Gemengteile, sind wegen ihren sich nähernden braunen Farben nicht immer auseinanderzuhalten. Auch die Picotitkörnchen sind, seltener zwar als der Pleonast, mit Magnetit verwachsen.

FRIEDENREICH hat einen *Chromit* chemisch und röntgenographisch untersucht und dabei folgende Resultate erhalten:

Cr ₂ O ₃	47,40	
Al ₂ O ₃	18,11	
Fe ₂ O ₃	4,23	a = 8,28 Å
FeO	18,03	TiO ₂ ist zusammen mit 0,68% FeO als Titanit,
MgO	12,16	der im Chromit eingewachsen sein kann, ab-
TiO ₂	0,76	zuziehen.
	100,69	

Erze

An oxydischen Erzen treten ausser den Spinellen *Magnetit*, *Ilmenit* und *Rutil*, an sulfidischen *Magnetkies*, *Kupferkies* und *Pentlandit* mit seinem Verwitterungsprodukt *Bravoit* auf. Ihre Beschreibung findet man in der Arbeit von FRIEDENREICH. Es ist zu bemerken, dass die dort angegebene Abhängigkeit gewisser Erzparagenesen von der peridotitischen Gangart zufällig ist. Die Vervollständigung des Materials ergibt, dass die Erzverteilung über alle Peridotite regel- und wahllos ist.

Ein Handstück aus dem südlichsten Peridotitzug an der Passstrasse fiel durch sein hohes Gewicht auf. Im Anschliff stellte sich heraus, dass dieses Gestein von sulfidischen Erzlösungen richtiggehend durchtränkt worden war. Auf den Korngrenzen und auf Spaltrissen und protoklastischen Brüchen ist gelbglänzender *Kupferkies* zur Ausscheidung gekommen. In den Dünnschliffen wurde er vorerst nicht beachtet, weil er meistens bloss als feine Linie die Flächenschnitte betont und damit einen verstärkten Lichtbrechungseffekt vortäuschen kann. Nachträglich konnte er auch in Schliffen aus anderen Peridotitzügen wahrgenommen werden.

Struktur

Die Grösse der Körner ist unterschiedlich. Die Olivine halten sich an eine mittlere Korngrösse, die von den Pyroxenen und Hornblenden etwas überschritten wird. Alle Körner löschen ausnahmslos undulös aus. Sie sind in der Regel als Kristalloblasten ausgebildet und bauen ein regelmässiges Mosaikgefüge auf, in dem alle Gemengteile, wenn auch nicht sehr ausgeprägt, eine interstitiale Stellung innehaben können. Wir können daraus schliessen, dass während der Hauptphase der Kristallisation alle Gemengteile nebeneinander stabil waren und direkt aus der Schmelze ausgeschieden wurden.

Abweichend vom granoblastischen Haupttypus treten, jedoch in beschränktem Ausmass, nesterweise granoide und überwiegend xenomorphe

Gefüge auf. Olivin und Bronzit sind darin miteinander verfingert und können die für magmatisch korrodierte Körner typischen gerundeten Umrisse haben. Sie sind sowohl in dieser Gestalt wie auch als unregelmässige Relikte in Klinopyroxen oder Hornblende eingeschlossen. Die strukturellen Beziehungen bringen ein sukzessives Wachstum der Mineralien im Sinne einer magmatischen Reaktionsreihe zum Ausdruck. Die zuerst ausgeschiedenen Gemengteile wurden instabil und in einer Reaktion mit der Restschmelze zugunsten von Klinopyroxen und Hornblende abgebaut.

Die andersartige Kristallisation und das nesterweise Auftreten dieser Gefüge weisen darauf hin, dass sich im Kristallat der Hauptkristallisation chemisch modifizierte Schmelzrückstände angereichert hatten. Makroskopisch tritt diese Anreicherung in Form von konkretionären Bildungen in Erscheinung. Unter der Ponte Creves sind solche Konkretionen bis zur Faustgrösse entwickelt. Sie haben eiförmige Gestalt und heben sich durch ihr gröberes Korn und die wirre Verwachsung der Komponenten von der Hauptmasse augenfällig ab.

Die Spinelle hatten ein breiteres Kristallisationsintervall als die Silikate und erscheinen deshalb als winzige Einschlüsse, zum Teil mit oktaedrischer Idiomorphie, in allen Silikaten und als gelappte und fingrige Xenoblasten interstitial zwischen den Hauptgemengteilen. Mit Olivin können sie in eigenartiger Weise verwachsen sein (Fig. 1, 2). Die Skelette von Picotit oder Pleonast halten sich immer in der Randzone des Olivins gegen Hornblende, seltener auch gegen Augit auf und reichen

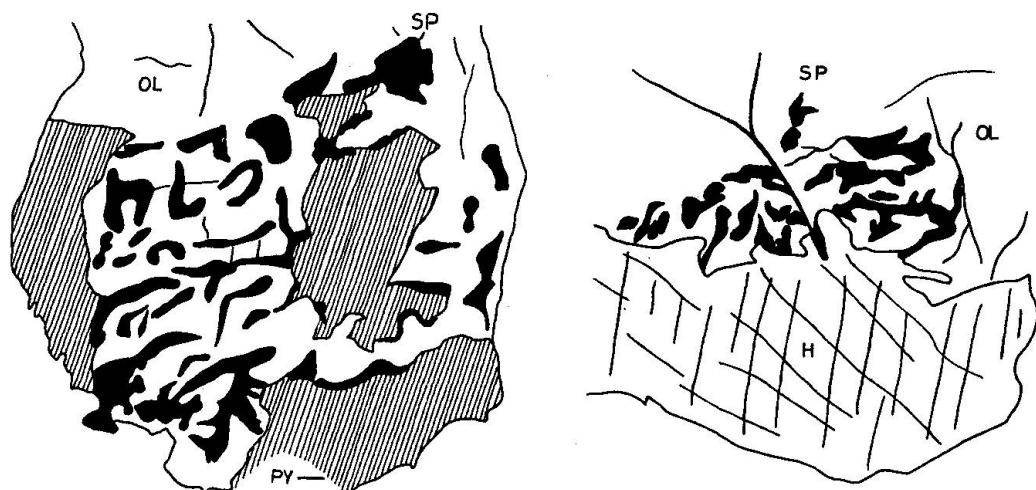


Fig. 1, 2. Implikative Verwachsung von Olivin (Ol) und Spinell (Sp), am Rande resorbierter Körner von Hornblende (H) und Pyroxen (Py).

oft über die Korngrenzen hinweg in beide Körner hinein. Besonders Fig. 1 legt die Vermutung nahe, dass Spinell bei der Resorption der Al-haltigen Mafite durch Olivin frei geworden ist und dass der Entstehung solcher Implikationsgefüge Rekurrenzen in der magmatischen Ausscheidung zugrunde liegen.

Das Kristallisationsgefüge ist von einer Reihe verschieden starker kataklastischer Strukturen überdeckt. Kräftige mechanische Einwirkung erzeugte porphyroklastische und mylonitische Streifen. Gegen geringere Beanspruchung reagierten die Körner durch Ausbildung von Mörtelkränzen.

Textur

Die Peridotite sind im grossen und ganzen massig. Die im Felde erkennbare schwache Schieferung kommt nicht so sehr durch Regelung der Körner als durch nachkristalline Verschieferung und kataklastische Risse, die in der Zonenrichtung laufen, zustande. *Monomineralische Bänder* treten am häufigsten in der Nachbarschaft der basischen Züge auf. Sie sind bronzitisch, diopsiditisch oder hornblenditisch, grobkörniger als der Peridotit und erreichen eine maximale Breite von 5 cm. Pyroxenitische Lagen herrschen vor. Sie können gegen den Peridotit, zum Teil scharf abgegrenzt, lang ausgedehnte Horizonte bilden, dünnen jedoch meist schon nach kurzer Erstreckung sowohl in der Streichrichtung als auch in der Tiefe aus. Von den Hornblenditen des nächsten Abschnittes weichen die hier angeführten hornblenditischen Bänder nur durch ihre geringere Mächtigkeit und grössere Reinheit ab.

Die Bänderung ist eine Differentiationsänderung, die ihre Ursache in magmatischer Kristallisationsdifferentiation hat. Obwohl die Differenziate mit schwacher Diskordanz den Peridotit durchziehen können, ist es unwahrscheinlich, dass sie selbständig, als magmatische Nachschübe intrudiert sind, da sie sich nie eigentlich disruptiv verhalten. Sie haben ihre Wurzeln auch vorwiegend im Peridotit selbst. Es ist anzunehmen, dass sie als „Schmelzeblasen“ im Peridotitbrei mitgeschleppt und bei seiner Platznahme unter dem regional wirksamen Druck ausgequetscht und ausgeschmiert worden sind. Im gleichen Spannungsfeld ist als Abkühlungsphänomen die den Bändern parallele Bankung ausgebildet worden. HIESSLEITNER erwog zur Erklärung der Parallelität zwischen pyroxenitischen Differentiationsschichten und der Abkühlungsbankung in einem balkanischen Peridotit die Möglichkeit, dass ursprünglich gleichmässig verteilter Pyroxen noch *in situ* gesaigert und angesammelt wor-

den sei. Dieser Anreicherungsprozess fällt für die untersuchten Peridotite ausser Betracht, da in der Umgebung der Bänder nirgends eine Verarmung des darin konzentrierten Gemengteils eintritt.

Im Gebiet des unteren R. del Motto ist auch *Chromit* auf Lagen an gehäuft. Die Chromitkörner sind darin durchwegs xenomorph und scheinen gleichzeitig mit dem Olivin gewachsen zu sein. Die auf diesen einen Ort beschränkte Anreicherung von Chromit, der sonst regelmässig als akzessorischer Gemengteil auftritt, ist als Folge der unterschiedlichen Cr-Verteilung im Magma zu werten.

B. Phlogopitperidotit

Phlogopitführender Peridotit füllt als einheitlicher Körper zwischen den übrigen Gesteinen einen mittleren Raum aus. Seine zentrale Lage im stockartigen Bau erweckt den Eindruck, dass er nicht nur im oberflächlichen Aufschluss, sondern auch in der Tiefe eine Art Kern des ganzen Peridotitstocks bildet.

Mineralogische Zusammensetzung

Hauptgemengteile: Olivin, orthorhombische und monokline Pyroxene, Hornblende, Phlogopit.

Akzessorien: Spinelle (Pleonast vorherrschend), Erze.

Alle Hauptgemengteile der im vorangegangenen Abschnitt beschriebenen Peridotite sind im Phlogopitperidotit in derselben Ausbildung und gesamthaft im gleichen Mengenverhältnis vorhanden.

Der Glimmergehalt ist starken Schwankungen unterworfen. Gegen aussen nimmt er allmählich bis auf einzelne, verstreute Blätter ab. Der Übergang vom phlogopitführenden zum gewöhnlichen Peridotit erfolgt unmerklich.

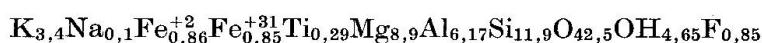
Beschreibung des Phlogopites

Der Phlogopit ist ein den Olivinen, Pyroxenen und Hornblenden gleichwertiger Hauptgemengteil. Er ist in Richtung X farblos, in Richtung Y und Z gelbbraun bis hellbraun. Sein spitzer Achsenwinkel über X beträgt etwas mehr als 5° , $n_z = 1,572$. Nach der chemischen Analyse hat er die folgende Zusammensetzung:

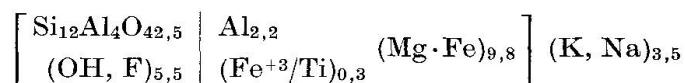
	Gew. %	Kat. %	Niggliwerte	
SiO ₂	42,8	37,9	si	82,3
Al ₂ O ₃	18,9	19,7	al	21,3
Fe ₂ O ₃	0,1	0,1	fm	67,5
FeO	3,4	2,5	c	—
MgO	21,7	28,6	alk	11,2
CaO	Sp.		ti	1,3
Na ₂ O	0,1	0,3	γ	0
K ₂ O	8,9	10,0	mg'	0,85
MnO	Sp.		Q	14,0
TiO ₂	0,7	0,9	L	31
H ₂ O	2,6		M	40,6
F	1,0		Ru	1,0
	100,2	100,0	Sp	14

Spektralanalyse: H. SCHWANDER

Auf die allgemeine Formel von BERMAN (1937) umgerechnet:



Daraus ergibt sich, wenn Al das Minimum von $\frac{1}{3}$ Tetraederplätzen besetzt, die Konstitutionsformel:



Dunkle Glimmer aus sauren und basischen Eruptivgesteinen sind im allgemeinen eisenreicher als der analysierte Phlogopit. Nach HEINRICH (1956) variiert der MgO:(FeO + MnO)-Quotient der Glimmer mit ihrem geologischen Auftreten. Ein hoher Prozentsatz an MgO ist kennzeichnend für Phlogopite aus ultrabasischen Gesteinen; er kann bis auf 30% ansteigen.

Struktur

Das Auftreten von Glimmer bringt keine Veränderungen der beschriebenen peridotitischen Strukturen mit sich. Die einzelnen Blätter sind meist voll entwickelt und leicht verbogen. Die Glimmer sind oft eng mit Hornblende assoziiert, seltener auch mit Klinopyroxen. Beide können von parallel orientierten Phlogopitfetzchen durchsetzt sein und den Glimmern als Ansatzpunkte dienen. Dort, wo anliegende Körner buchtig gegen ein Glimmerblatt vorstossen, sind die Spaltflächen des Glimmers verbogen und zusammengedrängt (Fig. 3). Die Deformation ist eine Folge magmatischer Wachstumsbeeinflussung. Der Phlogopit

konnte den sich vergrössernden Olivinen nicht standhalten und wurde als leichter verformbares Korn zusammengepresst. Der Stabilitätsbereich des zuerst kristallisierenden Olivins erstreckte sich mithin bis über die Bildung des jüngsten Gemengteiles hinaus.

Diese Beobachtung bekräftigt die früher vertretene Ansicht, dass die Peridotitgemengteile alle unmittelbar aus der Schmelze ausgeschieden wurden und nebeneinander wuchsen.

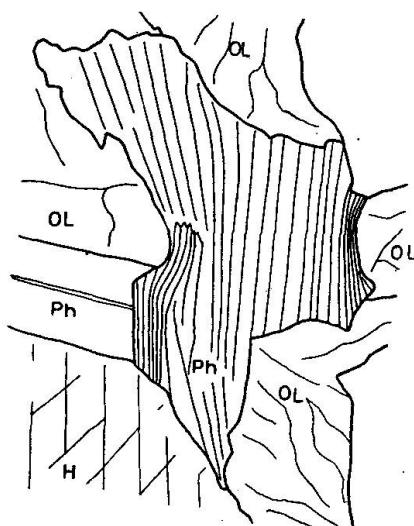


Fig. 3. Magmatische Wachstumsbeeinflussung des Phlogopites (Ph) durch Olivin (Ol).

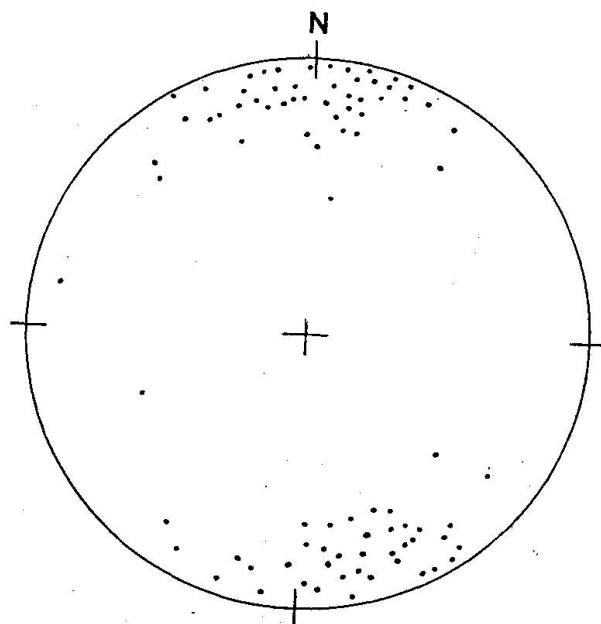


Fig. 4. Stereographische Projektion der Lote auf die Glimmerspaltflächen.

Textur

Die Glimmerblättchen liegen — im Felde augenscheinlicher als im Dünnschliff — subparallel zueinander. Die Phlogopitperidotite erhalten dadurch zusätzlich zu der Differentiationsbänderung eine recht deutliche Paralleltextur.

Die auf dem U-Tisch eingemessenen Lote auf die Glimmerspaltflächen ergeben in der stereographischen Projektion das in Fig. 4 gezeigte Diagramm. Es ist nach SANDER (1950), das typische Diagramm eines S-Tektoniten, in dem „die Fläche im Gepräge des Gesteins entscheidend hervortritt“. Das gefügekundliche Resultat stützt die Auffassung, dass die Gesteine unter seitlichem Druck in einem anisotropen Kräftefeld erstarrten.

C. Serpentinisierung der peridotitischen Gesteine

Als Serpentinisierung wird hier der nachkristalline hydrothermal-epizonale Umwandlungsprozess der peridotitischen Gesteine bezeichnet. Neben Serpentin sind dabei in kleineren Mengen auch andere Mineralien, namentlich Aktinolith, Talk und Chlorit entstanden.

Die Serpentinisierung ist dort am stärksten, wo die Kataklase die grösste Wirkung erzielte. Serpentin-Gesteine (Serpentinite) findet man nur am Nordrand des Stockes, in schmalen Zonen am Netto-Nordhang und am östlichen Ende, überall sonst folgt Serpentin (s. l.) Klüften und Rissen oder füllt die schmalen Quetschzonen zwischen Peridotit und Gabbro aus, ohne sich auf grössere Körper auszudehnen. Die Serpentinisierung der primären Gemengteile ist folgenden Weg gegangen:

Olivin

- a) Von den Spaltrissen und Korngrenzen aus wachsen Fasern von Chrysotil- α senkrecht zu den Grenzflächen in die Kornteile hinein. Es entstehen Doppelbänder, die von einer Mittelnaht symmetrisch geteilt werden. Auf dieser Naht sammeln sich Magnetit und etwas Karbonat (nicht näher bestimmbar), die Nebenprodukte der Serpentinbildung (Maschenserpentin), an.
- b) Die Chrysotilsäume dringen tiefer ein und fassen im fortgeschrittenen Stadium die Einzelteile in konzentrische Hüllen ein.
- c) Drei Möglichkeiten der Weiterentwicklung:

- I. Sobald der Chrysotil eine gewisse Ausdehnung erreicht hat, rekristallisiert er zu blättrigem Antigorit.
- II. Der innerste Olivinrest zerfällt in ein flockiges Aggregat. Die Flocken vergrössern sich auf Kosten der Fasern (Flockenserpen-
tin → Flammenserpenitin) und setzen sich in Antigorit um.
- III. Die Fasern wachsen aus und erlangen den blättrigen Habitus des Antigorites, ohne aber dessen positive Elongation zu zeigen.

Als Resultat der vollständigen Umwandlung eines dunitischen Gesteins liegt ein Gitter von Magnetit vor, dessen Maschen von blättrigem Serpentin ausgefüllt sind. Diese Vollständigkeit ist aber nur fleckenweise erreicht und meist durch letzte Bewegungen wieder zerstört worden (Serpentinite).

Bronzit

Der Bronzit ist auf drei Arten umgewandelt worden:

- a) Pseudomorphe Antigoritbildung nach dem Orthopyroxen führte zu Bastit.
- b) Direkte Umwandlung in Talk. Wie die Chrysotilbildung setzt sie an den Korngrenzen und Spaltrissen an und baut den Pyroxen zunächst nach kristallographischen Richtungen ab. Später geht sie eher konzentrisch vor. Der Talk ist feinschuppig und liegt kreuz und quer. Die Talkbildung greift nie über die Korngrenze hinaus. In Zwischenstadien liegen einheitlich gerichtete Bronzit-Leistchen, später Gruppen von gleichzeitig auslöschen Tropfen im Talkfilz.
- c) Neben Talk oder Serpentin tritt Aktinolith auf. Er ist fasrig oder grobschuppig und nimmt bezüglich der Reliktgrenzen keine bestimmte geometrische Stellung ein. Das für die Aktinolithbildung nötige Ca dürfte aus den diopsidischen Entmischungslamellen und den umliegenden Hornblenden und Diopsiden bezogen und zum Teil von den Lösungen selbst mitgebracht worden sein.

Die wässrigen Lösungen sorgen für einen weitverzweigten Stofftransport. Während der Kornumwandlungen verarmen sie an bestimmten Ionen, nehmen dafür solche auf, die sie primär nicht enthielten. Die Art und die Reihenfolge der Entstehung der Umwandlungsprodukte variiert deshalb von Ort zu Ort.

Klinopyroxen und Hornblende

Der monokline Pyroxen ist serpentiniert und aktinolithisiert, nur hie und da talkisiert oder in Bastit umgewandelt.

Serpentin, Aktinolith und untergeordnet Smaragdit (im Dünnschliff intensiv grüner, Cr-haltiger Aktinolith), sind oft gleichzeitig und neben-einander gewachsen. Statt Serpentindoppelsäume zwischen zwei Körnern entstanden zwischen Olivin- und Klinopyroxenkörnern öfters zweiteilige, aber gleichwohl symmetrische Säume: auf der Olivin-Seite Chrysotilfasern, auf der Pyroxen-Seite Aktinolithfasern. Die Magnetitan-sammlung auf der Trennaht ist schwächer als bei doppelten Serpentinsäumen. In beträchtlicher Menge gesellt sich auch ein Chlorit aus der Penninreihe zu den Umwandlungsprodukten.

Die Angriffspunkte sind auch hier Grenz- und Spaltflächen, aber die sekundären Fasermineralien folgen seltener kristallographischen Richtungen.

Gleiches gilt für die *Hornblende*, doch überwiegt die Umsetzung in Aktinolith die Serpentinbildung bei weitem. Häufig spriessen von der Hornblende spitze Aktinolithnadeln in die Talkfelder zersetzer Orthopyroxene. Es wurden keine Anhaltspunkte gefunden, die für einen Wachstumsunterbruch zwischen der Bildung von Talk und der der Hornblendenadeln sprechen. Die Aktinolithnadeln sind zur selben Zeit wie der Talk gewachsen.

Phlogopit

Der Phlogopit weist eine rätselhafte Stabilität auf. Selbst wo seine Umgebung der Serpentinisierung vollständig erlegen ist, lässt sich an ihm keine Spur einer Umwandlung bemerken, auch dann nicht, wenn er von der Kataklase in einzelne Flitter zerrieben worden ist.

Spinelle

Die Spinelle, einschliesslich Chromit und primärer Magnetit, sind für die hydrothermale Zersetzung die anfälligsten Gemengteile. Sie sind schon von einem dicken Mantel aus Zersetzungprodukten umhüllt, bevor die Serpentinisierung an den andern Körnern überhaupt einsetzt. Jedes Spinellkorn erhält seine eigene, konforme Hülle aus Klinochlorfetzchen. Die Relikte im Chloritfeld haben schwarz markierte Ränder und sind in ihrem Zentrum aufgehellt. Von HIESSLEITNER (1952) ist zu erfahren, dass diese Veränderung auf Magnetitentmischung zurückzuführen ist. Das FeO des Spinells wird bei der Metamorphose zu Fe_2O_3 oxydiert und zusammen mit dem primären Magnetitanteil abgedrängt. Ein Teil des oxydischen Eisens hatte den Spinell verlassen, wanderte

an den Chloritblättchen vorbei (intergranulare Bestäubung) und vereinigte sich in einem körnigen Kranz um die Chlorithülle.

Im Falle des *Chromits* und des *Pikotits* stellt sich die Frage, wohin das freigewordene Cr abwanderte. Vom nächstliegenden Chlorit wurde es nicht aufgenommen, denn dieser besitzt die optischen Eigenschaften eines gewöhnlichen Klinochlors. Ich nehme an, dass das Cr in den Lösungen über geringe Distanzen verfrachtet und von keimenden Smaragditkristallen aufgenommen wurde. Der Konzentrationsanstieg gegen die Smaragditkeime dürfte die Wanderung auf dem letzten Wegstück gelenkt habe. Die Keime selbst sind im Anfangsstadium des Zerfalls von Hornblende und Pyroxen entstanden, die beide etwas Cr enthalten. Es ist immer wieder zu beobachten, dass diese Mafite in randlichen Zipfeln intensiv grün bis blaugrün werden, und ich vermute, dass sich darin korninterne Cr-Konzentration bemerkbar macht.

Der gelegentlich angetroffene Rutil ist zusammen mit Magnetit aus Ilmenit freigeworden.

D. Oligoklasitgänge

Nach HESS (1938) und HIESSLEITNER (1951/52) sind saure Gänge und Gangschlieren in ultrabasischen Gesteinen keine ungewöhnliche Erscheinung. Die sauren Gänge, durchwegs alkalireich, meist albititisch, haben aber bisher nur geringe Aufmerksamkeit und in der Literatur nur spärliche Erwähnung gefunden. Die beiden genannten Autoren geben für sie weltweite Verbreitung an.

Über die Entstehung der „white dykes“, wie die amerikanische Bezeichnung lautet, herrscht noch Unklarheit. HESS gibt ihnen drei Entstehungsmöglichkeiten. Sie können für ihn echte saure Differentiationsprodukte des ultrabasischen Magmas oder umgewandelte silikatische Xenolithe sein, oder Granit-Pegmatite, die dort, wo sie ultrabasische Gesteine durchschlagen, auf eine besondere Weise modifiziert wurden. Die von HIESSLEITNER angeführten Forscher halten die sauren Gänge in den balkanischen Ultrabasiten ohne Ausnahme für Bildungen aus magmatischen Restlösungen.

Im Peridotitstock waren an vier Stellen weisse Gänge zu finden: in der Nähe des oberen Gangmylonites bei der Ponte Provola, im R. Creves, am Pfad nach dem R. del Motto unmittelbar hinter der A. Polunia und ein paar Schritte neben dem Wasserreservoir im R. del Motto, wo sie zahlreich sind. Alle Gänge befinden sich im Phlogopitperidotit und

liegen konkordant im Muttergestein. Da sie nicht breiter als 5 cm sind, rasch auskeilen und zudem bis 30 cm tief verwittert wurden, werden sie leicht übersehen. Weder der Peridotit noch die Gänge weisen Spuren von Kontaktwirkung auf; beide sind voneinander durch scharfe Grenzflächen getrennt.

Mineralogische Zusammensetzung und Struktur

Die Gänge erscheinen weiss, oligoklasitisch, führen aber immer etwas Biotit und braune Hornblende. Beide dunklen Gemengteile sind gelegentlich in lagigen Nestern oder in Knoten zusammengeballt.

Der *Oligoklas* ist nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt, löscht undulös aus und ist meist etwas bestäubt. Chemismus und Optik werden weiter unten diskutiert.

Die *Hornblende* ist stark pleochroitisch und hat pargasitische Optik. Sie ist den Peridotithornblenden ähnlich, jedoch etwas intensiver gefärbt.

Der *Biotit* zeigt einen markanten Pleochroismus in braunen Farben. Neben Fe dürfte er auch Ti enthalten.

Akzessorisch tritt als idiomorpher oder gerundeter Einschluss in Plagioklas *Apatit* auf.

Die ursprüngliche Struktur der Oligoklasite war eine gleichmässige Pflasterstruktur. Kataklase hat die Körner grossenteils verformt und zerbrochen; sie sind am Rande und lamellenweise auch im Innern oft fein zersplittet. Rekristallisierend haben sie sich randlich innig miteinander verzahnt.

Chemismus und Optik der Oligoklase

Chemismus

		Mol. %		± SiO ₂	Mol. %	– 0,3
SiO ₂	63,4		An	14,3		
Al ₂ O ₃	22,4		Ab	77,6		Gew. % – 0,3
CaO	3,0		Or	5,6		± Al ₂ O ₃ Mol. % + 0,1
Na ₂ O	9,0		Sr-Feldspat	2,1		Gew. % + 0,1
K ₂ O	1,0		Celsian	0,4		
SrO	0,8					
BaO	0,25					
	99,85					

Spektralanalyse: H. SCHWANDER

Optische Bestimmungen

A. An-Gehalt auf den Migrationskurven der Tabelle 2 von REINHARD:
ca. 13%.

B. $2V_x$: 94,5°.

	Φ	ψ	θ
C. Eulerwinkel:	89,9°	98,2°	75,7°
Oligoklas 13% An (BECKE)	89,0°	98,8°	76,1°

Der Oligoklas zeichnet sich durch einen hohen Sr-Gehalt aus. Welche Position Sr in der Plagioklas-Struktur einnimmt und ob sich in der Natur Sr-Feldspat bilden kann, bleibt noch abzuklären. Die Verrechnung des Sr-Gehaltes als Sr-Feldspat geschah willkürlich; sie erschien jedoch zulässig, da die nötigen Mengen Al und Si zur Verfügung standen. Ba, das hier nur eine untergeordnete Rolle spielt, kommt in Celsian als Ba-Feldspat vor und bildet mit K-Feldspat eine Mischkristallreihe. Die Optik wurde auf dem U-Tisch an einem Dünnschliff des analysierten Grosskornes untersucht. Als kristallographische Vektoren konnten die Flächenpole auf die Zwillingsebene (010) und auf Spaltrisse nach der Basis (001) eingemessen werden. Der Winkel zwischen den Schwerpunkten von je acht auf verschiedene Lamellen und Basisrisse eingemessenen Polen wichen vom idealen Winkel von $86\frac{1}{2}^\circ$ um knapp ein Grad ab. In der REINHARDSchen Tabelle liegen die Schwerpunkte bei ca. 13% An genau auf den Migrationskurven.

Die Eulerwinkel wurden aus den Projektionspunkten der beiden Flächenpole im WULFFSchen Netz graphisch ermittelt. Sie charakterisieren den Oligoklas als einen Tieftemperaturplagioklas und fügen sich auf den Variationskurven von BURRI (1956) übereinstimmend bei einem Anorthit-Wert von etwas über 13% ein. Sie kommen den Winkeln eines von BECKE (1906) beschriebenen Plagioklases mit 13% An, der oben zum Vergleich angeführt ist, sehr nahe.

Die beiden auf verschiedenen Bestimmungskurven erhaltenen An-Werte stimmen gut miteinander überein. Sie weichen aber vom tatsächlichen Anorthitgehalt, den die chemische Analyse angibt, um 1% ab. Da eine eindeutige Tieftemperaturform vorliegt und K bekanntlich keinen Einfluss auf die Plagioklasoptik ausübt, muss für diese Abweichung allein der hohe Sr-Gehalt verantwortlich sein. Der Kurvenwert entspricht nicht der Gesamtsumme an Erdalkaliplagioklas, sondern liegt um eine noch nicht deutbare Differenz unter dem wirklichen An-Wert. In bezug auf die Optik scheint Sr mit Ca nicht gleichwertig zu sein. Dieser Feststellung, die allerdings noch der Bestätigung und der

Präzisierung durch Vergleichsmaterial bedarf, kommt deshalb eine gewisse Bedeutung zu, weil in nassen Analysen Sr gewöhnlich zu Ca geschlagen wird. Der An-Gehalt wird um den Sr-Plagioklas-Gehalt zu hoch angegeben und, da Sr in der Optik allem Anschein nach eine Abweichung vom tatsächlichen An-Wert gegen einen niedrigeren Wert bewirkt, die Diskrepanz zwischen optisch und chemisch bestimmtem An-Gehalt gewissermassen verdoppelt. Das eigenwillige, regelwidrige optische Verhalten einiger Feldspäte kann vielleicht in einem hohen Sr-Gehalt seine Erklärung finden.

Über den Sr-Gehalt der Feldspäte weiss man noch wenig Bescheid. Der analysierte Oligoklas scheint ein Extremfall zu sein. WAGER und MITCHELL (1951) haben an intermediären Plagioklasen der Skaergaard-intrusion bis zu 0,6% SrO, TUREKIAN und KULP (1956) im Stillwater-complex an basischen Plagioklasen höchstens 0,032% SrO (An 62,3) registriert. In beiden Komplexen konnte die Feststellung gemacht werden, dass der Sr-Gehalt der Plagioklase mit abnehmendem An-Gehalt ansteigt. Die älteren, basischen Plagioklase sind in einem Sr-ärmeren Milieu ausgeschieden worden als die jüngeren, saureren. Sr reicherte sich offenbar in der Restschmelze an.

Zur Genese der Gänge

Nach den Befunden der oben zitierten Forschergruppen spricht der hohe Sr-Gehalt des Oligoklases dafür, dass die Oligoklasite Restdiffereniate sind. Ihre K-Armut und die Vormacht von Na sind charakteristisch für Restdiffereniate ultrabasischer Schmelzen. Die Fähigkeit ultrabasischer Schmelzen, Na-reiche Restlösungen abzugeben, tritt noch häufiger als in Gangbildungen in den bekannten Adinolkontakten um Diabase und Basalte zutage.

Aus der Art ihres Auftretens als gleich breite, streng parallele und geradlinig verlaufende Gänge ohne Tendenz zu schlieriger Ausbildung ist zu schliessen, dass sich die sauren Magmaresten auf Abkühlungsklüften angesammelt haben. Die Assoziation von Oligoklas mit Biotit und Hornblende entspricht kaum dem Chemismus des Restdifferenates; die Hornblenden, die sich immer in randlicher Lage befinden, sind wahrscheinlich aus dem Peridotit extrahiert worden.

Als Differentiate, die alle an Restlösungen ultrabasischer Schmelzen zu stellenden Forderungen erfüllen, gehören die Oligoklasite zweifellos zum herzynischen Zyklus und haben nichts gemein mit jenen Pegmatiten der Ivreazone, in denen man alpine Bildungen vermutet.

Die basischen Gesteine

A. Hornblendite

Die Hornblendite des Peridotitstocks sind in geologischer und mineralogischer Hinsicht in zwei Gruppen — in braune und in grüne Hornblendite — aufzuteilen. Die grünen Hornblendite mit mächtigerer Entwicklung stehen in engem Verband mit den Peridotiten, während die braunen eher eine marginale Stellung zwischen Peridotiten und gabbroiden Gesteinen einnehmen. Der mineralogische Unterschied liegt in einer geringfügigen chemischen Verschiedenheit der Hornblenden, die aber makroskopisch durch einen deutlichen Farbunterschied akzentuiert wird (vgl. Mineralbeschreibung im folgenden Kapitel).

In allen früheren Arbeiten ist bemerkt worden, dass grüne Hornblendite vorzugsweise in den Randzonen der gabbroiden Gesteine vorkommen. Sehr oft enthalten gabbroide Züge in Kontakt Nähe tatsächlich breite hornblenditische Lagen. Gleiche Lagen befinden sich aber auch inmitten der gabbroiden Gesteine. Beiden geht die Selbständigkeit und die Individualität der hornblenditischen Lagergänge im Peridotit ab, und sie werden deshalb erst später zur Sprache kommen.

Beide Hornblenditarten sind sehr grobkörnig. Im oberen R. del Motto und an der Testa di Misello liegen bis 80 cm lange Balken aufeinander. Ausnahmsweise stehen die Hornblendeprismen senkrecht zu den Grenzflächen der Lagergänge; in der Regel sind sie aber nicht in bestimmter Weise räumlich orientiert. Mehrere Stengel sind meist annähernd parallel zu Bündeln zusammengelegt und die einzelnen Bündel, verschieden gerichtet, dicht zusammengepackt. Eine Paralleltextur ist höchstens angedeutet.

Da die Hornblendite und die gabbroiden Gesteine dieselben Gemengteile führen, wird der mikroskopische Charakter der Mineralien erst im Abschnitt über die gabbroiden Gesteine beschrieben.

1. Braune Hornblendite

Als in der Regel 10 bis 20 cm breite Bändchen, aber auch in Lagergängen, die mehr als 2 m mächtig sind, zeigen sich braune Hornblendite in den Übergangszenen von gabbroiden zu peridotitischen Gesteinen und an der Grenze zwischen dem Peridotit und dem basischen Hauptgesteinsszug. Gegen die hellen Gesteine stossen sie mit scharfen Grenzflächen an; mit den Peridotiten sind sie meist durch Übergänge verbunden.

Die braunen Hornblendite sind zur Hauptsache aus brauner Hornblende und etwas Pyroxen zusammengesetzt. Der diopsidische Pyroxen kann Nebengemengteil werden und von der Hornblende resorbiert sein. Sporadisch begegnet man Bronzit oder Hypersthen und hin und wieder einem reliktischen Olivinkorn. Sehr selten sind noch Plagioklas und Granat dabei. Die spärlichen Erzkörper mit ihren gelblichen Reflexen dürften sulfidisch sein.

2. Grüne Hornblendite

In der Südhälfte des Stockes sind sie sehr häufig, besonders im oberen R. del Motto, wo sie den Peridotit auf einzelne Bänke zurückdrängen, und an der Testa di Misello, deren West-Hang sie streifig mustern. Im nördlichen Teil sind sie selten und blos in geringer Mächtigkeit zur Ausbildung gekommen.

Mineralogische Zusammensetzung

Hauptgemengteil: grüne Hornblende.

Nebengemengteil: Pyroxene (Bronzit, Hypersthen und diopsidischer Augit), Granat, Plagioklas.

Akkessorien: Titanit, Erze.

Plagioklas, Granat und Pyroxene sind gemeine Gemengteile der Hornblendite, treten aber nur mit kleiner Intensität auf, selten in einzelnen Körnern, meist etwas angereichert auf parallelen Lagen. Plagioklas bildet oft eine mediane Zwischenschicht, in deren Umgebung der Hornblendit jeweils dicht mit Granat besetzt ist. Der Anorthitanteil am Plagioklas beträgt in allen auf dem U-Tisch bestimmten Körnern mehr als 75%, überschreitet aber nie 91%.

Titanit nimmt in einem Hornblendit, der sich im Phlogopitperidotit befindet und selbst einige Phlogopitblättchen enthält, etwa fünf Volumen-Prozent ein.

Die primär gleichkörnige Struktur ist stellenweise kataklastisch in eine nematoide Struktur umgeprägt worden.

Die Lagerungsverhältnisse zum Peridotit

Aus Distanz betrachtet erscheinen die grünen Hornblendite als konkordante Lagergänge (Fig. 5), leicht an- und abschwellend, seitlich scharfrandig begrenzt, in der Längsrichtung mit abrupt schwindender Mächtigkeit oder allmählich ausdünnend. Ausnahmen machen eine Ein-

lagerung hinter den Häusern Provolas, die sich zu einer umfangreichen Tasche ausweitet, und mehrere Bänder in der westlichen Flanke der Testa di Misello, von denen seitliche Auswüchse mit bizarren und merkwürdig eckigen Formen ausgehen.

Die meisten Gänge spalten sich gabelig in Bändchen minderer Mächtigkeit auf, die allmählich bis auf einzelne Hornblendezäulen ausdünnen. Solche Zeilen sind über mehrere Meter zu verfolgen und laufen oft diskordant durch den Peridotit.

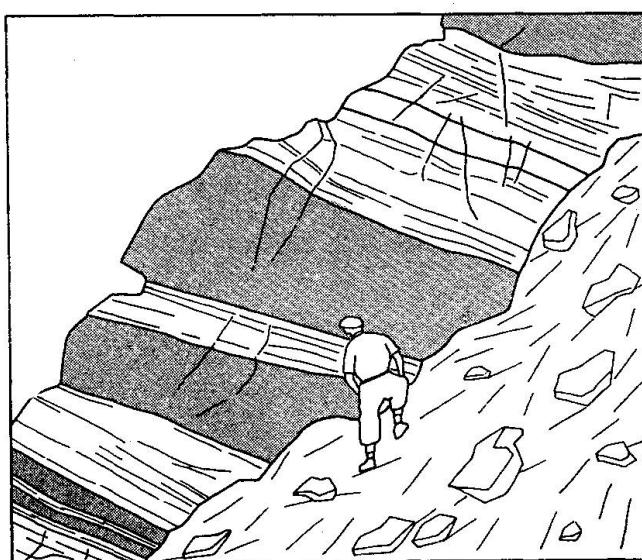


Fig. 5. Konkordante Lagergänge von grünem Hornblendit (grau) im Peridotit; oberer R. del Motto.

Im Detail bleiben die seitlichen Ränder mehrheitlich scharf. Die groben Hornblenden sind wie in einer Kluft gewachsen. Alle Gänge werden von einer mehrreihigen Kolonne einzelner kleiner Hornblendekörner flankiert, die parallel zur Ganggrenze ausgerichtet ist. Da und dort hingegen nimmt der hornblenditische Verband gegen aussen mehr und mehr Peridotitgemenge auf, die die gröberen Hornblenden voneinander isolieren. Die Hornblendite sind an solchen Stellen mit dem Peridotit fest verwachsen.

Die Lagergänge im oberen R. del Motto enthalten zahlreiche orange angewitterte, hand- bis metergrosse Einschlüsse. Diese haben peridotitische Zusammensetzung und stammen aus dem Nebengestein. Sie zeugen dafür, dass die Hornblendite einer Schmelze entstammen, die aktiv in die Peridotitmasse eingedrungen ist. In Anbetracht der ungestörten Kontakte zwischen Hornblenditen und Peridotiten steht eine mechanische Einschuppung der Peridotitlinsen ausser Frage.

B. Gabbroide Gesteine

Gabbroide Gesteine, im wesentlichen aus Plagioklas, Hornblende, Pyroxen und untergeordnet Granat bestehend, nehmen rund $\frac{1}{4}$ der Oberfläche des Peridotitstocks ein. Sie treten in einigen kleinen Linsen auf, sind im wesentlichen aber auf ein paar langgestreckte Züge verteilt, die maximal 300 m breit werden.

Mineralogische Zusammensetzung

Hauptgemengteile: grüne Hornblende, Plagioklas.

Nebengemengteile: Klin- und Orthopyroxene, Granat, braune Hornblende.

Akzessorien: oxydische und sulfidische Erze, Olivin als Relikt.

Die durchschnittliche Farbzahl dieser Gesteine liegt zwischen 50 und 65. Im Gabbrozug, der den mittleren R. del Motto quert, dominiert der Plagioklas über die restlichen Gemengteile und setzt den color index auf etwa 40 herab. Der Anorthitgehalt der in diesen Gesteinen auftretenden Plagioklase ist von Zug zu Zug verschieden. Er ist am niedrigsten bei Piano di Sale mit 39—45%. Im südlichen Zug des Monte Netto erreicht er 65—75% und unter der Ponte Provola 85—90%. Einem Anorthit entsprechende Extremwerte wurden im helleren Zug durch den R. del Motto mit 90—95% verzeichnet.

Da Gabbros und Diorite auf Grund der Zusammensetzung des Plagioklases bei 50% Anorthit getrennt werden, müssten die Gesteine des nördlichsten Zuges als Diorite bezeichnet werden. Diese Gesteine sind aber geologisch von den südlicheren gabbroiden nicht getrennt (vgl. Karte). Die mit ihren basischen Plagioklasen als Gabbros zu benennenden Gesteine hinwieder weichen mineralogisch und texturell immer wieder stark von gewöhnlichen Gabbros ab. Sie führen Granat, jedoch in so willkürlicher Verteilung und Anreicherung, dass die Bezeichnung Granatgabbro bestenfalls für diffuse Bezirke innerhalb des gewöhnlichen Gabbros eine gewisse Berechtigung hätte. Partienweise nehmen sie durch die Vorherrschaft von Orthopyroxen noritischen Charakter an. Die Bänderung, das dominierende Texturmerkmal der meisten hellen Züge, wird mit der Bezeichnung Gabbro nicht erfasst. Um nicht jeden einzelnen Aufschluss anders etikettieren zu müssen und dem heterogenen Charakter der plagioklasreichen Gesteine Rechnung zu tragen, benütze ich für sie die eher unbestimmte Bezeichnung gabbroide Gesteine und schliesse darin auch die mit dem „Gabbro“ congenetischen Diorite ein. Ich stelle

damit die helleren Gesteine gesamthaft in petrographischen Gegensatz zu den Peridotiten und verwende für sie — in Ermangelung eines treffenderen Namens — eine Bezeichnung, die ihre pauschale Zusammensetzung nur andeutet und keinen Bezug auf die Textur nimmt.

Struktur

Die orthorhombischen Pyroxene sind von Klinopyroxen und Hornblende, Klinopyroxene durch Hornblende, oft verdrängt worden. Resorptionskristalloide sind daher häufig. Gegenüber Plagioklas haben die meisten Mafite eingebuchtete Ränder, und sie können durchsiebt und als zum Teil idiomorphe Relikte im Feldspat eingeschlossen sein. Da aber die Gemengteile mittel- bis grobkörnig sind, fallen solche Resorptionsformen nicht stark ins Gewicht und lassen den Gesamteindruck eines Mosaikgefüges unbeeinträchtigt. Undulöse Auslöschung ist fast an allen Körnern festzustellen.

Die durch Kataklase veränderten, sekundären Gefüge sind in WALTERS Arbeit beschrieben und abgebildet. Die Stärke der Deformation reicht von einfachen Kornverbiegungen bis zu dichten, isotropen Mylonitstreifen.

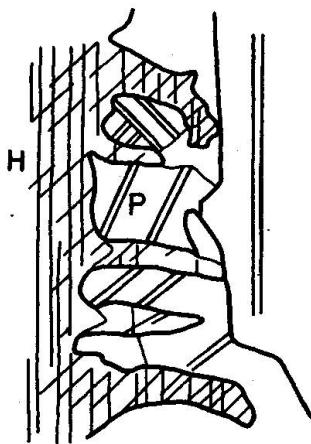


Fig. 6. Symplektitische Verwachsung randlich resorbiertener Hornblende (H) mit Plagioklas (P).

In den gabbroiden Gesteinen wie in den Hornblenditen sind Plagioklas und Hornblenden mit ihren Randzonen hier und da *symplektitisch* verwachsen. Der Rand der Hornblende ist teilweise aufgelöst worden und zwischen den stehengebliebenen dornartigen Stengeln hat sich Plagioklas eingenistet (Fig. 6). Diese Dorne sind untereinander mehr oder weniger parallel oder im Falle eines buchtigen Eindringens der Zersetzungsfroz konzentrisch angeordnet. Ein arabeskenartiges Bild ergab sich, wenn ein breiterer Bereich zersetzt wurde und von der Hornblende nur skelettartige Überreste zurückblieben. Die Skelette sind nicht selten aus idio-

morphen Stengelchen mit sauberen Prismenflächen zusammengesetzt und können durch ein solches Stengelchen mit dem Grosskorn noch verbunden sein. Wenn sie vom Grosskorn losgelöst sind, haben sie keine bestimmte Lagebeziehung zueinander und sind im Plagioklasplaster beliebig orientiert. Dornen und Skelette sind bis zur Farblosigkeit ausgebleicht. Sie haben geringere Licht- und Doppelbrechung als das Stammkorn und löschen in einer anderen Stellung als dieses aus. Die chemische Zusammensetzung muss eine Änderung erfahren haben, aber die typische Spaltbarkeit sichert immer wieder den Hornblendecharakter der Fragmente.

Grössere Plagioklase der Symplektite können mehrere Hornblende-stengel als Überindividuen umgeben, und manchmal wurzeln Einwachsungen von Plagioklas unmissverständlich in einem Grosskorn und löschen einheitlich und mit diesem gleichzeitig aus. Der Symplektit-plagioklas und der Hauptgemengteilplagioklas gehören zusammen und sind gleichzeitig miteinander auskristallisiert. Da eine chemische Veränderung nur an den Hornblenden, nie aber an den am Symplektit beteiligten Teilen eines Plagioklases festgestellt wird, ist anzunehmen, dass die Hornblenden schon vor der Plagioklaskristallisation randlich aufgelöst waren und dass diese Art von Verwachsungen aus Resorptionsvorgängen hervorgegangen ist.

Textur

Den gabbroiden Gesteinen wird durch den wiederholten Wechsel von hellen, anorthositischen zu dunklen mafitischen Lagen eine deutliche *Bänderung* verliehen (Fig. 7). Die hellen Bänder variieren jedoch in ihrer Breite stark und lösen sich oft schon nach geringer Erstreckung in diffus zergehende Feldspatstreifen auf. Für den Wechsel von Lage zu Lage kann keine Regel gefunden werden. Zwischen hornblenditischen und pyroxenitischen und zwischen mafitischen und anorthositischen Extremgliedern sind alle Übergänge vorhanden. Granat kommt zuweilen in körnigen Partien neben Plagioklas und Hornblende vor und tritt angereichert in dunklen Lagen auf. Er bevorzugt aber die Stellung zwischen anorthositischen und mafitischen Bändern. Partienweise ist die Bänderung abgeschwächt und geht über gneissige in massive Texturbezirke über; oft ist sie auch verzerrt und verbogen und gibt den Gesteinen ein fluidalschliefiges Aussehen. Dunkle Bänder können leicht boudiniert und vom hellen Material umflossen sein. In einem grossen, leukokraten Block im mittleren R. del Motto ist ein mafitisches Band zerbrochen. Seine Bruchstücke sind eckig und liegen frei in der hellen „Grundmasse“.



Fig. 7. Gebändertes, gabbroides Gestein unter der Ponte Provola, von einem Gangmylonit durchzogen. Als Massstab dient der Abklatsch einer nassen Hand.

Die Lagerungsverhältnisse zum Peridotit

Die Grenzgebiete zwischen peridotitischen und gabbroiden Gesteinskörpern sind Bereiche mechanischer Inhomogenität. Nachkristalline Bewegungen und die mit ihr in Zusammenhang stehende epithermale Mineralumwandlung, hauptsächlich die Serpentinisierung, haben deshalb die primären Kontakte grossenteils verwischt und überdeckt.

An einer ungestörten Stelle, beim Übergang von der Alpe Torriggia in den von der Alpe Polunia herkommenden Pfad, lässt sich sehen, dass die Peridotite in einem allmählichen Wechsel in die gabbroiden Gesteine übergehen. Der Wechsel besteht zur Hauptsache darin, dass der Peridotit pyroxen- und hornblendereicher wird, eine nahezu pyroxen-

hornblenditische Randfazies erhält und darin zunächst in wenigen Flocken, später in lockeren Linsen und Bändern Feldspatsubstanz aufnimmt. Entsprechende Beobachtungen an der Testa di Misello wurden schon von WALTER erwähnt. In diesen Übergangszonen findet man typische Mineralfazies, die im Peridotitstock an keiner andern Stelle zustande gekommen sind: hornblendereiche Pyroxenite (Diopsid und/oder Bronzit und Hypersthen), hornblendeführende Granatpyroxenite (vorwiegend Klinopyroxen) und die braunen Hornblendite, die hie und da Granat führen. Alle Übergangsgesteine enthalten reliktischen Olivin.

An der Costa della Colmine liegen die Verhältnisse etwas anders. Innerhalb einer 50 m breiten Zone wechselt sich schmale Bänder rein peridotitischer und gabbroider Zusammensetzung miteinander. Der Peridotit scheint aufgeblättert worden zu sein und mit den gabbroiden Gesteinen einen festen Injektionsverband zu bilden.

Einige in die Länge gezogene, dichte Linsen im gebänderten, gabbroiden Gestein unter der Ponte Prevola haben eine dunkle, braungraue, von den gewöhnlichen mafischen Bändern abweichende Farbe. Gegen aussen nehmen sie hornblenditischen Charakter an. Die mikroskopische Untersuchung zeigte, dass sie einen peridotitischen Kern besitzen, der durch Vermittlung pyroxenitischer und hornblende-pyroxenitischer Übergangsglieder in den Hornblendit des Randes übergeht.

Eine gleichwertige, jedoch stark serpentinisierte Linse von etwa 2 m Länge steckt am westlichen Ausgang von Finero im schwarzüberkrusteten, gabbroiden Gestein.

Zweifellos sind auch die gabbroiden Gesteine intrusiver Entstehung.

C. Mikroskopische Beschreibung der Mineralien in den basischen Gesteinen

Pyroxene

Der Bronzit und der diopsidische Augit der Peridotite treten mit allen ihren beschriebenen Eigenschaften auch in den Hornblenditen und in den gabbroiden Gesteinen auf. Als neuer Orthopyroxen erscheint *Hypersthen*. Unter dem Mikroskop ist er schwer zu erkennen, denn der einzig erfassbare Unterschied zum Bronzit besteht in seiner lichtroten Färbung. Auf dem U-Tisch wurde ein negativer Achsenwinkel von 68° gemessen, der nach TROEGER einen FeSiO_3 -Gehalt von 70 Mol. % angibt.

Die Klinopyroxene sind häufig einer leichten deutischen Uralitierung anheimgefallen.

Hornblende

Die *grünen Hornblenden* sind in allen Gesteinen des Peridotitstocks identisch; sie haben optisch durchwegs pargasitischen Charakter. Diese Feststellung weicht von den Befunden BERTOLANIS (1954b) im Sesiatal ab, nach denen in den ultrabasischen Gesteinen eine pargasitische, in den basischen aber eine basaltische Hornblende vorkommt.

Braune Hornblenden mit grosser Farbintensität im Schliff und auch makroskopisch mit deutlich brauner Farbe sind ausschliesslich Gemengteile der gabbroiden Gesteine und der braunen Hornblendite. Sie haben einen markanten Pleochroismus: n_x hellrosabraun, n_y gelblich, n_z braun. Nach meinen Messungen, die im Widerspruch zu denen von WALTER stehen, weisen auch die braunen Hornblenden positive Achsenwinkel auf:

$2V_z$	80°	Z/c	16°
	88°		12°
	89°		18°

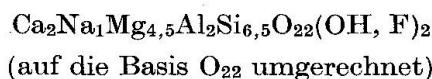
Die braune Hornblende ist damit auch pargasitisch, hat aber einen etwas grösseren Achsenwinkel als die grüne Hornblende.

Aus dem Schliffbild kann keine eindeutige Übersicht über die Strukturverhältnisse der beiden Hornblenden gewonnen werden. Jede kann als gleich orientierter Saum die andere umgeben. Die grüne Hornblende ist oft braun gefleckt, und die braune bleicht aus und nimmt einen Grünton an. Meist sind aber beide auf kleinstem Raume ohne Wechselbeziehung primär nebeneinander ausgeschieden worden.

Nach SUNDIUS (1946) ist in Ca-reichen Hornblenden Si nie in der Maximalmenge 8 vorhanden; es kann ersetzt werden durch NaAl; MgSi durch AlAl. SUNDIUS' Typenformel für Pargasit lautet:

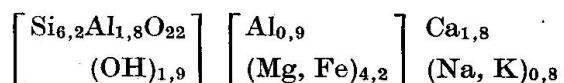


Abweichend davon gibt BERMANN (1937) für Pargasit eine Formel an, die etwas mehr Mg und weniger Al enthält:

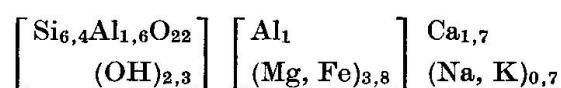


Aus den eigenen Analysen ergeben sich die Formeln:

A. Grüne Hornblende aus Hornblendit im oberen R. del Motto:



B. Braune Hornblende aus Hornblendit zwischen Peridotit und mittlerem Gabbrozug im R. del Motto:

Tabelle 1. *Hornblendeanalysen*

1 (grüne) und 3 (braune) sind der Arbeit von WALTER entnommen. Die Hornblenden stammen aus Hornblenditen des Valle Monedasco. 2 (grüne) und 4 (braune) sind neue Analysen von Hornblenden aus Hornblenditen im R. del Motto.

Kolonne I: Gewichtsprozente, Kolonne II: Kationenprozente

	1		2		3		4	
	I	II	I	II	I	II	I	II
SiO ₂	43,39	38,8	43,4	40,1	40,63	38,4	44,6	41,5
Al ₂ O ₃	14,06	14,8	15,9	17,3	14,13	15,7	15,9	17,4
Fe ₂ O ₃	3,98	2,7	1,4	1,0	3,82	2,7	2,3	1,6
FeO	4,18	3,1	6,7	5,2	9,59	7,6	8,3	6,5
MgO	17,06	22,7	15,1	19,5	12,73	17,9	12,2	17,0
CaO	11,61	11,1	11,5	11,4	11,50	11,6	11,2	11,2
Na ₂ O	2,86	4,9	2,4	4,3	1,73	3,2	2,4	4,3
K ₂ O	0,43	1,6	0,8	0,9	0,99	1,2	0,4	0,4
MnO	0,02		Sp.		0,02		0,1	
TiO ₂	0,39	0,3	0,4	0,3	2,32	1,7	Sp.	
H ₂ O	2,10		2,0		2,52		2,4	
Cr ₂ O ₃			0,2					
	100,01		99,8		100,08		99,7	

Analytiker:

J. JAKOB

H. SCHWANDER

J. JAKOB

H. SCHWANDER

Niggliwerte

si	78	81	77	87
al	15	17,5	15,5	19
fm	57,5	54	57	53
c	22	23	23,5	23
alk	5,5	5	4	5
ti	0,54	0,56	0,33	0
k	0,25	0,17	0,27	0,09
γ	0,196	0,163	0,174	0,163
mg	0,789	0,771	0,634	0,676
Q	14,5	19,1	17,0	21,8
L	32,1	31,8	30,1	33,4
M	53,2	49,1	51,2	44,8
Ru	0,2	—	1,7	—

Sie weichen von den beiden obenstehenden Formeln gleichermassen ab und entsprechen etwa ihrem Mittelwert.

Dass die pargasitischen Peridotithornblenden nicht nur optisch, sondern auch chemisch von den basaltischen Hornblenden, die gewöhnlich in basischen Gesteinen zur Ausbildung gelangen, abweichen, geht aus dem Ca-Mg-Fe-Dreieck (Fig. 8) hervor. Darin sind die vier analysierten

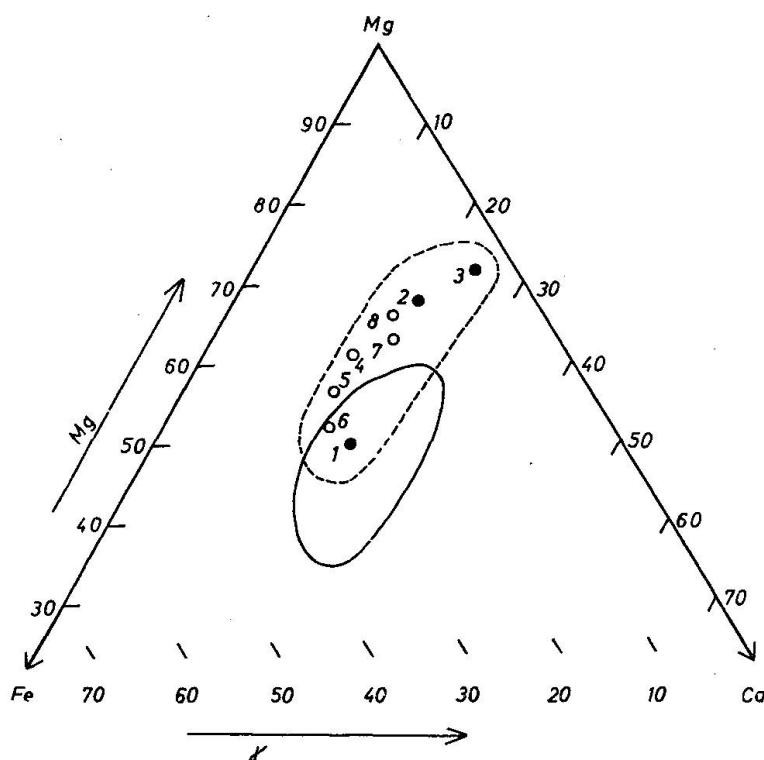


Fig. 8. Projektionsorte pargasitischer Hornblenden im Mafit-Dreieck Ca-Mg-Fe.

Hornblenden aus dem Peridotitstock mit drei der namengebenden finnischen Pargasite vereint. Die Pargasite treten als Kontaktmineralien in den archaischen Marmoren der Provinz Pargas (Finnland) auf. Sie wurden von LAITAKARI (1921) optisch und chemisch untersucht. Makroskopisch schwarz oder grün zeigen sie im Dünnschliff nur blasse Färben und weisen positive optische Achsenwinkel auf. Damit unterscheiden sie sich von den andern im Dünnschliff schwach gefärbten Hornblenden, die alle optisch negativ sind.

Zur Ergänzung wurde eine Hornblende aus einem neulich beschriebenen Peridotit in Venezuela eingetragen, die ebenfalls pargasitische Optik hat (Mc KENZIE, 1960).

	mg	γ	
1	0,64	0,21	Pargasit Typ 1 (LAITAKARI)
2	0,85	0,2	Pargasit Typ 2 (LAITAKARI)
3	0,95	0,24	Pargasit Typ 3 (LAITAKARI)
4	0,77	0,16	Grüne Hornblende aus Peridotitstock (SCHWANDER)
5	0,67	0,16	Braune Hornblende aus Peridotitstock (SCHWANDER)
6	0,8	0,2	Grüne Hornblende aus Peridotitstock (JAKOB)*)
7	0,63	0,17	Braune Hornblende aus Peridotitstock (JAKOB)*)
8	0,82	0,18	Hellbraune Hornblende aus Peridotit (McKENZIE)

*) Zit. aus WALTER.

Dem Diagramm Fig. 8 ist zu entnehmen, dass die Projektionspunkte der metamorphen Pargasite weit auseinander liegen und dass sich die der magmatischen gut in diesen grossen Variationsbereich einfügen. Mit der ausgezogenen Linie ist das Feld der wichtigsten gewöhnlichen und der basaltischen Hornblende umfahren (BURRI und NIGGLI, 1945). Das gestrichelt abgegrenzte Feld der pargasitischen Hornblenden überdeckt einen Teil davon, erstreckt sich aber darüber hinaus längs einer etwas kleinerwertigen Ca-Linie in das Gebiet höherer Mg- und niedrigerer Fe-Werte.

Granat

In den Schliffen sind die Granate schwach rosa gefärbt und von parallelen kataklastischen Rissen durchsetzt. Ihre Lichtbrechung pendelt zwischen 1,743 und 1,768 um den Durchschnittswert 1,754.

Die Granate erreichen alle Idiomorphiegrade und sind oft von Kelyphithüllen umgeben. Sie sind frei von Einschlüssen oder umschliessen als amöbenartige Poikiloblasten gerundete Körner aller Haupt- und Nebengemengteile. Dasselbe Granatkorn, das einen Plagioklas eingeschlossen hält, kann von freiem Plagioklas tief ankorrodiert sein. Der Anorthitgehalt der Plagioklaseinschlüsse stimmt dabei immer mit dem der freien Plagioklase überein und variiert mit diesem von Band zu Band. Das Wachstum der Granate hat während der Frühphase der Plagioklaskristallisation stattgefunden, ist von dieser aber überdauert worden.

Die chemische Analyse ergab für einen Granat mit $n = 1,758$ folgende Zusammensetzung:

	Gew. %	Kat. %	Niggliwerte	
SiO ₂	40,7	37,9	si	77,3
Al ₂ O ₃	23,5	25,7	al	26,5
Fe ₂ O ₃	0,4	0,2	fm	62,6
FeO	15,8	12,7	e	11,9
MgO	12,5	17,3	alk	—
CaO	5,9	5,9	ti	0,3
MnO	0,5		Q	26,3
TiO ₂	0,1	0,3	L	17,7
H ₂ O	0,4		M	55,7
	99,6	100,0	Ru	0,3

Spektralanalyse: H. SCHWANDER

Molekulare Zusammensetzung:

Pyrop	48,2 %	(42—61)
Almandin	34,2 %	(25—40)
Grossular	15,2 %	(12—22)
Spessartin	1,3 %	(0— 2)
Andradit	1,1 %	(3—15)

Formel:



Der analysierte Granat liegt im chemischen Variationsbereich der Eklogitgranate, der nach SUBRAMANIAM (1960) von den zwischen Klammern gesetzten Werten begrenzt wird.

In der östlichen Ivreazone sind ausser den basischen Gliedern des Peridotitstockes die Eruptivgesteine primär granatfrei. Sie können aber bei randlicher Kontamination mit kinzigitischen Gesteinen grössere Mengen Granat sekundär aufgenommen haben (Gabbro von Anzola, vgl. HUTTENLOCHER, 1942, und SCHILLING).

Ein direkter chemischer Vergleich zwischen Granaten aus dem Peridotitstock und Granaten der Kinzigitserie ist nicht möglich, da die Kinzigitgranate wegen ihrer poikilitischen Verwachsung mit andern Mineralien nicht in der für eine Analyse erforderlichen Reinheit separiert werden können. Es wurde deshalb, angeregt durch die Arbeit von R. FRIETSCH (1957) "Determination of the composition of garnets without chemical analysis", neben dem Brechungsindex aus dem Pulverdiagramm einer Röntgenaufnahme die Gitterkonstante der beiden Granate bestimmt:

	a	n
Granat aus Kinzigit	11,521	1,801
Granat aus Peridotitstock	11,574	1,758

Fig. 9 gibt einen Ausschnitt aus einem Diagramm von FRIETSCH wieder. Im Koordinatensystem der Lichtbrechungswerte und der Gitterkonstanten sind Punkte von Granaten eingetragen, von denen neben den optischen und kristallographischen Größen auch die chemische Zusammensetzung bekannt ist. Die Abhängigkeit der Koordinatenwerte vom Chemismus des Granates ist noch nicht klar erfasst, eine Interpolation zwischen den eingezeichneten Punkten deshalb nicht statthaft. Es geht aber deutlich hervor, dass G_1 der Projektionspunkt des Granates aus einem Hornblendit des Peridotitstocks, in Übereinstimmung mit der chemischen Analyse, in die Nachbarschaft von Granaten mit hohem

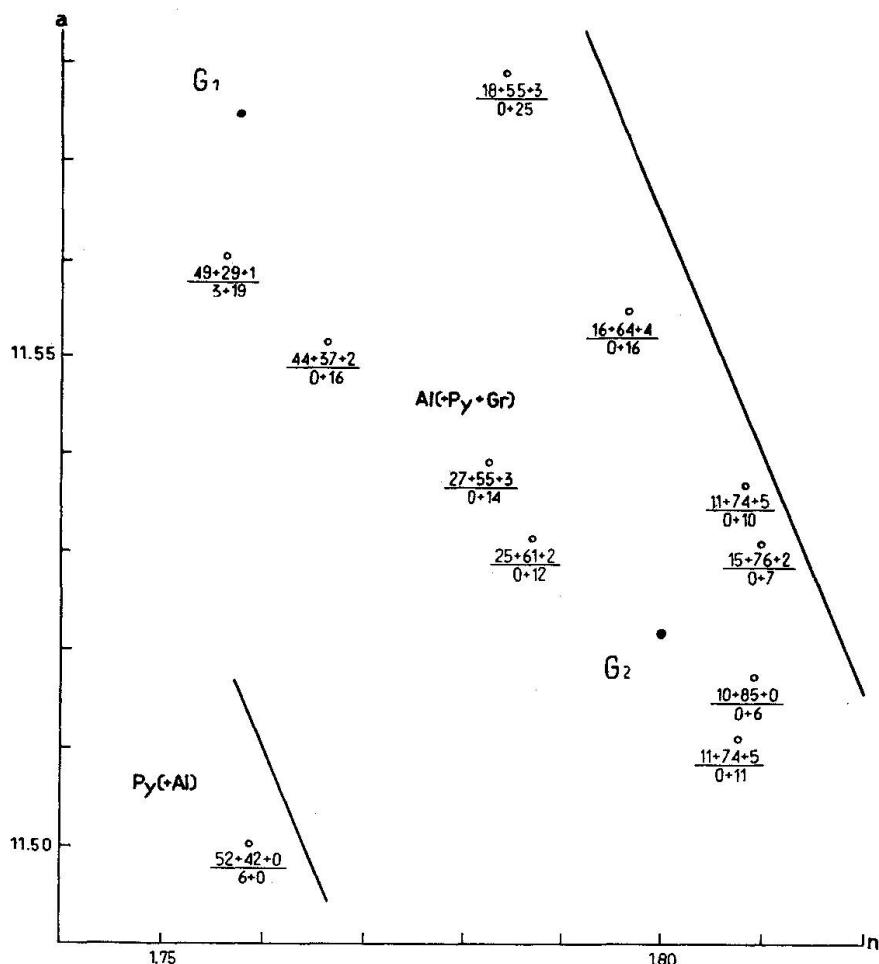


Fig. 9. Elementarzellengröße und Brechungsindex chemisch analysierter pyropreicher und almandinreicher Granate nach FRIETSCH (1957).

$$\frac{Py + Al + Sp}{An + Gr} \text{ in \%}$$

Py = Pyrop, Al = Almandin, Sp = Spessartit, An = Androdit, Gr = Grossular.

Pyropanteil zu liegen kommt, der Punkt G_2 des Kinzigitgranates hingegen in einen Bereich, in dem das Almandinmolekül vorherrscht. Almandinreicher Granat hat seine Verbreitung vorwiegend in metamorphen Gesteinen, während pyropreicher Granat sich hauptsächlich in Serpentinen und Eklogiten findet.

Plagioklas

Die Plagioklase präsentieren sich in erstaunlicher Frische in glasklaren Körnern und sind nur selten bestäubt. Ihre molekulare Zusammensetzung variiert, wie angegeben, zwischen Andesin und Anorthit. Im Zusammenhang mit Drehtischuntersuchungen wurden zwei Bytownite (An 79,8, An 87,6) aus gabbroidem und ein Anorthit (An 90,8) aus hornblenditischem Muttergestein von Herrn Dr. A. GLAUSER im hiesigen Institut chemisch analysiert (vgl. GLAUSER und WENK, 1957).

Mit Ausnahme von wenigen Körnern sind die Plagioklase regelmässig in zwei Richtungen nach dem Albit- und dem Periklingesetz verzwilligt; vereinzelt ist auch das Karlsbadergesetz verwirklicht. Oft haben die Lamellen, hauptsächlich die breiteren, unregelmässig verlaufende Grenzen und enden in einer Spitze oder in spitzen Fasern. Die Verwachsungszwillinge werden häufig von unscharf begrenzten Druckzwillingen in schiefer Richtung überdeckt. Einige Körner löschen diffus-zonar aus.

Auf Grund statistischer Untersuchungen hat GORAI (1951) die Zwillingsgesetze der Plagioklase in die Typen A (Albit-, Periklinzwillinge) und die Typen C (Karlsbader-, Bavenoerzzwillinge, Komplexzwillinge) unterteilt. Die A-Typen betrachtet er als charakteristisch für metamorphe oder metasomatische Feldspäte, die C-Typen als charakteristisch für Feldspäte aus unmetamorphen Eruptivgesteinen. TURNER (1951) ist durch eigene Untersuchungen zum gleichen Schluss gekommen. Die Feldspäte des Peridotitstockes, in denen die A-Zwillinge dominieren, müssten dieser Regel zufolge metamorph sein oder metasomatischen Ursprung haben.

D. Deuterische, symplektitbildende Umwandlungen

In den plagioklashaltigen Partien der basischen Gesteine sind bei der Umwandlung verschiedener Gemengeile feinstrukturierte symplektitische Korngemenge entstanden. Es sind zwei Gruppen zu unterscheiden:

1. Symplektite, die aus der Umwandlung von Hornblende und Pyroxenen hervorgegangen sind. Sie sind selten im Innern der gabbroiden

- Körper zu finden, recht häufig dagegen in den plagioklashaltigen Übergangsgesteinen zwischen gabbroiden und peridotitischen Zügen.
2. Symplektite, die bei der Umwandlung des Granates in Hornblende auftreten und einen Spezialfall der Kelyphitisierung darstellen. In allen granathaltigen Partien.

Symplektite, die der ersten Gruppe analog sind, haben LACROIX (1900) in leicht metamorphen Pyroxeniten der Pyrenäen und EIGENFELD-MENDE (1948) in Metabasiten des Südschwarzwaldes beobachtet.

Symplektitbildung mit Beteiligung von Granat spielt vor allem bei der Umwandlung von Eklogiten eine grosse Rolle und ist an den basischen Gesteinen der Tessiner Wurzelzone in neuerer Zeit von mehreren Autoren detailliert untersucht und chemisch berechnet worden (DAL VESCO, 1953; FORSTER, 1948; WANG, 1936). Aus Omphazit allein sowie aus der Reaktion von Granat und Omphazit entstehen als Zerfalls- und Umwandlungsprodukte Plagioklas und Hornblende in feinsymplektitischer Verwachsung. In den zitierten Beispielen ist die Umwandlung in festem Zustand vor sich gegangen und deshalb als metamorpher Vorgang betrachtet worden. WANG vermutete sogar, dass den Symplektiten generell die genetische Bedeutung von metamorphen Strukturen zukomme. In den Gesteinen von Finero weisen sie aber gegenüber dem Plagioklas Resorptionsspuren auf: sie sind buchtig zurückgedrängt worden oder liegen als inselartige Skelette von den Kornresten getrennt im Hauptgemengteilplagioklas. Ihre Bildung war vor der endgültigen Gesteinserstarrung erfolgt und ist deshalb nach der Definition von SEDERHOLM (1916) als deuterischer Vorgang zu bezeichnen.

Eine chemische Berechnung der Symplektitbildung als Moleküllumgruppierung in einem geschlossenen System führte weder für den Zerfall von Pyroxen und Hornblende noch für die Granatumwandlung zu Erfolg. In beiden Fällen fand ein Stoffaustausch mit der zuletzt kristallisiierenden plagioklasabscheidenden Phase statt. Die Verwandtschaft mit den oben angeführten Verwachsungen beschränkt sich damit auf das strukturelle Äussere.

Da die chemische Zusammensetzung der plagioklasliefernden Lösungen (vgl. Abschnitt über Genese) unbekannt ist, wird auf den rein spekulativen Versuch, die Symplektitbildung chemisch zu formulieren, verzichtet und nur eine Darstellung der mikroskopisch erfassbaren Veränderungen gegeben.

1. Umwandlung von Hornblende und Pyroxen

Die Umwandlung setzt mit dem Erscheinen von grünem Pleonast in den noch intakten Randgebieten ein. Der Spinell hält sich keulenförmig oder als Würmchen in geradem oder gezacktem Verlauf an die Spaltisse, krümmt und windet sich aber auch frei von kristallographischen Bindungen. Gegenüber dem Kornzentrum zeigt die spinellbesetzte Zone zunächst noch keine Veränderung der Doppelbrechung.

Verringerung der Doppelbrechung und Veränderung der Auslösungsschiefe leiten in der *Hornblende* zur Sympelktitbildung über. Es entstehen — mit schwacher Vergrösserung gesehen — graue, faserige und büschlige Aggregate (Fig. 10). Die Fasern dieser Aggregate sind leicht gekrümmt oder einfach geschlängelt und untereinander parallel.

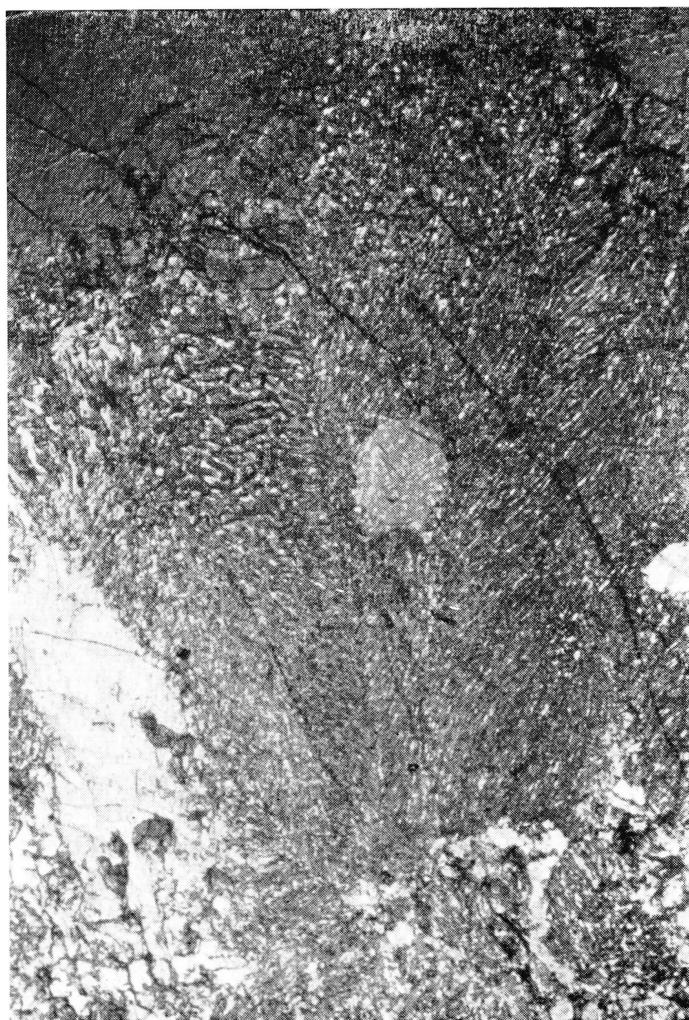


Fig. 10. Zerfall einer Hornblende in ein feinstrahliges, symplektitisches Aggregat von Plagioklas und spinellbesetztem Pyroxen.

Petrographisch-Geologische Kartenskizze

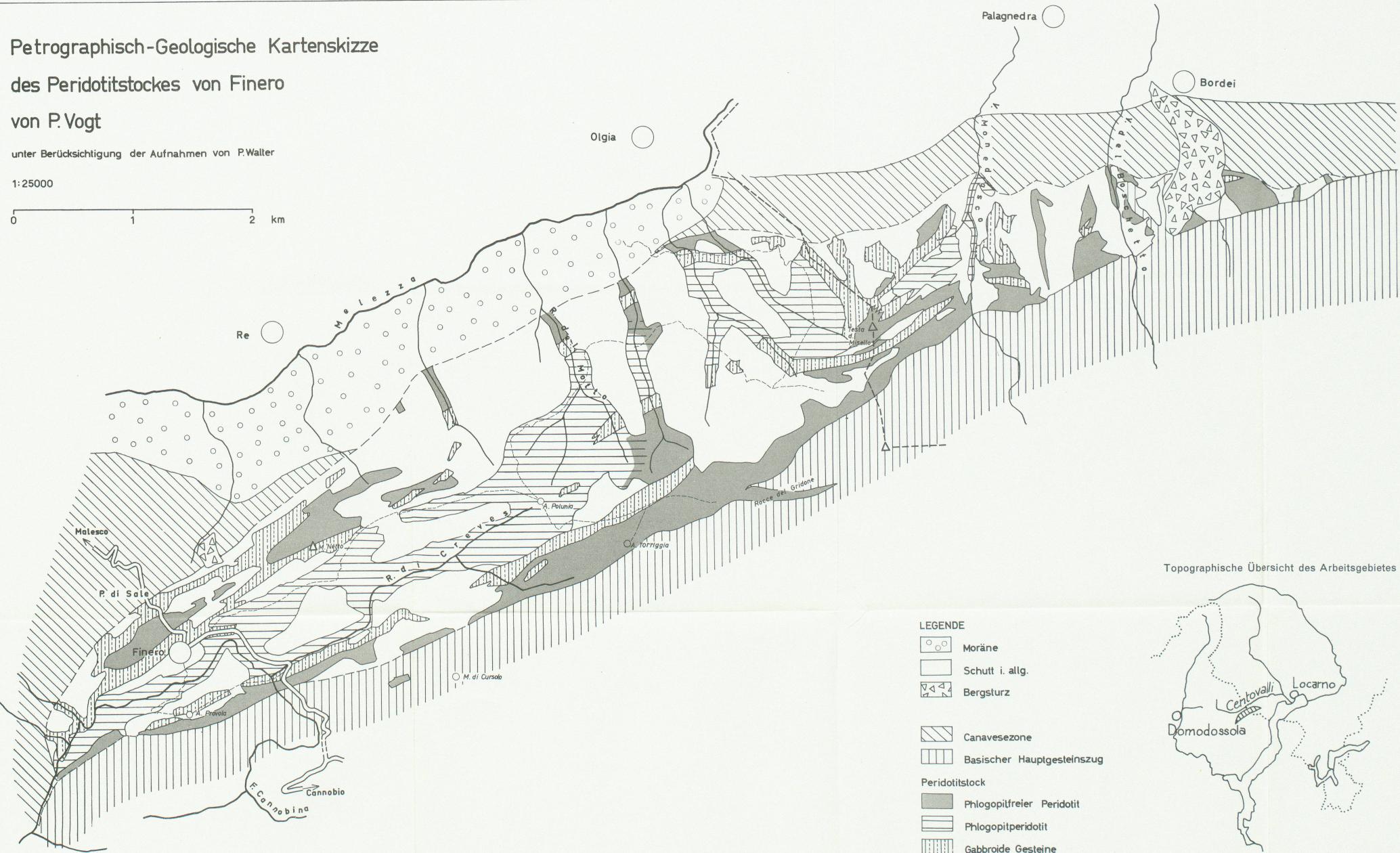
des Peridotitstocks von Finero

von P. Vogt

unter Berücksichtigung der Aufnahmen von P. Walter

1:25000

0 1 2 km



Leere Seite
Blank page
Page vide

Die Orientierung ihrer Längsachse ist feldweise verschieden. Feldgrenzen können von einer kettenartigen Reihe kleiner Spinell- und Plagioklas-körnchen besetzt sein. Die einzelnen Fasern sind so fein, dass sie erst bei stärkster Vergrösserung zu individualisieren sind. An den Zwillings-lamellen erkennt man Plagioklas; daneben ein zweites, höher licht- und doppelbrechendes Mineral, das deutliche Spaltrisse quer zur Längsachse hat. Die Einmessung auf dem U-Tisch ergab einen Winkel von 92° zwischen Aussenkante und Querrissen. Dieser Winkel ist typisch für einen Pyroxen. Eine nähere Charakterisierung kann jedoch nicht gegeben werden, da sich Auslöschungsschiefe und optischer Achsenwinkel nicht genau bestimmen lassen. In den Pyroxenfasern sind als dritte Symplektitkomponente isotrope Spindeln von Spinell eingebettet. Diese Spindeln sind äusserst fein (0,02 mm), unregelmässig und können sich verästeln oder verzweigen. Sie durchziehen büschelweise die Wirtfasern in ihrer Längsrichtung, oder sie sind ihnen als wirre Knäuel eingelagert.

Mengenmässig sind in einem abgegrenzten symplektitischen Feld Plagioklas und Pyroxen gleich stark vertreten. Ihre optische Orientierung ist nicht einheitlich; in der Gesamtheit eines Feldes können sie aber wie ein undulöses Mineral auslöschen.

Im allgemeinen ist die Umwandlungsreaktion im feinsymplektitischen Stadium fixiert; ausnahmsweise nur konnte sie sich weiterentwickeln. In einer Rekristallisationsphase werden die eingeschlossenen Spinell-fasern selbständig und sammeln sich in kleinen, unregelmässigen Körnern, eng vermengt mit den andern Symplektitkomponenten, die ebenfalls in rundliche und unregelmässig polygonale Körnchen umkristallisiert sind.

In der gleichen Weise wie die Hornblenden zerfallen auch *Pyroxene* (monokline und orthorhombische) in ein symplektitisches Gewebe. Die Strukturbilder stimmen in allen Einzelheiten überein. Der spinelltragende Partner von Plagioklas ist, da er eine grosse Auslöschungsschiefe und dieselben Querrisse zeigt, wahrscheinlich auch hier Pyroxen.

Symplektitische Verwachsungen von Pyroxen, Hornblende, Plagioklas und Spinell repräsentieren nach HUTTENLOCHER (1939) in den gabbroiden Bändern der Peridotite im Stronatal die „Verdrängung von Hornblende unter Neubildung von Pyroxen, Plagioklas und Spinell“.

2. Deuterische Umwandlung von Granat

Pyroxen, Hornblende und Granat, die im Gleichgewicht nebeneinander lagen, wandelten sich bei veränderten äussern Bedingungen unter gegenseitiger Reaktion in braune Hornblende um. Die Umwandlung

führt über eine zwischen Ausgangs- und Endgliedern vermittelnde symplektitische Struktur, in der Plagioklas und Spinell als wichtigste Zwischenprodukte auftreten.

Die Strukturbilder der als Zwischenphase auftretenden Symplektite entsprechen den schon beschriebenen. Von der Umwandlung wird der Granat immer am stärksten betroffen. Die Symplektitfasern dringen zentripetal gegen sein Inneres vor und lassen von ihm oft nur noch unscheinbare Relikte übrig, während Hornblende und Pyroxen nur ein schmales Randgebiet hergegeben haben.

Austausch von Ionen spielt sicher eine grosse Rolle: reagierende Granatkörper haben anisotrope Ränder; Hornblende und Pyroxen bleichen gegen den Reaktionssaum hin aus und verlieren an Doppelbrechung oder intensivieren ihre grüne Farbe.

Durch den Vergleich einer grossen Anzahl Beispiele konnte das folgende Bild des Reaktionsablaufes gewonnen werden:

1. In der Randzone des Mafites gegen Granat erscheint grüner Spinell (der Einfachheit halber steht Mafit für Pyroxen oder Hornblende).
2. Die spinellbesetzten Partien bleichen aus oder vertiefen ihr Grün, verkleinern die Doppelbrechung und ändern die Auslöschungsschiefe (Fig. 11).
3. Unter sukzessivem Verzicht auf seine kleinkörnige, wurmartige Ge-

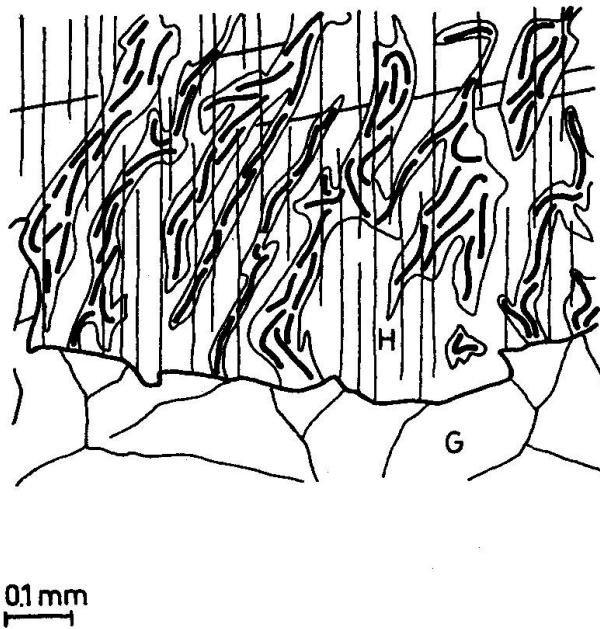


Fig. 11. Spinellausscheidung (schwarz) in Hornblende (H) am Kontakt mit Granat.

- stalt schickt der Spinell senkrecht zum Granatrand büschelweise Spindeln aus.
4. Der Mafitrand zerfasert; in länglichen Leistchen zwängt sich Plagioklas ein; Spinellspindeln sind verteilt in den Mafitfasern; der Granatrand wird ankorrodiert. In diesem Stadium umgeben die Reaktionsprodukte die Granate als kelyphitische Säume. Der angegebene Weg zeigt nur eine der Möglichkeiten der Kelyphitbildung. Granat legt sekundär auch gegen andere Mineralien einen Kelyphitmantel um sich.
 5. Der Kelyphitsaum verbreitert sich, hauptsächlich auf Kosten des Granates. In den älteren, äussern Zonen wird er grobkörniger; die disziplinierte Faserordnung wird zugunsten eines wirren, unübersichtlichen, feinkörnigen symplektitischen Gewebes aufgegeben.
 6. Spinell macht sich frei und sammelt sich in einer selbständigen, körnigen Phase.
 7. Im weiteren Verlauf der Rekristallisation setzt auf Kosten der Symplektitgemengteile das Wachstum von brauner, pargasitischer Hornblende ein. Die Vergrößerung des Symplektiten hört damit auf; über eine gewisse Korngrösse hinaus kann nur die braune Hornblende gehen.
 8. Ende der Reaktion: das symplektitische Gemenge ist aufgezehrt, und seinen Platz nimmt braune Hornblende ein. Der ursprünglich hypidiomorphe Granat hat xenomorphe, fingrige Umrisse und ist mit ihr eng verwachsen.

In Schliffen *pyroxenfreier* Granat-Hornblendite stehen beide Gefüge- teile an der einen Stelle in primärer, granoblastischer Gestalt miteinander im Gleichgewicht — die grünliche, pargasitische Hornblende neben dem rötlich schimmernden Granat —, während sie an andern unter gegenseitiger Reaktion in Umwandlung begriffen sind. In den Symplektiten fehlt die braune Hornblende. In derselben Art wie diese kann aber die grüne Hornblende mit stark ankorodierte, xenomorphem und randlich anisotropem Granat verwachsen sein. Die auffällige Analogie lässt vermuten, dass auch die grüne Hornblende auf dem Umweg über einen Symplektiten in diese Stellung gelangt ist. Man begegnet ihr auch tatsächlich mitten in den symplektitischen Gemengen in überdurchschnittlicher Grösse. Eine andere Stütze für diese Vermutung ist die Tatsache, dass Spinell nie als lageunabhängiger Nebengemengteil auftritt. Als solcher könnte er aus einer Neukristallisation hervorgehen, falls er ein Endprodukt wäre.

Wir haben damit die erstaunliche Erscheinung, dass eine instabil gewordene Paragenese nach dem Zerfall in verschiedene Zwischenprodukte

in einem neuen Mengenverhältnis rekristallisiert. Granat muss dabei der Hornblende das Feld räumen. Bei der dazu notwendigen chemischen Stoffverschiebung haben die plagioklasliefernden Lösungen als Ausgleicher gedient.

Die in den untersuchten Gesteinen sekundär entstandenen Kelyphite zeigen das gewohnte Bild einer dichten Corona und sind feinfaseriger als die deuterischen. An ihrer Bildung hatten neben den Mafiten auch Plagioklas teil.

E. Hydrothermal-epizonale Umwandlungen in den basischen Gesteinen

Das schon für die Serpentinisierung angegebene örtliche und zeitliche Zusammensehen der hydrothermalen Umbildung mit der Kataklase trifft man auch in den gabbroiden Gesteinen. Der nördlichste, am nächsten an der insubrischen Linie gelegene Zug wurde am stärksten erfasst. Eine vollständige, epizonale Paragenese hat sich jedoch auch in dieser exponiertesten Lage nicht eingestellt. Die hydrothermale Umwandlung hat die in epi-Bereichen üblichen Mineralien hervorgebracht. Ihre Wirkung auf die einzelnen Gemengteile sei in einer kurzen Liste skizziert:

Orthopyroxene: Talkisierung und Aktinolithisierung.

Klinopyroxen: Sporadisch in Antigorit umgewandelt, später entsteht auf Kosten des Serpentins Talk; Umsetzung in Aktinolith dominierend, häufig in stengeligen Pseudomorphosen; aus Cr-Pyroxen vereinzelte Smaragditnadeln Chlorit- und Zoisitbildung untergeordnet.

Hornblende: Hauptsächlich in Aktinolith übergeführt (Aktinolithnest mit dichten nephritischen Rändern), hie und da in Smaragdit; daneben Zerfall in Chlorit, Epidot und Plagioklas.

Granat: In Aggregate von Prochlorit, Klinochlor oder Epidot zerfallen.

Plagioklas: Ist sehr lange stabil; in einem einzigen Schliff aus einem vollständig zersetzen Band durch Prehnit und (Albit [?]) ersetzt.

Bei der Zersetzung der deuterischen *Symplektite* bestätigt es sich, dass Spinell von allen Gemengteilen die geringste Widerstandskraft gegen hydrothermale Einwirkung hat. Er verschwindet als erster Gemengteil aus dem Symplektit und wird durch Klinochlorschüppchen ersetzt.

Aus der Hornblende entsteht mit hohem Relief und anomaler Doppelbrechung ein Klinozoisit. Indem er die Position und zum Teil auch die Form der Hornblendewürmchen übernimmt, bildet er die symplektitische Struktur nach. Der Plagioklas hält sich lange. Er kann noch frisch sein, wenn seine Partner schon vollständig zersetzt sind.

Fast alle Umwandlungen sind von Magnetitausscheidungen begleitet. Ähnlich wie bei der Maschenserpentinbildung hat das Eisenerz auch hier die Tendenz, sich zu sammeln. Es ist oft auf Korn- und Feldgrenzen und geweiteten Spaltrissen angereichert.

Die jüngsten Querklüftchen sind mit Klinozoisit oder Pistazit ausgefüllt. Die Zusammensetzung der beiden Mineralien entspricht dem chemischen Inhalt der hydrothermalen Spätlösungen. Diese letzten Lösungen reagierten nicht mehr mit den einzelnen Mineralien und schieden deshalb auch nicht mehr verschiedene Produkte aus.

ZUR GENESE DER GESTEINE

A. Die Peridotite

Im Peridotitstock von Finero liegt ein Intrusivverband ultrabasischer-basischer Gesteine vor, dessen Glieder geologisch und mineralogisch zueinander in intimer Beziehung stehen. Die Altersfolge der Intrusionen geht aus den Lagerungsverhältnissen klar hervor. Die Peridotite sind älter als die basischen Gesteine und drangen als erste ein. Für ihren Aufstieg benützten sie eine Schieferungsfläche im Nebengestein (PORRO) oder einen tektonisch vorgezeichneten Weg (WALTER). WALTERS Vermutung, dass sie in mehreren Schüben gefördert wurden, kann nicht bestätigt werden. Es liessen sich keine Anhaltspunkte für die genetische Selbständigkeit einzelner Teilmassen finden. Das gilt auch für den Phlogopitperidotit. Dieser geht, wie beschrieben, unter allmählichem Verlust seines Glimmers in den gewöhnlichen Peridotit über. Sein Chemismus liegt im Variationsbereich des Chemismus der phlogopitfreien Peridotite (vgl. Tab. 2). Der Glimmer macht sich mit einer Erhöhung des pauschalen K-Gehaltes um knapp ein Prozent kaum bemerkbar. Es ist daraus nicht auf eine bestimmte Differentiationstendenz zu schliessen. Damit K gebunden werden konnte und der Glimmer sowie die ebenfalls hydroxylhaltige Hornblende frühzeitig neben Olivin und Pyroxen zur Ausscheidung kommen konnten, muss die Schmelze wasserhaltig

gewesen sein und unter hohem, die Löslichkeit leichtflüchtiger Bestandteile steigerndem Druck gestanden haben.

Die Peridotite stehen heute nirgends in direkter Berührung mit ihrem ursprünglichen Nebengestein. Es mangeln deshalb Kontakterscheinungen, aus denen Rückschlüsse auf Temperatur und Zustand der intrudierenden peridotitischen Masse gezogen werden könnten. Nach HESS (1938) ist ein Wassergehalt von mindestens 5—15% nötig, um die Erstarrungs-

Tabelle 2. *Peridotitanalysen*

Kolonne I: Gewichtsprozente, Kolonne II: Kationenprozente

	1		2		3		4		5	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
SiO ₂	34,34	32,3	42,83	35,6	37,37	31,6	39,64	33,2	43,0	35,9
Al ₂ O ₃	3,65	4,0	2,12	2,0	0,28	0,3	1,51	1,5	1,44	1,4
Fe ₂ O ₃	4,75	3,3	1,84	1,2	14,34	9,1	7,17	4,5	4,13	2,6
FeO	3,45	2,8	5,71	3,9	1,17	0,9	3,61	2,5	4,10	2,8
MgO	40,65	56,8	43,12	53,5	45,11	56,5	45,59	56,9	44,40	55,2
CaO	0,38	0,4	1,82	1,6	0,57	0,5	1,05	0,9	—	—
Na ₂ O	0,11	0,2			0,54	0,9	0,21	0,3	0,36	0,6
K ₂ O	0,09	0,1			0,18	0,2	0,23	0,2	1,11	1,2
MnO	0,06		0,16	0,1	0,08		0,02		0,02	
TiO ₂	0,01				—		—		0,42	0,3
H ₂ O ⁺	11,39	1,2	0,63	1,7	0,05	0,2	0,21	0,6	0,62	1,7
H ₂ O ⁻	0,38		0,10		0,02		0,04		—	
P ₂ O ₅			0,06		—		—			
Cr ₂ O ₃	0,045		0,63	0,4	0,16		0,94		0,03	
V ₂ O ₃	0,01									
NiO	0,41		0,92		0,18		—		0,71	
S	0,21									
	100,025		99,94		100,05		100,22		100,34	

Analytiker:

G. BECK

L. HEZNER

O. FRIEDENREICH

J. JAKOB

Niggliwerte

	1	2	3	4	5
si	49,5	58	46,3	51,8	57
al	3	1,5	0,3	1,6	1
fm	96	96	98	69,5	97,5
c	0,5	2,5	0,8	1,5	0
alk	0,5	0	0,7	0,4	1,5
Q	1	6	-2,7	1,6	3,1
L	3	2,8	1,3	3,9	4,7
M	96	91,2	101,2	94,5	92,2

temperatur so stark zu erniedrigen, dass eine Schmelze peridotitischer Zusammensetzung in leichtflüssigem Zustand intrudieren kann. Ein so hoher Wassergehalt würde sich in autohydratischer Serpentinbildung zu erkennen geben. Im Peridotitstock ist Serpentin jedoch erst postmagmatisch unter dem Einfluss epigener Lösungen zur Bildung gekommen. Auch andere Gründe lassen vermuten, dass die peridotitische Schmelze H_2O -arm war. Trotz der Anwesenheit hydroxylhaltiger Amphibole und Glimmer liegt der H_2O -Gehalt der analysierten Proben mit Ausnahme von Analyse 1 unter ein Prozent. Der hohe H_2O -Gehalt der Analyse 1, der weit über dem Wassergehalt der Hornblenden und Glimmer liegt, erweckt den Verdacht, dass ein serpentiniertes Stück analysiert wurde. Protoklastische Strukturen lassen ebenfalls auf Zähflüssigkeit der intrudierenden Peridotitmasse schliessen.

Diese Indizien rechtfertigen es, sich in Anlehnung an BOWEN (1927), BOWEN und SCHAIER (1933) und HESS (1938) die peridotitische Intrusivmasse als hochviskosen Kristallbrei vorzustellen. Die nach der Intrusion in monomineralischen Bändern zur Ausscheidung gekommenen Differentiate konnten als Schmiermittel dienen und diesem Brei grosse Beweglichkeit verleihen. Ausscheidungs- und Differentiationsprozesse, die zur Bildung der Peridotite führten, hatten aber schon vor der Intrusion in der Tiefe des Magmatherdes stattgefunden.

B. Die basischen Gesteine

Nach ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihrem geologischen Vorkommen waren drei Typen zu unterscheiden:

- I. *Gabbroide Gesteine*, die in langgestreckten Zügen den Peridotit durchsetzen.
- II. *Grüne Hornblendite* als Lagergänge im Peridotit.
- III. *Braune Hornblendite* in den Kontaktzonen zwischen gabbroiden und peridotitischen Gesteinen.

Es stehen hier nur die selbständig auftretenden Typen a und b zur Diskussion. Aus ihrer genetischen Interpretation wird sich eine Deutung für die braunen Hornblendite der Kontakte von selbst ergeben.

Die gabbroiden Gesteine und die grünen Hornblendite haben zweifellos magmatisch-intrusiven Ursprung. Beide enthalten Einschlüsse von peridotitischem Nebengestein. Sie sind jedoch durch Granatführung gekennzeichnet und durch die lagenweise Anreicherung der Feldspäte, die

eine deutliche Bänderung hervorrufen kann. Beides sind Eigenschaften, die für Intrusivgesteine ungewöhnlich sind. Sie erfordern eine besondere Betrachtung. Es ist dabei nicht notwendig, Hornblendite und gabbroide Gesteine getrennt zu behandeln. Die Hornblendite lassen sich als feldspatarme Varietät der gabbroiden Gesteine auffassen. Der Unterschied liegt allein im Mengenverhältnis des mafitischen zum leukokraten Anteil und in der dadurch bedingten Veränderung der Textur. In genetischer Hinsicht ist er belanglos.

1. Die Bänderung

Die Bänderung der echten Eruptivgesteine ist in der Ivreazone regional verbreitet. Sie gilt als Ausdruck synorogener magmatischer Aktivität und wird von HUTTENLOCHER (1942) und SCHILLING mit einer unter Stress stattgefundenen Kristallisationsdifferentiation erklärt. Diese Deutung kann aber aus folgenden Gründen für die basischen Gesteine des Peridotitstocks nicht übernommen werden:

1. Die Textur der gabbroiden Gesteine wird zwar von der Bänderung beherrscht, bietet aber mit den unregelmässigen fluidalschlieflichen Bezirken, den zerbrochenen und boudinierten Lagen dennoch ein heterogenes Bild voller Bewegung, in dem eine grosse Mobilität der plagioklas

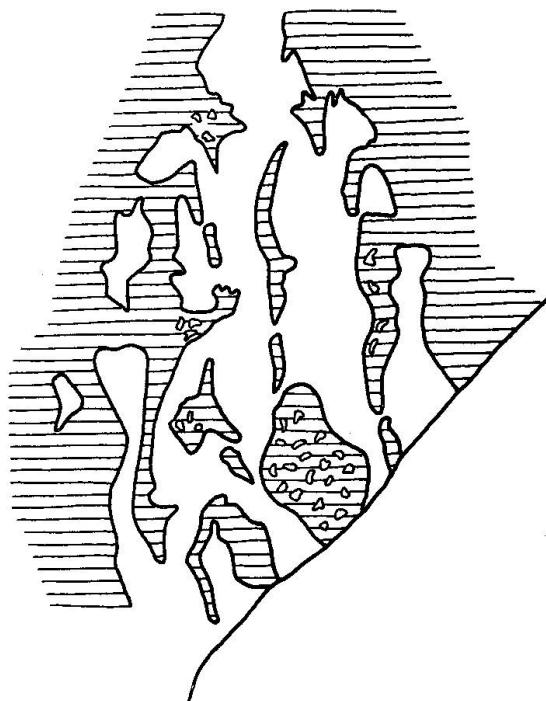


Fig. 12. Resorption von Mafiten (schraffiert) durch Plagioklas (hell). $\frac{1}{2}$ nat. Grösse.

abscheidenden Phase zur Geltung kommt. Da sich Boudins nur aus festen Körpern entwickeln können, muss ein Teil der Mafite schon präkinematisch erstarrt gewesen, die Phasentrennung den texturausbildenden Vorgängen vorausgegangen sein.

2. Die mafitischen Gemengteile sind von der plagioklasabscheidenden Phase stark resorbiert worden. Die im Dünnschliff zu beobachtenden Resorptionsspuren treten oft schon im Handstück deutlich hervor (Fig. 12). Mit einer durch ihre Auskristallisation entstandenen Restschmelze anorthositischer Zusammensetzung wären die Mafite im Gleichgewicht gestanden.

3. Die Ansicht, dass Granat aus einer Schmelze auskristallisieren kann, ist an sich schon fragwürdig. Für die Granatbildung in den untersuchten Gesteinen lässt sie sich, wie unten gezeigt wird, auf keinen Fall verfechten.

Es ist festzuhalten, dass die plagioklasabscheidende Phase bei der Texturausbildung äusserst aktiv war. Sehr wahrscheinlich haben auch orogenetische Bewegungen mitgewirkt. Die kinetische Wirkung der plagioklasabscheidenden Phase war in den Hornblenditen naturgemäß viel schwächer. Ihr chemischer Einfluss hingegen erlangte in beiden Gesteinen die gleiche Bedeutung.

2. Die Granatbildung

Auf Grund seiner strukturellen Beziehungen zu den übrigen Gemengteilen war zu schliessen, dass Granat nach den Mafiten zusammen mit Plagioklas gewachsen war. (Es werden hier nur Hornblende und Pyroxen als Mafite oder dunkle Gemengteile bezeichnet, obwohl auch Granat zu den Mafiten zählt).

In den basischen Gesteinen kommen Granate nur dort vor, wo auch Plagioklas zugegen ist. Ihre Abhängigkeit vom Feldspat zeigt sich in den Hornblenditen besonders auffällig, da dort beide Mineralien nur selten, aber immer gemeinsam auftreten. Granate finden sich vorzugsweise am Rande oder in unmittelbarer Nachbarschaft heller Lagen (Fig. 13). Sie sind sowohl in den „Zungen“ heller Schlieren, die in die mafitische Masse vordringen (Fig. 14), als auch an den verengten Stellen boudinierter Lagen angehäuft. Daraus geht einwandfrei hervor, dass die Granatbildung synkinematisch erfolgte und dass sie durch eine Reaktion der plagioklasabscheidenden Phase mit den Mafiten verursacht wurde.

Das gleiche gilt wohl auch für die Granate, die in den Übergangssteinen zwischen gabbroiden und peridotitischen Zügen in rein mafiti-

scher Umgebung auftreten. Es ist allerdings anzunehmen, dass die plagioklasabscheidende Phase hier mit dem Peridotit reagierte und dass die mit dem Granat assoziierten Hornblenden und Pyroxene sekundäre Produkte sind. Einen Hinweis darauf gibt das häufige Auftreten von reliktschem Olivin in diesen Gesteinen. Ihre Feldspatarmut liesse sich damit

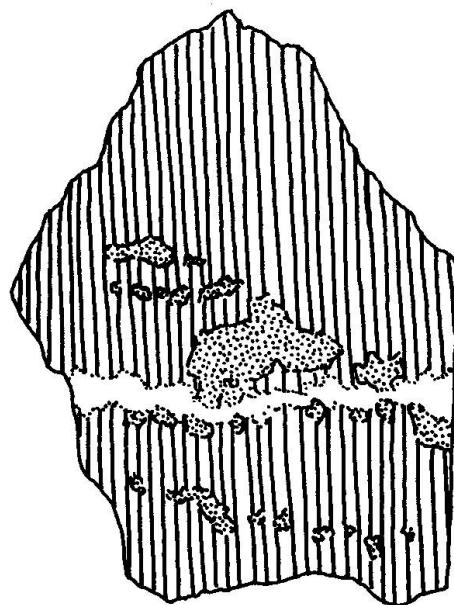


Fig. 13. Bildung von Granat (punktiert) auf Kosten von Hornblende (gestrichelt), am Rande und in der unmittelbaren Umgebung eines Plagioklasbändchens (weiss).
 $\frac{3}{4}$ nat. Grösse.

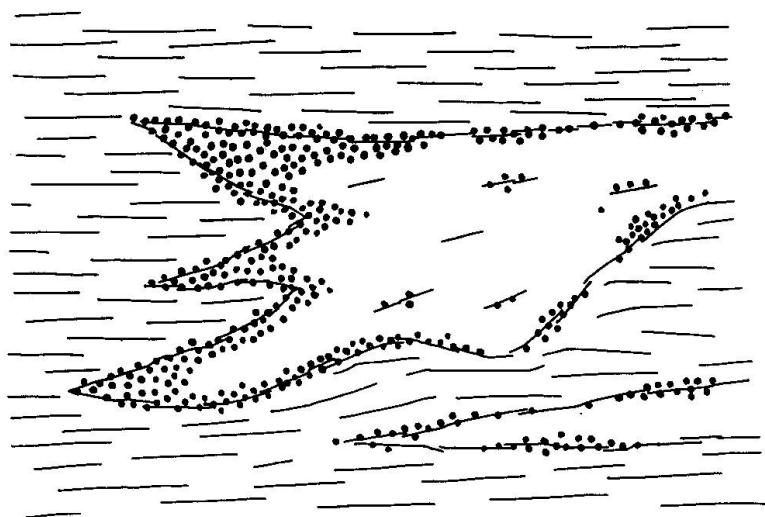


Fig. 14: Anreicherung von Granat (schwarze Punkte) in gabbroidem Gestein (weiss: Plagioklas; gestrichelt: mafitischer Anteil, vorwiegend Hornblende).
 $\frac{1}{10}$ nat. Grösse.

erklären, dass die reagierende Phase von den niedrig silifizierten und Al-armen Peridotitgemengteilen vollständig aufgezehrt wurde.

Ausgangspunkt dieser Betrachtungen war das Problem, für die Granatführung und die Bänderung der basischen Gesteine eine Erklärung zu finden. Zusammengefasst führen unsere Beobachtungen zur Feststellung, dass in den basischen Gesteinen während des texturprägenden Vorganges eine leichtbewegliche, flüssige und eine feste Phase miteinander unter Bildung von Granat reagierten. Bei der Texturgestaltung und bei der Granatbildung spielten die plagioklasliefernden Lösungen die entscheidende Rolle.

Damit stellt sich die Frage nach Herkunft und Natur dieser Lösungen. Es sind zwei Möglichkeiten zu erwägen: es kann sich um eine echte, nach den Mafiten intrudierte magmatische Fraktion oder um ein anatektisch gebildetes Mobilisat handeln.

Ich fasse diese Lösungen als leukokratische magmatische Fraktion auf, weil folgende Tatsachen gegen eine Metamorphose sprechen:

- a) Reliktische Strukturen fehlen.
- b) In Hornblenditen, stellenweise auch in den gabbroiden Gesteinen sind die Hornblenden oft in ungewöhnlicher Grösse entwickelt. Diese Grössentfaltung kann man kaum anders als mit einer magmatischen Kristallisation in Gegenwart leichtflüchtiger Bestandteile erklären.
- c) Eine Ultrametamorphose, die lokal palingene Produkte erzeugt, ist regional wirksam und müsste auch ausserhalb des Peridotitstockes zu beobachten sein. Es hat bisher noch kein Bearbeiter der Ivreazone auf eine postmagmatische Umprägung von dieser tiefgreifenden Wirkung aufmerksam gemacht.
- d) Chemische Überlegungen machen es zumindest unwahrscheinlich, dass die plagioklasliefernden Lösungen ein anatektisches Mobilisat waren. Sie hätten als solches vermutlich anorthositische Zusammensetzung gehabt; denn als Primärgesteine kämen nur plagioklas- und pyroxenführende Hornblendite und hornblendegabbroide Gesteine in Frage. Für die Granatbildung musste unter anderem sicher Al aufgebracht werden. Beim Bezug des Al aus der anorthositischen Phase hätte sich aber ein beträchtlicher Si-Überschuss ergeben, der als Quarz in Erscheinung treten müsste. Die Granat-Plagioklas-Paragenesen sind jedoch quarzfrei. Die Wahrscheinlichkeit einer Stoffzufuhr während einer Metamorphose ist deshalb gering, weil nicht einzusehen ist, wieso zum Beispiel die Peridotite davon unbeeinflusst geblieben wären.

Für die magmatische Abstammung der leukokraten Phase spricht in erster Linie das Auftreten selbständiger Hornblendite und die Tatsache, dass diese Hornblendite petrographisch dem mafischen Anteil der gabbroiden Gesteine entsprechen. Darin zeigt sich, dass die femische Phase der basischen Gesteine unabhängig von den leukokraten Lösungen auftreten konnte. Wie weit man die Regel von GORAI über die Verbreitung der Plagioklaszwillinge zu berücksichtigen hat, ist in diesem Falle unklar. Die plagioklasliefernden Lösungen hätten wohl magmatischen Ursprung, sind aber unter Bedingungen erstarrt, die auch bei einer Kata-metamorphose vorhanden sein können, und sie haben dazu eine Beeinflussung ihres Chemismus erfahren, die einem metasomatischen Vorgang ähnlich ist.

Mit der Auffassung eines magmatischen Ursprungs der plagioklasliefernden Phase gelangen wir zur Schlussfolgerung, dass die Hornblendite und die gabbroiden Gesteine des Peridotitstockes durch die zeitlich getrennte Intrusion zweier stofflich verschiedener Fraktionen entstanden sind.

Der Entwicklungsgang der basischen Gesteine lässt sich wie folgt vorstellen:

1. Eine ältere Fraktion durchbrach in schmelzflüssigem Zustande die Peridotite und schied femische Massen hornblenditischer bis pyroxen-hornblenditischer Zusammensetzung aus. Die Kristallisation nahm einen normalen Verlauf und führte von Ortho- über Klinopyroxen zu Hornblende. Diese Massen finden sich heute in den Hornblenditen und im mafischen Anteil der gabbroiden Gesteine. Die Entwicklung zu gabbroiden Gesteinen wurde durch die Zufuhr einer jüngeren, feldspatstreichen Fraktion ermöglicht.
2. Die plagioklasliefernden Lösungen wurden unter hohem Druck syn-tektonisch in die mafischen Massen hineingepresst. Sie fügten sich längs textureller Linien schichtenweise ein, blieben diesen gegenüber aber nicht passiv, sondern zerbrachen und boudinierten dunkle Lagen. Mafische Partien, die noch nicht vollständig erstarrt waren, wurden in Fliessbewegungen einbezogen und zu Schlieren deformiert.

Im Kontakt mit der neuen Phase waren Hornblende und Pyroxen nicht mehr stabil. Sie wurden aufgelöst, zerfielen in symplektitische Gemenge oder reagierten unter Bildung von Granat. Granat scheint allerdings nur während eines kurzen Intervalls bestandfähig gewesen zu sein. Noch vor der endgültigen Verfestigung konnte seine Bildung auf dem

beschriebenen Weg über eine symplektitische Zwischenphase rückgängig gemacht werden. Die Ursache dafür dürfte in Veränderungen der pT-Bedingungen zu suchen sein.

Peridotitische Einschlüsse in den basischen Massen und die Randgebiete der Peridotitzüge entwickelten unter dem Einfluss der saureren Lösungen ihre hornblenditische-pyroxenitische, teilweise granathaltige Grenzfazies. Die sekundär aus dem Peridotit gebildeten Hornblenden und Pyroxene entsprechen den primär magmatischen. Es ist deshalb möglich, dass dunkle Bänder der gabbroiden Gesteine zum Teil sekundärer Entstehung sind. Ihre sporadisch ausgeprägte Gliederung in scharfrandig begrenzte, zuweilen granatführende Bändchen hornblenditischer und pyroxenitischer Zusammensetzung könnte von der Durchtränkung peridotitischen Materials mit den saureren Lösungen herrühren. Dies besonders dort, wo braune Hornblende vorwiegt, unter deren Bildung Peridotit meistens reagierte.

Obwohl der Stoffumsatz zwischen Mafiten und den nachträglich zugeführten Lösungen eine mannigfaltige Wirkung hatte, war er quantitativ gering. Die chemische Zusammensetzung der jüngeren Fraktion dürfte vom Chemismus der Plagioklase, die sie als Hauptprodukt ausschied, nicht stark abgewichen sein. Die Lösungen haben den für die Granatbildung nötigen Überschuss an Al enthalten und ihren Si- und Ca-Gehalt wahrscheinlich auf Kosten resorbiert und umgewandelter Mafite erhöht. Es ist möglich, dass leichtflüchtige Bestandteile noch vor der Erstarrung entwichen.

C. Vergleich der Gesteine im QLM-Diagramm

Die Projektionswerte wurden auf folgende Weise erhalten: Für die phlogopitfreien Peridotite wurde ihrer stark variablen mineralogischen Zusammensetzung wegen aus den Einzelanalysen der Mittelwert bestimmt. Hornblendite kamen als monomineralische Gesteine mit den Werten der Hornblendeanalysen zum Eintrag. Die gabbroiden Gesteine sind so heterogen und grobkörnig, dass es nicht gelingen kann, eine für ihre Pauschalzusammensetzung repräsentative Analysenmischung zu gewinnen. Es wurde deshalb aus den Einzelanalysen der Komponenten eine oft verwirklichte Assoziation von Granat, Hornblende und Plagioklas nach dem im Felde abgeschätzten Komponentenverhältnis 1:1:1 berechnet und projiziert (Fig. 15). Die QLM-Werte sind unten zusammengestellt:

	Q	L	M
1. Phlogopitfreie Peridotite	1,2	2,8	96,0
2. Phlogopitperidotite	3,1	4,7	92,2
Hornblende:			
3. grüne (WALTER)	14,5	32,1	53,2 (+ 0,2 Ru)
4. grüne (VOGT)	19,1	31,8	49,1
5. braune (WALTER)	17,0	30,1	51,2 (+ 1,7 Ru)
6. braune (VOGT)	21,8	33,4	44,8
7. Granat-Hornblende-Plagioklas	28,1	42,0	26,1 (+ 3,1 Sp, + 0,2 Ru)

Alle Punkte kommen in die Nähe der Geraden M-F zu liegen. Die einzelnen Glieder entwickeln sich aus den Peridotiten durch progressive Zunahme des Feldspatgehaltes und repräsentieren zweifellos eine genetische Serie. Die gleichmässige Steigung der Kurve schliesst jedoch nicht aus, dass neben gravitativer Differentiation auch Assimilationsprozesse wirksam waren.

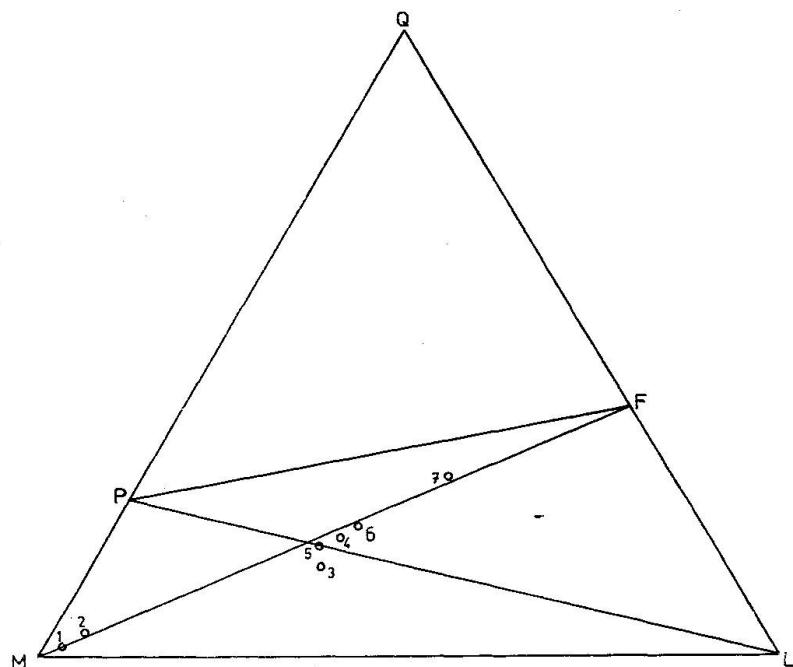


Fig. 15. Q-L-M-Diagramm.

D. Genetische Schlussbetrachtungen

Wir sind zum Ergebnis gekommen, dass an der Bildung des Peridotitstocks drei verschiedene Differentiate mitwirkten: ein peridotitisches Frühdifferentiat und zwei jüngere, selbständige intrudierte Fraktionen,

deren Produkte zusammen die basischen Gesteine aufbauen. Es besteht kaum ein Zweifel darüber, dass diese drei Phasen zueinander in enger genetischer Beziehung stehen. Die Identität ihrer gemeinsamen Mineralien — Bronzit, diopsidischer Augit und Hornblende — gibt zu erkennen, dass die Peridotite mit den hornblenditischen Massen consanguin sind. Die plagioklasliefernden Lösungen sind der melanokraten Fraktion in zeitlich kurzem Abstand unter Benützung der gleichen Intrusionsbahnen gefolgt, denn sie haben sie vor ihrer vollkommenen Erstarrung erreicht (Ausbildung fluidalschlierig texturierter Partien) und sind nur in den Randgebieten der basischen Züge mit den Peridotiten in Kontakt gekommen. Die beiden Fraktionen entstammen kaum verschiedenen Quellen, sondern gehören als Differentiate demselben Magma an.

Ihrem extremen Chemismus nach — hornblenditisch resp. \pm anorthositisch — sind sie als Spaltungsprodukte der vom peridotitischen Differentiat zurückgelassenen Restschmelze zu deuten.

Die Spaltung der Restschmelze hat — vielleicht nach der tektonischen Abtrennung des peridotitischen Frühdifferentiates — in der Tiefe stattgefunden und könnte durch Kristallisierungsdifferentiation und nachfolgende Wiederaufschmelzung bewirkt worden sein. Durch die frühe Ausscheidung von Hornblende neben Pyroxen (Hornblende als Hauptgemengteil im Peridotit) war die Möglichkeit gegeben, dass sich ein pyroxen-hornblenditisches und ein den Restlösungen entsprechendes, mafitfreies, vermutlich anorthositisches Segregat ausbildete. Es ist denkbar, dass die zweischichtige Masse bei einer Versenkung im Zusammenhang mit orogenetischen Bewegungen von unten her aufgeschmolzen wurde, so dass die mafitische Unterschicht zuerst flüssig und intrusionsfähig wurde. Der etwas später wiederaufgeschmolzene plagioklasreiche Teil könnte bei einer partiellen Einfaltung durch Assimilation chemisch modifiziert worden sein. Es ist dabei in erster Linie an die Aufnahme von Tonerde aus dem Nebengestein zu denken, dessen Al-Reichtum in seinem heutigen katametamorphen Zustand im hohen Granat- und Sillimanitgehalt zum Ausdruck kommt.

Die Mutmassungen über die Bildung der beiden Spaltungsprodukte gehen von der Annahme aus, dass der Peridotitstock sein eigenes Magma hatte. Als Argumente dafür liessen sich vor allem die lithologische und geologische Einheit und Eigenheit des Stockes aufführen.

VENKAYYA (1956) und SCHILLING hielten jedoch alle Eruptivgesteine der Ivreazone für die Abkömmlinge eines einzigen Stammagmas gabbroider Zusammensetzung. Sie beriefen sich dabei auf die Tatsache, dass die Projektionspunkte aller eruptiven Ivreagesteine an der M-F-Linie liegen.

Die Peridotite galten als abgetrennte Frühdifferentiate dieses Magmas. Die basischen Gesteine des Peridotitstockes müssten nach dieser Auffassung wohl mit den Gesteinen des südlicheren basischen Hauptgesteinszuges in Beziehung stehen. Diese Frage ist offen zu lassen. Jedenfalls dürfte die Annahme eines gemeinsamen Stammagmas das Verständnis für die Vorgänge im Peridotitstock wesentlich erschweren.

ABSTRACT

The so-called „Peridotitstock von Finero“ belongs to the “zona dioritico-kinzigitica” immediately to the south of the root-zone of the Alpes. It consists of basic and ultrabasic rocks probably of Hercynian age which have undergone a weak metamorphisme during a late phase of the Alpine orogeny (marginal serpentinitisation of the peridotites). Besides olivine, clinopyroxene and bronzite the peridotites contain as primary constituents pargasitic hornblende and phlogopite. Though the mica bearing peridotite is localized to the central part it does not seem to be of an independent origin. The formation of hornblende and phlogopite in the peridotites is thought to be due to the water content of the magma together with a high pressure.

In the peridotites it is possible to distinguish numerous monomineralic bands of bronzite or diopside of a few centimetres thickness, concordant with the regional structures. They are thought to be the products of crystallization differentiation during the intrusion of the peridotitic “mush”.

At several places veins consisting mainly of oligoclase occur. The oligoclase contains SrO up to 3%. This element has an influence on the orientation of the optic indicatrix different from that of Ca.

The basic rocks are intruded into the peridotites and form concordant sheets hornblenditic or gabbroic in composition. The mafic components are the same in both types: pargasitic hornblende (predominant), diopsidic augite, hypersthene and bronzite. By the concentration of the basic plagioclase (up to 95% An) the gabbroic rocks take on a banded character. At the contacts between the plagioclase- and ferromagnesian-rich bands in the basic rocks usually garnet is present, mainly of pyrope.

Considering the banded structure and the lack of the evidence of metamorphisme which could have caused the formation of garnet, this mineral is supposed to be the product of reaction between two consecutive and synkinematic magmatic phases, the older mafic, hornblenditic, the younger nearly anorthositic. It is thought that these two phases represent the residual magma. After the crystallization of the peridotite the residual magma might have undergone crystallization differentiation and remelting. The separation into a leucocratic and a melanocratic fraction could be due to the early crystallization of hornblende.

RIASSUNTO

Il cosiddetto „Peridotitstock von Finero“, appartenente alla zona dioritico-kinzigitica di Ivrea, rivela un’associazione intrusiva di rocce ultrabasiche e basiche. È probabile che si tratti di una fase magmatica legata all’ogenesi ercinica, a

cui si è sovrapposto un leggero metamorfismo durante la fase insubrica dell'ogenesi alpina (serpentinizzazione marginale delle peridotiti).

Per le peridotiti oltre ad olivina, clinopirosseno e bronzite, si annoverano, come componenti primari, orneblendita pargasitica e flogopite. La peridotite flogopitica si localizza nella parte centrale dell'ammasso, non dimostrando peraltro un'indipendenza genetica. La genesi di orneblendita e flogopite nella peridotite si può ricondurre alla presenza di H_2O nel magma, concomitante all'esistenza di elevate pressioni.

Nella massa peridotitica si possono individuare numerose bande, di spessore centimetrico, di natura monomineralogica, bronzitica o diopsidica, orientate secondo le direttive tettoniche regionali. Si tratta di prodotti della differenziazione magmatica, contemporanei all'intrusione peridotitica. Si possono inoltre notare, entro le fessure di raffreddamento, delle bande molto sottili di oligoclasite. L'oligoclasio, formante questi piccoli filoni, contiene SrO fino al 3% circa. Questo elemento, in percentuale più alta del normale, influisce sull'orientazione dell'indicatrice ottica e in modo differente dal Ca.

Le rocce basiche sono intrusive nella peridotite sottoforma di filoni e filoni-strato, rispettivamente orneblenditi e termini gabbroidi. I componenti femici sono analoghi per entrambi i tipi: orneblendita pargasitica (prevalente), augite diopsidica, iperstene, bronzite. Il plagioclasio è costituito da termini molto basici (fino al 95% An), che si addensano, in notevole quantità, in bande concordanti entro le rocce gabbroidi, provocandone una tessitura zonata. Molto più scarso, ma di analoga composizione, è il plagioclasio delle orneblenditi.

Al contatto tra le bande sialiche e femiche si notano frequenti allineamenti di cristalli di granato, prevalentemente piropo.

Tenendo conto della tessitura zonata, insolita per una roccia magmatica, e mancando tracce di metamorfismo, che avrebbe potuto spiegare l'origine del granato, quest'ultimo si può ricondurre ad un fenomeno di reazione tra due fasi magmatiche consecutive, ma brevemente intervallata, in condizioni sincinematiche.

L'autore pensa che queste due fasi costituiscano i prodotti dello smistamento del magma residuale, conseguente alla differenziazione della fase peridotitica. Lo smistamento avrebbe preso origine da una primitiva separazione di natura gravitativa in seno al magma residuale stesso; ciò è spiegabile con la constatazione di una precocità di cristallizzazione dell'orneblendita, rispetto alla sequenza paragenetica normale. Una consecutiva rifusione avrebbe dato ai prodotti della precedente differenziazione gravitativa la capacità di intrudersi.

LITERATURVERZEICHNIS

SMPM = Schweiz. Mineralogische u. Petrographische Mitteilungen

- ARTINI, E. und MELZI, G. (1900): Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. et Arti Milano, III/9.
- BARTH, TH. (1952): Theoretical Petrology. New York, London.
- BECKE, F. (1906): Zur Physiographie der Gemengteile der krystallinen Schiefer. Denkschr. Math. Phys. Kl. k. k. Akad. Wiss. Wien.
- BERMAN, H. (1937): Constitution and Classification of the Natural Silicates. Amer. Mineral. 22.

- BERTOLANI, M. (1954a): Sulla presenza di un anfibolo tipo pargasite nelle rocce ultrabasiche della Val Sabbiola (Valsesia). *Period. Mineral.* XXIII.
- (1954b): Contributo allo studio petrografico della cosiddetta „formazione dioritico-kinzigitica“. *Ricerche in val Sabbiola (Valsesia).* *Rend. Sc. Mineral. Ital.* Anno X.
- BOWEN, N. L. (1927): The origin of ultrabasic and related rocks. *Amer. J. Sc.* (5), 14.
- (1956): The evolution of the igneous rocks. New York.
- BOWEN, N. L. and SCHAIRER, J. F. (1933): The problem of the intrusion of dunite in the light of the olivin-diagram. *XVIth Int. geol. Congr. Proc.*
- BURRI, C. (1956): Charakterisierung der Plagioklasoptik durch drei Winkel und Neuentwurf des Stereogramms der optischen Orientierung für konstante Anorthit-Intervalle. *SMPM*, 36.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogen. Kommissionsverlag von Guggenbühl & Huber, Schweizer Spiegel Verlag, Zürich.
- DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorphosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente dell'orogene pennidico. *SMPM*, 33.
- EIGENFELD-MENDE, I. (1948): Metamorphe Umwandlungerscheinungen an Metabasiten des Südschwarzwaldes. *Mitt. Bad. Geol. Landesanst.*, H. 1. Freiburg.
- FORSTER, R. (1947): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. *SMPM*, 27.
- FRANCHI, S. (1906): Appunti geologici sulla zona dioritico-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. *Boll. R. Com. Geol. d'Italia.* Roma, Vol. XXXVI.
- FRIEDENREICH, O. (1956): Die Chrom-Nickelvererzungen des Peridotitstockes von Finero. *SMPM*, 36.
- FRIETSCH, R. (1957): Determination of the composition of garnets without chemical analysis. *Medd. Stockh. Högskolas Min. Inst.* No. 212.
- GLAUSER, A. und WENK, E. (1957): Über Gesetzmässigkeiten im Verlaufe der Migrationskurven der Plagioklase (Fedorow-Methode). *SMPM*, 37.
- GORAI, M. (1951): Petrological studies on plagioclase twins. *Amer. Mineral.* 36.
- HEINRICH, E. W. (1946): Studies in the mica group; the biotite-phlogopite series. *Amer. J. Sc.*, Vol. 244.
- HESS, H. H. (1938): A primary peridotite magma. *Amer. J. Sc.*, Vol. 35.
- HESS, H. H. und PHILLIPS, A. H. (1938): Orthopyroxenes of the Bushveld Type. *Amer. Mineral.* Vol. 23, No. 7.
- HIESSLEITNER, G. (1951/52): Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel. *Jb. d. Geol. Bundesanst.*, Sonderbd. 1, Teil 2, Wien.
- HUTTENLOCHER, H. F. (1934): Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. *SMPM*, 14.
- (1942): Beiträge zur Petrographie des Gesteinszuges Ivrea-Verbano. I. Allgemeines. Die gabbroiden Gesteine von Anzola. *SMPM*, 22.
- JÄGER, E. und FAUL, H. (1960): Altersbestimmungen an einigen Schweizer Gesteinen und dem Granit von Baveno. *SMPM*, 40.
- KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigezzo und Onsernone. *SMPM*, 38.
- LACROIX, A. (1900): Etude des Iherzolites et ophites des Pyrénées et leurs phénomènes de contact. *VIII^e Congrès géol. intern.* Paris.
- LAITAKARI, A. (1921): Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas). *Diss. Helsinki. Z. f. Krist.*, 56.

- LAUTENSACH, H. (1912): Die Übertiefung des Tessingebietes. Teubner, Leipzig und Berlin.
- NIGGLI, E. (1946): Über den Zusammenhang der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. Eclogae geol. Helv., Vol. 39.
- NOVARESE, V. (1906): La zona d'ivrea. Boll. Soc. geol. Ital. 25.
- (1931): La formazione dioritico-kinzigitica in Italia. Boll. R. Uff. geol. d'Italia 56.
- PORRO, C. (1896): Geognostische Skizze der Umgebung von Finero. Diss. Univ. Strasbourg, Berlin.
- RADEFF, W. G. (1915): Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza. Eclogae geol. Helv. 13.
- REYNOLDS, D. L. (1935): The genetic significance of biotite-pyroxenite and hornblendite. Min. Petr. Mitt. 46, Leipzig.
- SANDER, B. (1948/1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Teil 1 und 2. Springer, Wien und Innsbruck.
- SANERO, E. (1931): Sulla Iherzolite di Baldissero (Piemonte). Period. di Min. 2.
- SCHAEFER, R. W. (1898): Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastallonetals. Tsch. Min. Petr. Mitt. 17.
- SCHILLING, J. (1957): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der untern Val d'Ossola. Ein Beitrag zur Kenntnis der Ivreazone. SMPM, 37.
- SEDERHOLM, J. J. (1916): On synantetic minerals and related phenomena. Bull. comm. géol. de Finlande No. 48.
- SUBRAMANIAM, A. P. (1956): Mineralogy and petrology of the Sittampundi Complex, Salem District, Madras State, India. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 67.
- TRAVERSO, S. (1895): Geologia dell'Ossola. Genova.
- TRÖGER, W. E. (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- TUREKIAN, K. K. and KULP, J. L. (1956): The geochemistry of strontium. Geochim. Cosmochim. Act. 10.
- TURNER, F. J. (1951): Observations on twinning of plagioclase in metamorphic rocks. Amer. Mineral. 36.
- VECCHIA, O. (1952): Sui principali caratteri strutturali dell'Italia settentrionale dalle misure gravimetriche. Rev. Geofis. Appl. XIII.
- VENKAYYA, E. (1956): Petrological observations in the Maggia hydroelectric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli. SMPM, 36.
- WAGER, L. R. and MITCHELL, R. L. (1951): The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geochim. Cosmochim. Act. 1.
- WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. SMPM, 30.
- WANG, H. S. (1939): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. SMPM, 19.

TOPOGRAPHISCHE KARTEN

Fo. 16 della Carta d'Italia:

III N.O. S. Maria Maggiore,
III N.E. Monte Limidario.