

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

Band: 54 (1974)

Heft: 1

Artikel: Hornblenden aus der Albit- bis Albitoligoklaszone zwischen Zermatt und
Domodossola

Autor: Wetzel, R. / Stern, W.B. / Schwander, H.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-42192>

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: 03.04.2026

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

Hornblenden aus der Albit- bis Albitoligoklaszone zwischen Zermatt und Domodossola

Von *R. Wetzel* (Basel)*)

mit chemischen Analysen von *W. B. Stern**) und *H. Schwander* (Basel)*)

Mit 36 Figuren im Text und 7 Tabellen im Anhang

Zusammenfassung

Es werden Hornblenden aus einer Gesteinsserie der Monte-Rosa-Decke vorgestellt. Diese Hornblenden sind während der alpinen Metamorphose grösstenteils unter den PTX-Bedingungen der Grünschieferfazies bis untersten Amphibolitfazies kristallisiert. Je nach Gesteinschemismus und Genese treten sehr verschiedenartige Amphibole auf: Aktinolithe und aktinolithische Hornblenden, tschermakitische Hornblenden, Magnesiohornblenden, pargasitische Hornblenden und Barroisit (Glaukophan). Für basische Gesteine lassen sich anhand der Hornblenden Kristallisationsphasen definieren. Mikrosondenanalysen an zonaren Körnern des gleichen Gesteins ergaben, dass mit steigendem Metamorphosegrad Al^{IV} , Fe und z. T. Na in den Hornblenden ansteigen, während Si und Mg abnehmen (aktinolithische Hornblende \rightarrow Magnesiohornblende). Eine Mischungslücke zwischen Aktinolithen und Magnesiohornblenden scheint zu fehlen oder zu klein zu sein. Bei anderen Hornblendepaaren ist eine Mischungslücke wahrscheinlich (Glaukophan-blaugrüne Hornblende, aktinolithische Hornblende-pargasitische Hornblende).

Die optischen Daten und die Dichte einer Hornblende erlauben, den Fe-Gehalt und das $\frac{Mg}{Fe}$ -Verhältnis abzuschätzen; unter bestimmten Umständen sind diese Parameter als grobes Mass für den Metamorphosegrad zu gebrauchen. Absorptionsfarben, Ausbildung und Paragenese der Hornblende ermöglichen eine praktische Klassifikation.

Summary

Amphiboles from a part of the Monte Rosa nappe have been investigated. These amphiboles crystallized during alpine metamorphism mainly under the PTX-conditions of the greenschist facies, including also the low grade part of the amphibolite facies. Depending largely on rock composition and genesis various types of amphiboles are observed: actinolite and actinolitic hornblende, tschermakitic hornblende, magnesiohornblende, pargasitic hornblende, barroisite and glaucophane. The succession of amphiboles in basic rocks allows to define several phases of crystallisation. Microprobe analyses

*) Adresse der Autoren: Mineralogisch-Petrographisches Institut, Bernoullianum, CH-4056 Basel.

of zoned amphibole grains showed increase in Al^{IV} , Fe and less clear Na content with progressive metamorphism and decrease in Si and Mg (actinolitic hornblende \rightarrow magnesio-hornblende). A miscibility gap between actinolites and magnesio-hornblendes appears to be either missing or rather small. Regarding other pairs of hornblende evidence for the existence of a miscibility gap is stronger, e. g. glaucophane-bluegreen hornblende, actinolitic hornblende-pargasitic hornblende. Optical data and density allow a fairly good estimate of Fe-content and $\frac{Mg}{Fe}$ -ratio of amphiboles and, under certain conditions, can give approximate information on metamorphic grade. A rough classification of amphiboles can be deduced from colour, form and paragenesis.

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	152
Der geologische Rahmen	153
Die Gesteine	154
Die Hornblendens	155
1. Glaukophan	158
2. Blassblaue Hornblende	160
3. Blaugrüne Hornblende	161
4. Magnesiohornblende und aktinolithische Hornblende	164
5. Tremolit, Aktinolith	167
Chemische und optische Daten der Hornblendens	168
a) Chemismus	168
b) Optik – Chemismus	174
c) Zur Farbe der Hornblendens	176
d) Homogenität, Zonarität und Mischungslücken	177
Hornblendens und «koexistierende» Mineralien	182
a) Silikate	182
b) Erze	184
Zur Beziehung Hornblendechemismus - Gesteinschemismus	185
Schlussfolgerungen	189
Anhang	191
a) Zu den chemischen Analysen und optischen Bestimmungen	191
b) Petrographische Beschreibung	192
c) Tabellen	195
Literaturverzeichnis	205

EINLEITUNG

Im Verlauf von mikroskopischen Untersuchungen an Gesteinen der Furgg-Formation (Monte-Rosa-Decke) wurden sehr verschiedenartige Hornblendens beobachtet, und dies in einem metamorphen Gebiet, das von der Albit-Zone im W bis in die unterste Oligoklaszone (karbonatführende Paragenesen und Basite) im E reicht (P. BEARTH, 1958).

Diese Arbeit hat zum Ziel, die Vielfalt der Hornblenden vorzustellen, die in einem relativ engen, niedergradigen Bereich der Metamorphose auftreten können. Dabei verdienen die chemische und die optische Variationsbreite, die Beziehung Chemismus-Paragenese (resp. Chemismus der assoziierten Mineralien) und schliesslich die Veränderung des Hornblendechemismus während der Metamorphose besonderes Interesse. Die Arbeit stellt damit eine Ergänzung zur Arbeit von E. WENK, H. SCHWANDER und W. B. STERN (1974) dar, welche sich mit den Hornblenden aus dem höher metamorphen Gebiet des Lepontins befasst.

Für die chemische Bezeichnung der einzelnen Hornblenden¹⁾ wurde die von B. E. LEAKE (1968) vorgeschlagene Nomenklatur übernommen und nur insofern modifiziert, als das Feld der aktinolithischen Hornblenden bis zur Substitution von 1 Al^{IV} pro Si in der halben Einheitszelle erweitert wurde (DEER, HOWIE and ZUSSMAN 1963, SCHÜRMAN, 1966). Die Gruppierung der Hornblenden erfolgte jedoch aufgrund ihrer Optik, Ausbildung und ihrem Auftreten; sie wird in dieser Weise dem mikroskopischen Befund gerecht.

Abkürzungen

MR	Monte Rosa	Akt./akt.	Aktinolith/aktinolithisch
FF	Furgg-Formation	Ab	Albit
St Z	Zone des Stockknubel	Gr	Granat
u. d. M.	unter dem Mikroskop	Omph.	Omphazit
Hb	Hornblende	Glauk	Glaukophan
Bi	Biotit		

DER GEOLOGISCHE RAHMEN

Die Gesteine, deren Hornblenden hier beschrieben werden, stammen aus dem südpenninischen, westlich an die Tessiner Kulmination anschliessenden Raum der Zentralalpen. Sie sind grösstenteils dem nördlichen Ast der Furgg-Formation entnommen (Fig. 1). Diese Formation gehört als Ganzes zum Altkristallin der Monte-Rosa-Decke und besteht aus alpin metamorphen Gesteinen von verschiedenstem Chemismus: Gneise, Glimmerschiefer, Quarzite und seltener Dolomitmarmore, die alle mit basischen Linsen und Lagen von cm- bis zum Dekameterbereich alternieren. In diese altkristallinen Gesteine ist alpin metamorphes Mesozoikum eingeschuppt, vor allem Ultramafitite, Karbonatgesteine, Kalk- und Dolomitmarmore, Kalkschiefer, Rauhacken, Karbonatglimmerschiefer und basische Gesteine. Die prämesozoischen und mesozoischen basischen Gesteine lassen in bezug auf Mineralausbildung und -abfolge

¹⁾ Der Begriff «Hornblende» wird synonym zur Bezeichnung Amphibol als Oberbegriff der Mineralgruppe verwendet.

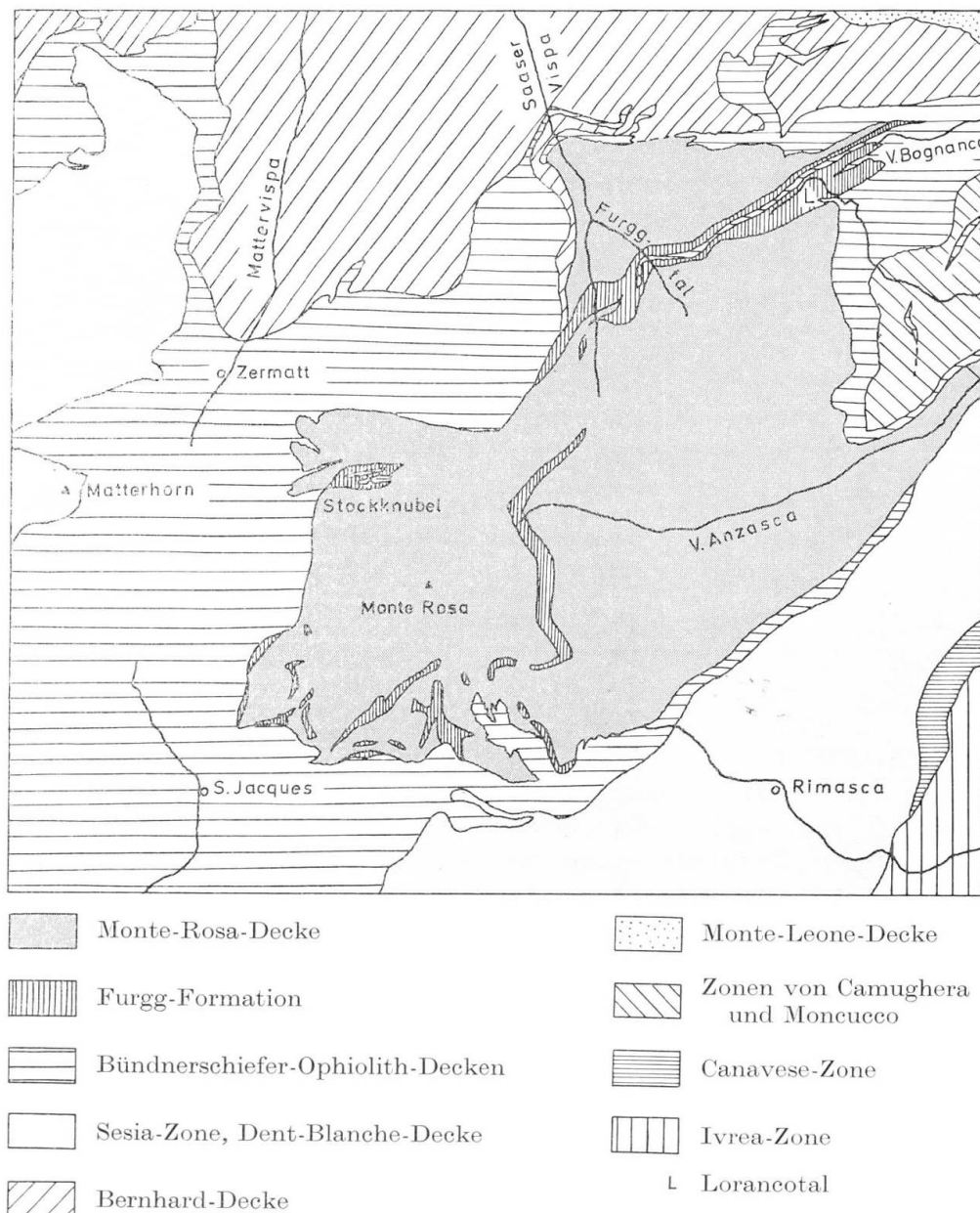


Fig. 1. Tektonische Übersichtsskizze 1 : 400 000

keine Unterschiede erkennen. Alle diese Gesteine sind während der alpinen Metamorphose umgeprägt worden und rekristallisiert. Insbesondere die Hornblenden sind als Produkte der alpinen Metamorphose anzusehen.

DIE GESTEINE

Es wurden Hornblenden aus Marmoren, Ultramafititen und verschiedenen basischen Gesteinen untersucht. Von jedem dieser Gesteinstypen wurde aus dem westlichen Teil der Furgg-Formation (Gebiet von Zermatt), dem mitt-

leren Teil (Saas- und Furggtal) und dem östlichen Teil (Lorancotal) eine möglichst frische Probe gesammelt und daraus die Hornblende separiert. So lassen sich Hornblenden aus ähnlichen Paragenesen in der gleichen, geologischen Zone über ein etwa 27 km langes Profil von W nach E vergleichen. Die Fundorte der Proben nebst einer kurzen, petrographischen Beschreibung und geschätztem, modalem Mineralbestand sind im Anhang (p. 192 ff.) zusammengestellt. Acht Analysen von basischen Gesteinen nebst vier aus dem Modalbestand errechnete Gesteinschemismen finden sich auf p. 204.

DIE HORNBLENDEN

Die Hornblenden des untersuchten Gebietes unterscheiden sich u. d. M. insbesondere durch ihre Farbe und ihren Pleochroismus. Sie sind ausserdem von der Mineralvergesellschaftung her und durch ihr relatives Alter gekennzeichnet. Aufgrund der Absorptionsfarbe $//n_{\gamma}$ wurden die Hornblenden in fünf Gruppen eingeteilt (Farbe bei einer Dünnschliffdicke $\sim 27 \mu$):

Farbe $//n_{\gamma}$	Hornblendegruppe	Chemische Bezeichnung
1. bläulich ($//n_{\beta}$: lila)	Alkalihornblenden	Glaukophan
2. rein hellblau, himmelblau	blassblaue Hornblenden	Edenitische Hornblende bis Pargasit
3. intensiv blau (blaugrün) bis dunkelblau	blaugrüne Hornblenden (inkl. Barroisite)	Ferrotschermakit, Ferrotschermakische Hb, Ferro-Magnesio-Hb, Magnesiostastingsitische Hb bis Fe-pargasitische Hb
blaugrün bis hellblaugrün		
4. bläulichgrün bis bläulichgrünlich		Magnesiohornblende, aktinolithische Hb
5. farblos bis grünlich		Aktinolith, Tremolit

Nicht selten findet man in basischen Gesteinen bis zu drei verschiedene Hornblendetypen nebeneinander. Niemals aber koexistierten diese Hornblenden im Sinne eines chemischen Gleichgewichts, sondern die Hornblenden sind nacheinander kristallisiert und ersetzen sich gegenseitig. So beobachtet man im Gestein F_{74} ein feinkörniges Geflecht von bläulich-grünlicher Hornblende, in welchem grosse, unregelmässige Porphyroblasten von blassblauer Hornblende stecken (p. 161). Oder in T_{16} , wo die Hornblendeporphyroblasten aus einem Kern von Glaukophan und einem Rand von Barroisit (p. 160, Fig. 4; p. 181, Fig. 26) bestehen. Aus der Diablastik hingegen rekristallisiert aktinolithische Hornblende. Viele Hornblenden der basischen Gesteine sind zonar, wobei in der Mehrzahl der Fälle der Kern heller ist als die Randzone. Die Übergänge von einer Hornblende zur andern sind u. d. M. oft fliessend (s. auch p. 178).

Ein grosser Teil der basischen Gesteine der ganzen FF ist in der ersten Phase der alpinen Metamorphose als Eklogite bis Omphazitfelse kristallisiert,

d. h., Omphazit \pm Granat + Rutil ist die älteste, noch identifizierbare Paragenese der basischen Gesteine (P. BEARTH 1967).

Ein Teil der eklogitischen Gesteine wurde im Laufe der alpinen Metamorphose in Amphibolite und in Prasinite umgewandelt. Dieser Prozess ist im Osten der FF viel weiter fortgeschritten als im Westen, so dass im Lorancotal Omphazit und dessen Umwandlungsprodukt, die Diablastik, sehr selten erhalten sind und noch weiter östlich völlig verschwinden (Oligoklaszone), während im Westen der FF Eklogite sehr zahlreich vertreten sind. Man findet hier im Meter-Bereich schön erhaltene Eklogite neben allen Übergängen zu Granat-amphiboliten und schliesslich zu völlig rekristallisierten Prasiniten (selektive Umwandlung).

Bei diesen Umwandlungen scheint das angrenzende Gestein eine erhebliche Rolle gespielt zu haben: in Albitgneisen und in stärker albitisierten Zonen sind kaum je Eklogite erhalten geblieben, während sie in Glimmerschiefern, Marmoren und seltener auch in Quarziten überlebt haben. Das selektive Auftreten dieser Umsetzungen zeigt, dass neben den PT-Bedingungen das verfügbare H₂O (z. T. CO₂) ausschlaggebend war.

In der Umwandlungsreihe Eklogit \rightarrow Prasinit liefert die Hornblendeabfolge ein relatives Zeitgerüst und es lassen sich anhand der Hornblenden verschiedene aufeinanderfolgende Phasen der Metamorphose charakterisieren.

Die älteste Hornblende in unseren eklogitischen Gesteinen ist der Glaukophan (p. 158 ff.). Als nächste Hornblende erscheint Barroisit (p. 163 ff.), welcher den Glaukophan ummantelt. In glaukophanfreien Gesteinen kann als erstes Amphibol pargasitische Hornblende auftreten. Seltener rekristallisiert aus der Diablastik – wahrscheinlich aber zu einer späteren Zeit – direkt blaugrüne Hornblende. Mit der Rekristallisation der edenitischen und blaugrünen Hornblenden geht eine Albitblastese einher, während sich der Granat allmählich in Epidot und Hornblende (seltener in Chlorit, Biotit und Epidot) zersetzt. Aus dem Eklogit entsteht in der Weise ein Amphibolit (\pm Granat und/oder Epidot). Die Umwandlung kann weiter gehen und es erscheint als letzte Hornblendegeneration in basischen Gesteinen im Westen der FF aktinolithische Hornblende (Prasinite), im Osten der FF, in der untersten Oligoklaszone auch Magnesiohornblende und weiterhin blaugrüne Hornblende.

Zusammenfassend ergibt sich in Abhängigkeit von Zeit und Ort folgendes Bild von der Hornblendesukzession in basischen Gesteinen:

1. Westen der FF

Glaukophan blassblaue Hb
Barroisit
blaugrüne Hornblende + Albit
Aktinolithische Horn-
blende (Aktinolith)

2. Osten der FF

(Glaukophan) blassblaue Hb
(Barroisit)
blaugrüne Hornblende + Albit
Magnesiohornblende,
aktinolithische Hornblende (+ Oligoklas)
und blaugrüne Hornblende

J. FABRIÈS (1966) hat zwei analoge Hornblendeabfolgen in Beziehung zur Zeit und zum Ort gesetzt. Er erklärt die erste Abfolge damit, dass in der Reihe von oben nach unten bei konstanter Temperatur der Druck abnimmt, während bei der zweiten Abfolge sowohl die Temperatur als auch der Druck ansteigen. Fig. 2 zeigt unsere Interpretation: für beide Abfolgen steigen die Temperaturen zeitlich an, während der Druck geringer wird; aber im Osten der FF erreichten die Temperaturen höhere Werte als im Westen der FF.

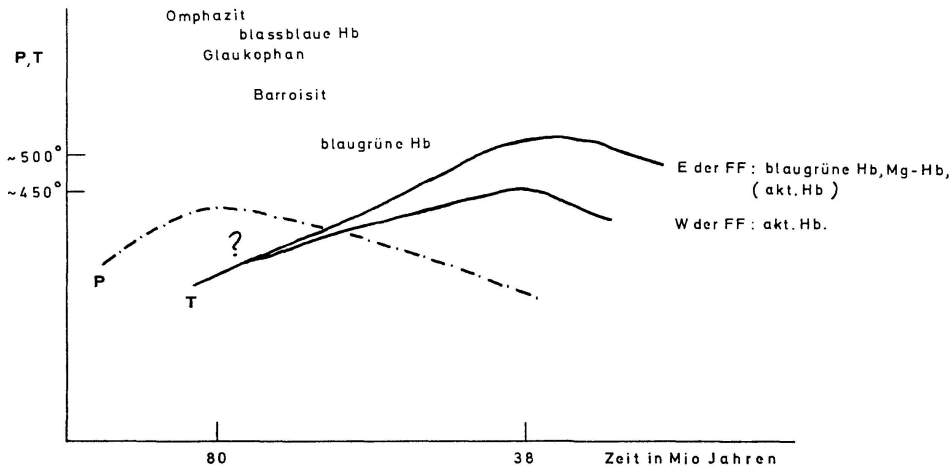


Fig. 2. Mögliche Beziehung der Hornblendeabfolge zum PT-Zeit-Rahmen der Metamorphose (nach HUNZIKER, 1970).

Die Hornblenden der Ultramafitite und Karbonatgesteine zeigen keine eindeutige Abhängigkeit vom Metamorphoseablauf.

In der nachstehenden Fig. 3 ist versuchsweise das zeitliche Auftreten von verschiedenen Mineralien in basischen Gesteinen in bezug auf die Hornblendeabfolge dargestellt.

	Omphazit	Glaukophan	Barroisit	blaugrüne Hb	akt. Hb
	I	II	III	IV	V
Omphazit	z.T. Diablastik				
Granat	-----				
Rutil	-----				
Glaukophan	-----				
Blassblaue Hb	-----				
Barroisit	-----				
Blaugrüne Hb	-----				
Akt. Hb	-----				
Albit	-----				
Epidot	-----				
Chlorit	-----				
Hellglimmer	-----				
Titanit	-----				

Fig. 3. Die Mineralabfolge in basischen Gesteinen der westlichen FF.

Die Fig. 3 gilt für den Westen der FF. Im Osten tritt in der letzten Phase Oligoklas statt Albit auf, dunkelblaugrüne Hornblende ist stabil, und Chlorit kann fehlen. Die aktinolithische Hornblende kann in der vierten Phase durch Magnesiohornblende ersetzt werden.

Charakteristische Paragenesen in Ultramafititen sind im Westen der FF Antigorit-Brucit-Olivin und Antigorit-Diopsid (\pm Chlorit), im Osten Antigorit-Olivin und Antigorit + Diopsid \pm Chlorit \pm Tremolit. Auch im Osten fehlen die Paragenesen Talk-Forsterit und Forsterit-Tremolit.

In einzelnen Glimmerschiefern der westlichen FF findet man Chloritoid, während im E Chloritoid nur noch sporadisch als gepanzertes Relikt in almandinreichen Granaten erscheint. Staurolith fehlt in der ganzen FF und tritt erst weiter im E, im mittleren Bognancotal, auf. Disthen ist in den unmittelbar an die FF angrenzenden Gesteinskomplexen der MR-Decke verbreitet. Brauner und grüner Biotit sowie Granat können in allen pelitischen Gesteinen vorkommen, doch ist der Anteil an Biotit stets geringer als jener an Hellglimmer (Phengit und Paragonit). Der Biotit wird gegen E häufiger, grösser und ist schöner ausgebildet.

Im folgenden werden die einzelnen Hornblendegruppen gesondert beschrieben. Chemische Analysen, Parameter und die optischen Daten der analysierten Mineralien sind auf den Seiten 196ff. zusammengestellt.

1. Glaukophan

(Bsp.: F₇₈, T₁₆, PB₄₈₅)

Vorkommen: Glaukophan trifft man nur in basischen Gesteinen an, in Eklogiten, Glaukophanschiefern und seltener in eklogitogenen Amphiboliten. In granatfreien Paragenesen ist Glaukophan äusserst selten. Er wird in umgewandelten Omphazitfelsen durch blassblaue Hornblende ersetzt (z. B. F₇₄, Pb₁₅₃₁).

Ausbildung: 0,2–0,5 mm gross; linear oder planar geregelt; in Eklogiten z. T. bis über 1 cm messende, unregelmässige Porphyroblasten; meist \pm idiomorph; die Kristalle sind meist klar und enthalten wenige Einschlüsse, darunter besonders Granat, Rutil, Erz und Omphazit.

Die Häufigkeit von Glaukophan nimmt vom Westen nach Osten in der FF ab. Schon im Westen sind homogene Glaukophane relativ selten, im Osten verschwinden sie beim Übergang in die Oligoklaszone. Aber auch im Westen der FF verschwindet der Glaukophan aus den in Umwandlung begriffenen Eklogiten, sobald Albit in grösserem Umfang aus der Diablastik rekristallisiert ist und Chlorit (und/oder Biotit) erscheinen.

Der Glaukophan wird von blaugrüner Hornblende (Barroisit z. T.) ummantelt und bleicht allmählich aus («gastalditisches» Zwischenstadium). Später kann die blaugrüne Hornblende durch aktinolithische oder Magnesio-Horn-

blende ersetzt werden, wobei sich der ursprüngliche Glaukophan in eine fast farblose, aktinolithische Hornblende resp. in Na-haltigen Aktinolith umwandelt (s. GRUBENMANN, 1906). Durch diesen Prozess kann in vielen Fällen die verbreitete Zonarität der Hornblenden im Untersuchungsgebiet erklärt werden.

F_{78}	Glaukophan	Pleochroismus
n_α	$1,611 \pm 0,002$	farblos
n_β	$1,629 \pm 0,002$	lila
n_γ	$1,633 \pm 0,002$	bläulich
$n_\gamma - n_\alpha$	0,022	$n_\beta > n_\gamma > n_\alpha$
$2V_\alpha$	$46^\circ \pm 1^\circ$	
c/n_γ	$7-8^\circ$	$n_\beta = b$

PB_{485} (P. BEARTH, 1967, p. 90)

n_α	1,611
n_β	1,629
n_γ	1,632
$n_\gamma - n_\alpha$	0,021
$2V_\alpha$	49°
c/n_γ	8°
Dichte	3,02 g/cm ³

Chemismus:

	PB_{485}	T_{16} (s. auch p. 201)
SiO ₂	57,5 Gew.-%	56,4 Gew.-%
TiO ₂	1,3 „	„
Al ₂ O ₃	12,5 „	12,1 „
Fe ₂ O ₃	2,7 „	„
FeO	4,7 „	10,6 „ (FeO _{tot})
MnO	—	„
MgO	11,2 „	9,6 „
CaO	1,25 „	1,4 „
Na ₂ O	5,8 „	6,6 „
K ₂ O	0,4 „	„
H ₂ O	2,3 „	(2,7) „
Summe	99,65 Gew.-%	99,4 Gew.-%

Formel; berechnet auf 24 (O, OH)

PB_{485} (Na_{1,52}K_{0,07}C_{0,18}) (Mg_{2,25}Fe_{1,22}²⁺Fe_{1,73}³⁺Al_{0,23}^{VI}) (Al_{0,24}Si_{7,76}) O_{21,93} (OH)_{2,07}

T_{16} (Na_{1,76}Ca_{0,21}) (Mg_{1,97}Fe_{1,22}²⁺Al_{1,73}^{VI}) (Al_{0,23}^VSi_{7,77}) O_{21,52} (OH)_{2,48}

Die drei aufgeführten Glaukophane sind repräsentativ für die Glaukophane der FF. Es handelt sich um Al-Mg-reiche und Fe-arme Varietäten der Glaukophanreihe. Andere Alkali amphibole sind im Untersuchungsgebiet nicht beobachtet worden.

Die Glaukophane sind (neben den blassblauen Hornblenden) die ältesten Amphibole der FF. Sie können auf Kosten des Omphazits wachsen und dabei Granate einschliessen. Sie sind in diesem Fall jünger als die beiden genannten Mineralien. Altersbestimmungen mit der K-Ar-Methode haben für Glaukophane der Zermatter Ophiolithe ein Alter von etwa 80 Mio Jahren ergeben (J. HUNZIKER, mündl. Mitt.).

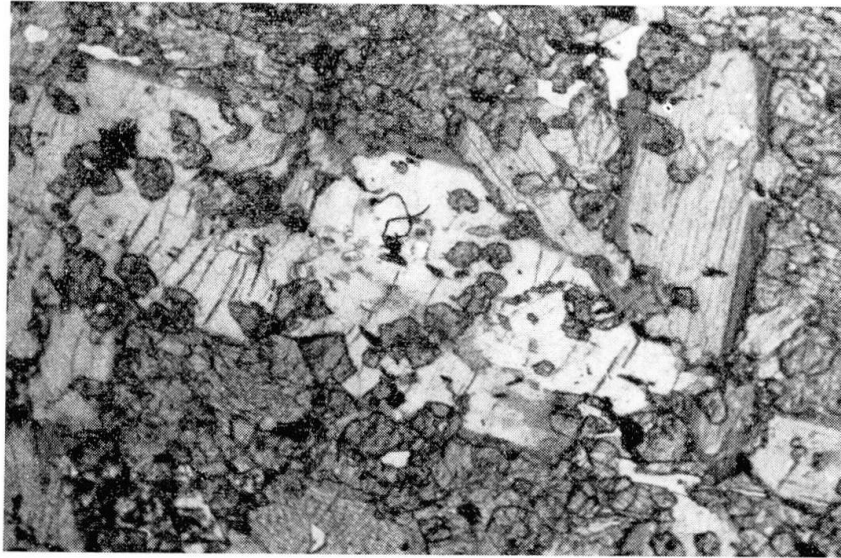


Fig. 4. Glaukophanporphyroblasten, ummantelt von Barroisit. Man beachte die Einschlüsse von \pm idiomorphem Granat. Gestein T₁₆. Vergr.: $\sim 16\times$.

2. Blassblaue Hornblende

(Bsp.: F₇₄, PB₁₅₃₁, F₉₇)

Diese Hornblenden sind durch ihre himmelblaue Farbe $//n_\gamma$, relativ grosse c/n_γ und $2V_\alpha$, durch ihre Ausbildung und durch ihr Auftreten gekennzeichnet. Man findet sie in der ganzen FF als erste Hornblendengeneration in mehr oder weniger umgewandelten Omphazitfelsen, die keinen oder wenig Granat führen oder führten.

Ausbildung: immer sind diese Hornblenden grobkörnig (oft porphyroblastisch) und idiomorph ausgebildet.

Sie sind u. d. M. meist homogen und ungerichtet. Blassblaue Hornblende bildet sich zusammen mit Albit direkt auf Kosten von Omphazit. Oft steckt sie noch voll von kleinen Omphaziteinschlüssen. Wenn im gleichen Gestein der spärliche Granat zersetzt wird, kann die blassblaue Hornblende gegen den Rand hin dunkler werden und bei den sporadischen Granatrelikten randlich in blaugrüne Hornblende übergehen (F₉₇).

Chemisch zeichnen sich diese Hornblenden durch ihren relativ hohen Na- und Al-Gehalt aus ($\text{Na} > 1,0$, $\text{Al}^{\text{VI}} > 0,5$, $\text{Al}^{\text{IV}} > 1,3$; im Dreiecksdiagramm R³-Mg-Fe besetzen sie das Feld: $\text{R}^3 > 20$, $\text{Mg} > 50$). Es handelt sich um edonitische Hornblenden bis Pargasite (s. Fig. 11, p. 168; Fig. 13 und Fig. 14, p. 170).

Zuweilen beobachtet man in einem Gestein neben den grossen blassblauen Hornblenden eine jüngere, kleinere und weniger idiomorph ausgebildete Generation von aktinolithischen resp. Magnesiohornblenden. Die letztere kann die blassblaue Hornblende umwachsen und stellenweise ersetzen. Die beiden Hornblenden sind in diesen Fällen optisch scharf gegeneinander abgegrenzt. Verschiedentlich wurde auch beobachtet, dass sich die blassblaue Hornblende

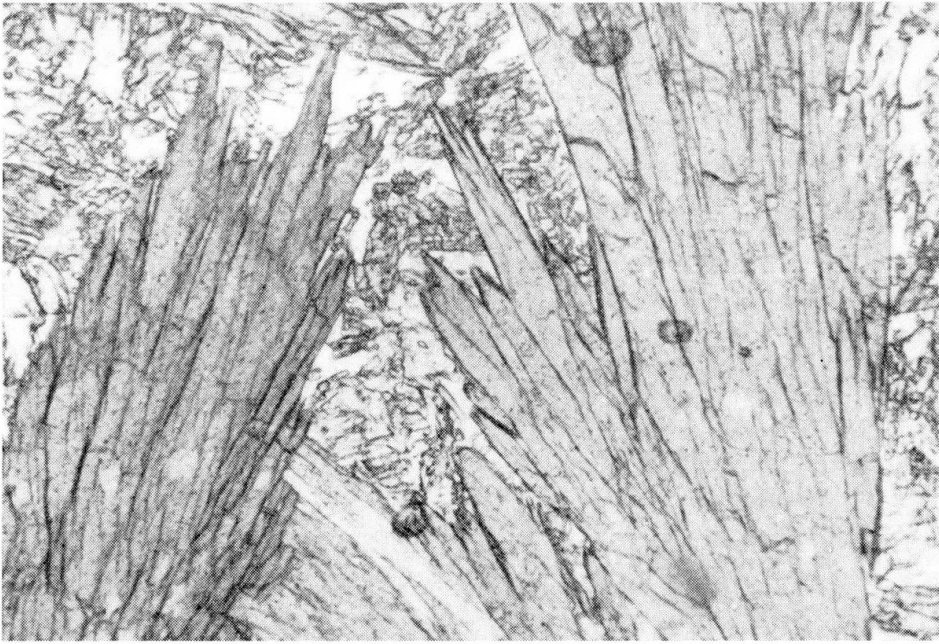


Fig. 5. Blassblaue Hornblende (Gestein F₇₄). Die helleren Flecken in der Hornblende sind Omphaziteinschlüsse. Vergr.: $\sim 75\times$.

in Karbonat, Chlorit und Albit zersetzt (z. B. F₇₆). Das Auftreten von Pargasiten in umgewandelten Omphazitfelsen überrascht, weil Pargasite hauptsächlich in hochmetamorphen, unreinen Dolomitgesteinen, Skarnen und in Ultramafititen vorkommen.

3. Blaugüne Hornblende

(Bsp.: F₇₉, S₄₆, S₂₂, F₉₈, F₃₀, F₁₁₁, F_{33a}, T₁₆)

Als blaugüne Hornblenden wurden aufgrund der mikroskopischen Untersuchung jene Amphibole bezeichnet, welche eine $//n_y$ dunkelblaue bis blaugüne Absorptionsfarbe besitzen.

Bei näherer Untersuchung stellte sich allerdings heraus, dass in dieser Gruppe optisch und chemisch unterschiedliche Amphibole zusammengefasst wurden, welche u. d. M. kaum scharf gegen die übrigen Hornblendegruppen abgegrenzt werden können.

Immerhin zeigen die blaugrünen Hornblenden in bezug auf ihr Auftreten, ihre Ausbildung und weniger auch bezüglich ihres Chemismus gemeinsame Merkmale, welche den für die mikroskopische Untersuchung zweckdienlichen Begriff «blaugüne Hornblenden» rechtfertigen.

Die blaugrünen Hornblenden treten nur in basischen Gesteinen oder in deren Nähe auf, hauptsächlich in teilweise umgewandelten Eklogiten und in Granatamphiboliten. Bisweilen rekrystallisierten sie auch als bis mehrere mm grosse Idioblasten um basische Einschlüsse in einer Quarzmatrix. In chlorit- und albitreichen Prasiniten wurden nie erhaltene, intensiv blaugüne Horn-

blenden gefunden. Wenn in solchen Gesteinen jedoch in seltenen Fällen Granat auftritt, zeigt die Hornblende dunklere Absorptionsfarben (z. B. F₁₀₂, PB 1302a, vgl. p. 166).

Blaugrüne Hornblenden sind in der ganzen FF verbreitet. Im Westen sind sie mit Albit, im Osten mit Albit bis Oligoklas vergesellschaftet. Gegen Osten nehmen Korngrösse und Grad der Idiomorphie deutlich zu (Fig. 6, Fig. 7).

Diese Hornblendegruppe (ausgenommen Barroisite, s. unten) ist chemisch gekennzeichnet durch

1. $Al^{IV} \cong 1,00$, $Fe_{tot} \geq 1,8$,
2. $Al^{VI} (+ Fe^{3+}) \geq 1,0$,
3. $mh < 55-60$,
4. $Na (+K) 0,4-1$.

Im Dreiecksdiagramm Fe-Mg-R³ (Fig. 11, p. 168) fallen sie in ein Feld, das durch $Mg \leq 55$ und $R^3 \leq 30$ begrenzt ist. Ihre Dichte beträgt $\geq 3,18 \text{ g/cm}^3$. Die blaugrünen Hornblenden sind relativ Ca-arm und vereinzelt subkalzisch (F₇₉).

Optisch unterscheiden sie sich durch ein $n_\gamma > 1,671$ bei einem $2V_\alpha < 72^\circ$, durch eine geringere Doppelbrechung und durch kleinere Auslöschungsschiefen von den anderen Hornblenden (Fig. 22, p. 174; Fig. 23, p. 175).

Viele blaugrüne Hornblenden sind zonar aufgebaut mit einem helleren, manchmal farblosen Kern und dunklerer Randzone. Der Übergang von Kern zu Rand ist fließend und sehr selten wurden scharfe Grenzen beobachtet.

Die blaugrüne Hornblende konnte zusammen mit Plagioklas aus der Dia-

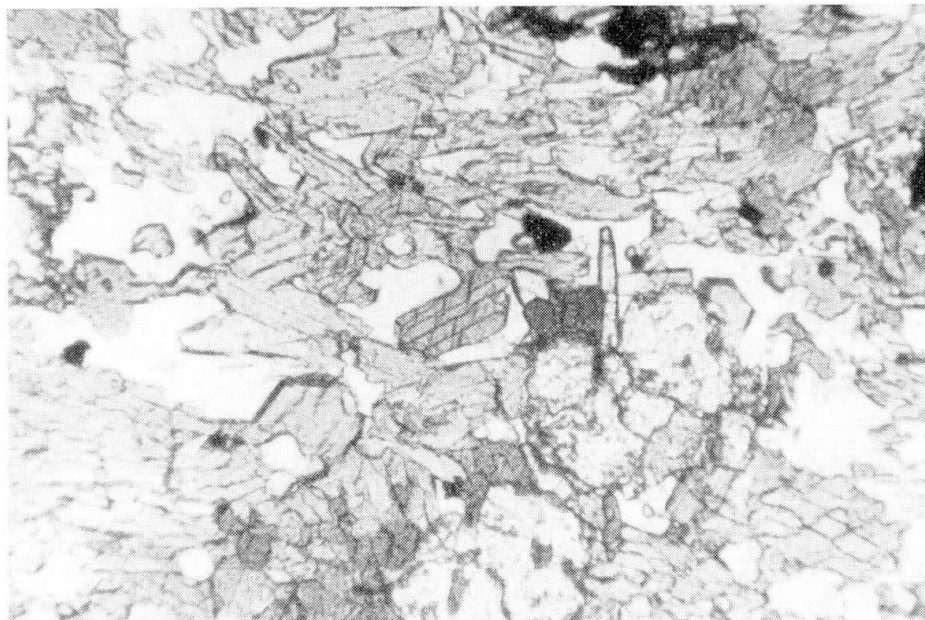


Fig. 6. Blaugrüne Hornblende aus dem Gestein S₄₆. Der Granat hat korrodierte Umriss und ist in Zersetzung begriffen. Die Hornblenden sind selten idiomorph. Westen der FF. Vergr.: $\sim 110 \times$.

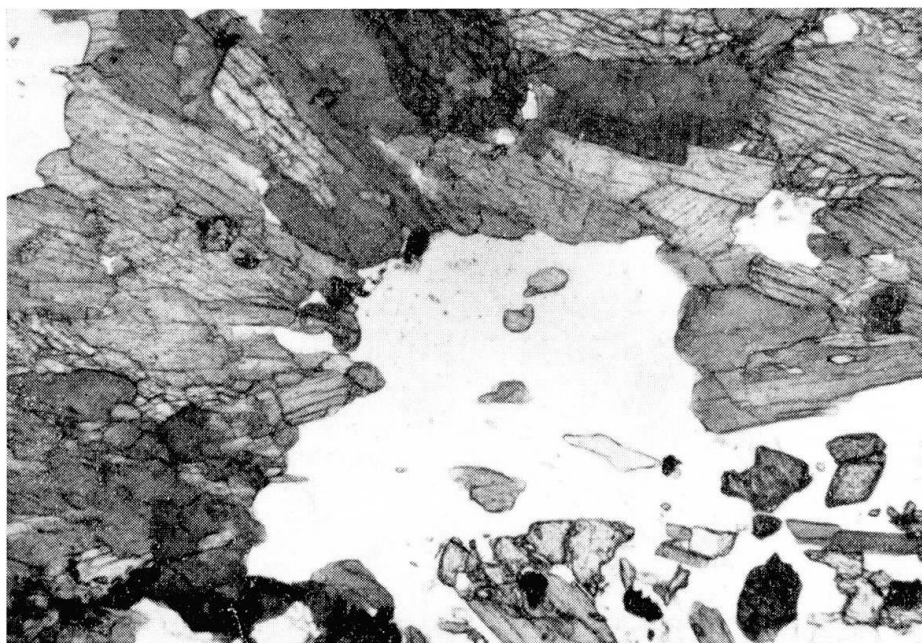


Fig. 7. Im Granatamphibolit F_{30} sind die blaugrünen Hornblenden mehr oder weniger idiomorph und schwach zonar. Der Feldspat bildet Poikiloblasten. Osten der FF. Vergr.: $\sim 50\times$.

blastik rekristallisieren oder auf Kosten von Granat wachsen. In diesem Fall ist sie nicht zonar, aber inhomogen aufgebaut und ist feinkörnig und xenomorph bis hypidiomorph ausgebildet (Fig. 6).

Häufig umgibt sie homoaxial ehemalige Glaukophankerne und nimmt idiomorphe Umrisse an.

In der westlichen Hälfte der FF sind die blaugrünen Hornblenden hin und wieder von hellerer, aktinolithischer Hornblende umsäumt (z. B. PB_{1302a} , Fig. 10, p. 167); sie kristallisierten nach dem Glaukophan und nach dem Barroisit. Sie sind die dritte und vorletzte Hornblendegeneration in den basischen Gesteinen. Im Osten der FF bildeten sie sich in chemisch geeigneten Gesteinen zusammen mit Oligoklas auch in der letzten Phase der Metamorphose.

Chemisch und optisch ähnliche Hornblenden findet man in der Literatur bald unter dem Begriff «blaugrüne Hornblenden» (PAULITSCH 1950, SEITSAARI 1953, VAN DER PLAS 1966, BEARTH 1967), bald sind sie als «Barroisit» oder «barroisitische Hornblenden» (MACHATSCHKI und WALITZI 1963, BINNS 1967, MOTTANA and EDGAR 1969, TRÖGER 1969) oder einfach als «subkalzische Hornblenden» (BANNO 1964) bezeichnet.

BINNS (1967) reservierte die Bezeichnung «Barroisit» für die Na-reichen Al-Hornblenden eklogitischer Paragenesen, in welchen etwa die Hälfte der X-Positionen durch Ca aufgefüllt sind. Überdies scheinen ins graue spielende Absorptionsfarben und der kristallographische Winkel β charakteristisch für die Barroisit zu sein (β Glaukophan $< \beta$ Barroisit $< \beta$ gemeine Hornblenden). Im Gegensatz dazu hat TRÖGER (1969) Tschermakite aus Prasiniten mit dem Pleochroismus n_α : fast farblos-blassgelblich; n_β : gelblichgrün bis graugrün;

n_γ : blaugrün bis grünlichgrau als Barroisite bezeichnet. Die Glaukophan-komponente spielt bei diesen Hornblenden keine wesentliche Rolle.

Wir übernehmen hier die Definition von BINNS (loc. cit.). Die Barroisite sind eine Untergruppe der blaugrünen Hornblenden und sind in chemischer, optischer und paragenetischer Hinsicht folgendermassen charakterisiert: Sie sind Bindeglieder zwischen Glaukophan und gemeiner Hornblende. Es handelt sich um subkalzische Hornblenden mit $0,5 < Ca \leq 1,25$ und $Na \geq 1$. Bei Al-Hornblenden mit $1,25 < Ca < 1,5$ sollte man nicht mehr von Barroisiten, sondern allgemein von «subkalzischen Hornblenden» sprechen und die Art der Hornblende mittels eines Adjektivs oder Suffixes näher umschreiben (LEAKE 1968). Meist ist $0,5 < Al^{IV} < 1$ und $Al^{VI} > 0,7$, d. h. relativ viel Al in 6-Koordination, ähnlich wie bei den Glaukophanen. Von diesen lassen sie sich aber aufgrund des Al^{IV} ($> 0,5$) und des Ca ($> 0,5$) abtrennen.

Von unseren blaugrünen Hornblenden genügt lediglich T_{16} diesen Bedingungen. Dagegen geben COLEMAN et al. (1965), BINNS (1967), KLEIN (1969) und IWASAKI (1963) Analysen von derartigen Hornblenden.

Die Hornblenden bei COLEMAN und BINNS entstammen Eklogiten und werden als primäre Amphibole gedeutet. Die von KLEIN und IWASAKI angeführten Ca-Na-Amphibole treten vorwiegend zusammen mit Glaukophan auf und sind mit diesem verwachsen. Die verfügbaren optischen Daten dieser Barroisite wurden in die Fig. 23, p. 175, aufgenommen. Leider liegen noch zu wenige Daten vor, um sie optisch und röntgenographisch sicher identifizieren zu können. Aus Fig. 23 ist zu entnehmen, dass die Barroisite auch optisch zwischen die Glaukophane und gemeinen Hornblenden fallen: relativ kleines $2V_\alpha$ bei gegebenem n_γ . Ausserdem ist die schmutzig graublau Absorptionsfarbe // n_γ u. d. M. ein gutes diagnostisches Hilfsmittel.

Weiterhin sind die Barroisite von der Paragenese her gekennzeichnet. Man findet sie nur in omphazit- und/oder glaukophanführenden Gesteinen, sowohl als primäre als auch als sekundäre Amphibole.

Im Untersuchungsgebiet erscheint der Barroisit als zweite Hornblendegeneration in glaukophanführenden Gesteinen (VAN DER PLAS, 1966). Er ummantelt den Glaukophan und bildet seltener individuelle Körner. Oft gehen die beiden Amphibole, die in sich selbst optisch homogen erscheinen, graduell ineinander über. Scharfe Grenzen wurden ebenfalls beobachtet. In barroisitführenden Gesteinen tritt rekristallisierter Plagioklas kaum in Erscheinung und Omphazit und Granat sind noch gut erhalten.

4. Magnesiohornblende und aktinolithische Hornblende

(Bsp.: F₄₅, F₅₉, F₃₂, F₆₁, F₅₈, F₅₂)

Diese Hornblenden trifft man in granatarmen oder granatfreien Amphiboliten und Hornblendeschiefern, in Prasiniten und in Hornblendegneisen. In

Karbonatgesteinen und Chlorit-Aktinolithschiefern sind aktinolithische Hornblenden vertreten.

Ausbildung: in den Amphiboliten der westlichen FF sind diese Hornblenden meist als feinkörniges bis fasriges Gewebe ausgebildet (Korngrösse 0,01 bis 0,05 mm). Die selten zonierten und deformierten Einzelkörner sind xenomorph und arm an Einschlüssen. Wie die blaugrünen Hornblenden werden

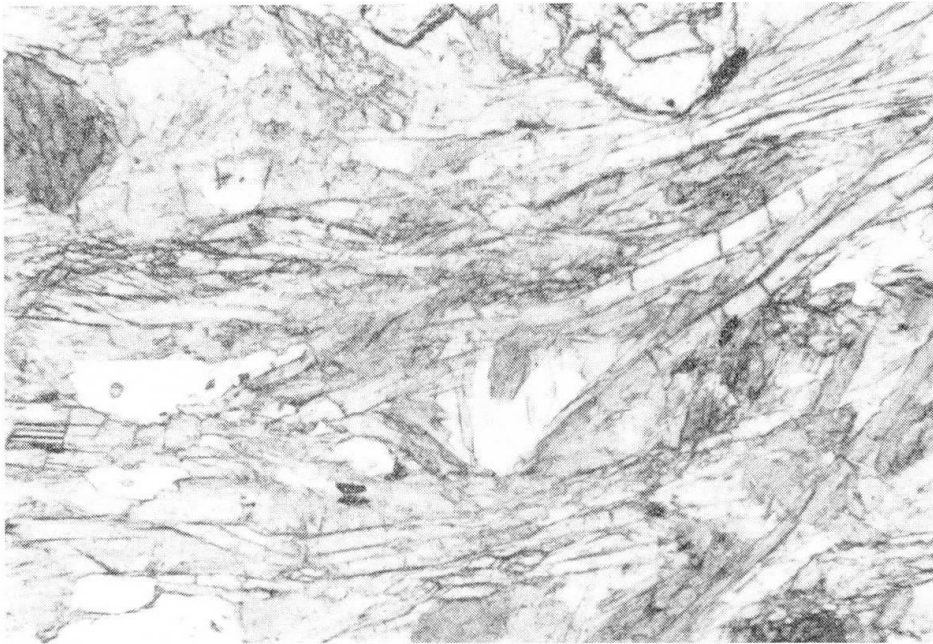


Fig. 8. Aktinolithische Hornblenden aus einem Prasinit (F_{61}), Westen der FF. Vergr.: $\sim 72\times$.

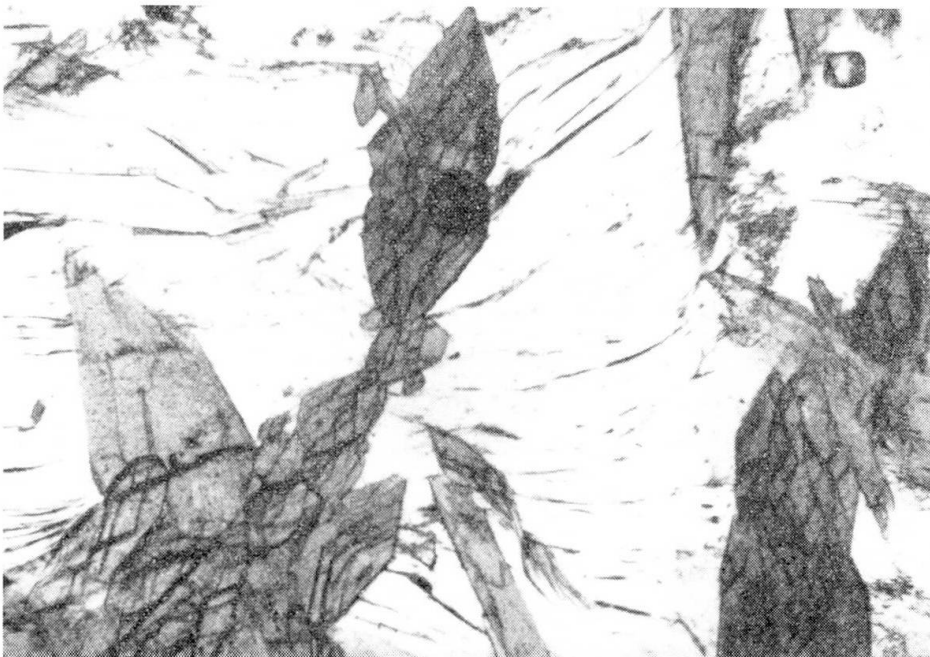


Fig. 9. Magnesianhornblenden aus einem Prasinit (F_{45}), Osten der FF. Vergr.: $\sim 68\times$.

auch diese Amphibole im Osten der FF zusehends grösser, idiomorpher und sind öfters zoniert.

In Prasiniten, Hornblendeschiefern und mehr noch in Karbonatgesteinen und Chlorit-Aktinolithschiefern sind diese Hornblenden gross und \pm idiomorph, planar oder linear geregelt und oft stark deformiert. Die Risse können mit Karbonat und/oder Chlorit ausgeheilt sein. Als Einschlüsse treten Epidot, Chlorit, Karbonat, Titanit, Diablastik und Erz auf. Die Hornblenden sind bald optisch homogen, bald deutlich zonar.

Die Intensität des Pleochroismus nimmt vom Kern zum Rand zu, während $n_\gamma - n_\alpha$ um 0,001–0,002 und c/n_γ um $1-2^\circ$ kleiner werden. Die Übergänge zwischen den beiden Hornblenden sind oft kontinuierlich und eine Beckesche Linie fehlt; andererseits kommen auch in Hornblenden des gleichen Gesteins scharfe Grenzen mit Beckescher Linie vor (SHIDO 1958, MIYASHIRO 1958; p. 35). Vom Chemismus her ist diese Hornblendegruppe gekennzeichnet durch:

1. Al^{IV} : 0,5–1,0 aktinolithische Hornblenden,
 Al^{IV} : 1,0–1,5 Magnesiohornblenden.
2. $Mg > 60$; $Fe_2O_{3\text{tot}} < 16$ Gew.-%; $Al^{VI} + Fe^{3+}$ 0,3–1,0.
3. Im Diagramm Fe-Mg- R^3 : $Mg > 55$, $R^3 < 20$ (Fig. 11, p. 168),
 Dichte 3,10–3,18 g/cm³.

Für die optischen Daten gilt:

n_γ : 1,655–1,672 bei einem $2V_\alpha$ von $72-73^\circ$ (Fig. 23, p. 175).

Die aktinolithischen Hornblenden und Magnesiohornblenden können mit Albit zusammen aus der Diablastik rekristallisieren. Häufig ummanteln sie auch ausgebleichten Glaukophan oder umwachsen die blassblauen oder seltener die blaugrünen Hornblenden. In vielen Karbonatgesteinen bildet sich aktinolithische Hornblende auf Kosten von Dolomit und Quarz (+ Al + H₂O).

An Magnesiohornblenden und aktinolithischen Hornblenden wurden sehr selten Zersetzungserscheinungen beobachtet. Offensichtlich stehen sie mit Epidot, Chlorit und Albit (bis Oligoklas) im Gleichgewicht.

Diese Hornblenden gehören zur jüngsten Hornblendegeneration der FF. Einzig bei ihnen zeichnet sich regional in mineralogisch vergleichbaren Gesteinen eine schwache Änderung im Chemismus ab: der Al^{IV} - und Na-Gehalt nehmen gegen E der FF zu (Ausnahme: Hb der Karbonatgesteine). Die aktinolithischen Hornblenden der Prasinite aus der westlichen FF, die mit Albit assoziiert sind, werden im Osten der FF durch Magnesiohornblenden ersetzt, die mit Albit bis Oligoklas koexistieren. Die Hornblenden F₁₀₂ und PB_{1302a} scheinen dieser Aussage zu widersprechen. Beide besitzen ein $Al^{IV} > 1$ und liegen mit ihrem FeO_{tot} -Gehalt nahe bei den blaugrünen Hornblenden. Beide Gesteine führen jedoch reliktschen Granat und die Hornblenden sind mehr oder weniger invers zonar, d. h., die Kernpartie ist intensiver pleo-

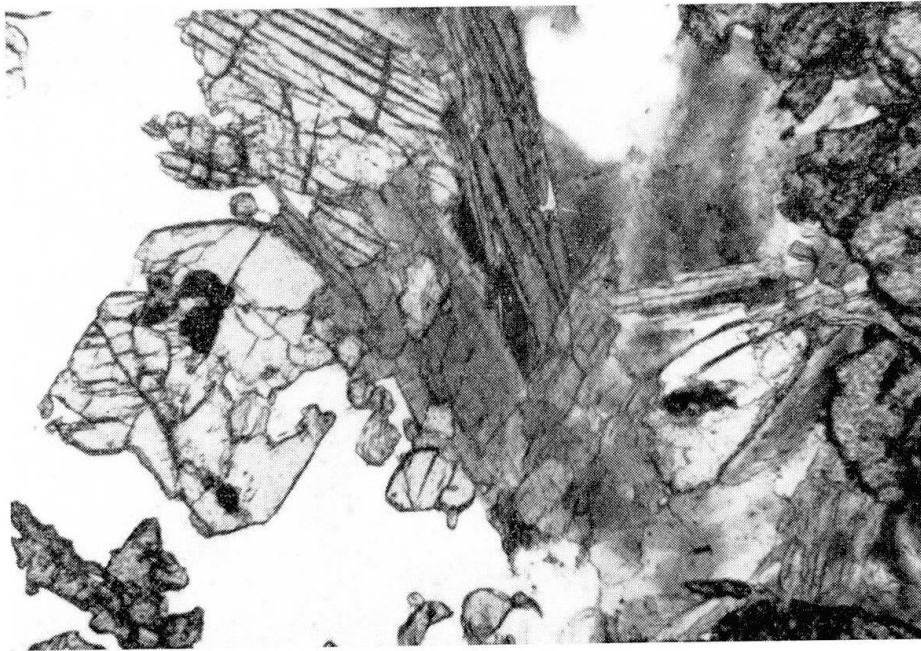


Fig. 10. Hornblende aus einem granatführenden Prasinit (PB 1302a). Deutlich erkennbar ist der hellere Saum um die Hornblende in der Bildmitte. Vergr.: $\sim 76\times$.

chroitisch als die Randzone (Mantel von jüngerer, aktinolithischer Hornblende s. Fig. 8, p. 165). Sie können deshalb nicht ohne weiteres mit den Hornblenden der granatfreien Prasinite (F_{61} , F_{39} , F_{32} , F_{45}) verglichen werden.

5. Tremolit, Aktinolith

(Bsp.: F_{48} , F_{19})

Al-freie oder Al-arme Tremolite treten nur in Ultramafititen, in Antigorit-Talk-Tremolitschiefern und als monomineralische, z. T. asbestartige Aggregate in den Serpentiniten auf.

Sie sind neben den aktinolithischen Hornblenden der Chlorit-Aktinolithschiefer die grössten (bis über 10 m lang) und am schönsten ausgebildeten Amphibole der FF. Einschlüsse sind selten und klein: Chromhaltiger Epidot, Rutil, Titanit, Erz und Karbonat; sporadisch gerundeter Quarz, Albit und Diopsid. Bald sind sie geregelt, bald wirrstrahlig. Die meisten Kristalle sind deformiert.

Chemisch ist diese Gruppe von Amphibolen durch niedrige Al-, Fe- und Na-Gehalte bestimmt ($Al^{IV} < 0,5$). Dichte $\leq 3,05$. Optische Daten: n_γ 1,643 bei einem $2V_\alpha \geq 77^\circ$.

Die Tremolite können sich aus Diopsid bilden, besonders wo dieser mit Chlorit oder Antigorit im Kontakt steht. Tremolit kann seinerseits wiederum durch Talk ersetzt werden (Talkpseudomorphosen nach Tremolit in einem Talk-Antigoritschiefer aus dem Osten der FF).

CHEMISCHE UND OPTISCHE DATEN DER HORNBLENDEN

a) Chemismus

Bei der Diskussion der chemischen Daten gehen wir von der Voraussetzung aus, dass die Analysenwerte keine systematischen Fehler aufweisen (z. B. in Fig. 19, 20, p. 172), und dass die Mikrosondenanalysen für den analysierten Bereich des Kristallkorns repräsentativ sind. Die absoluten Fehler der RF-Analysen betragen maximal $\pm 0,5$ Gew.-%, wobei MgO und Na₂O mit der grössten Unsicherheit behaftet sind; bei den Mikrosondenanalysen muss man mit einem Relativfehler zwischen $\pm 5\%$ (für SiO₂) und $\pm 1\%$ (für FeO_{tot}) rechnen.

Beim Vergleich der Hb-Analysen fällt auf, dass alle Hornblenden sehr arm an K, Ti und Mn sind. Die Fluorgehalte für drei Hornblenden (F₅₅, F₄₃, F₉₄) liegen unter 50 ppm.

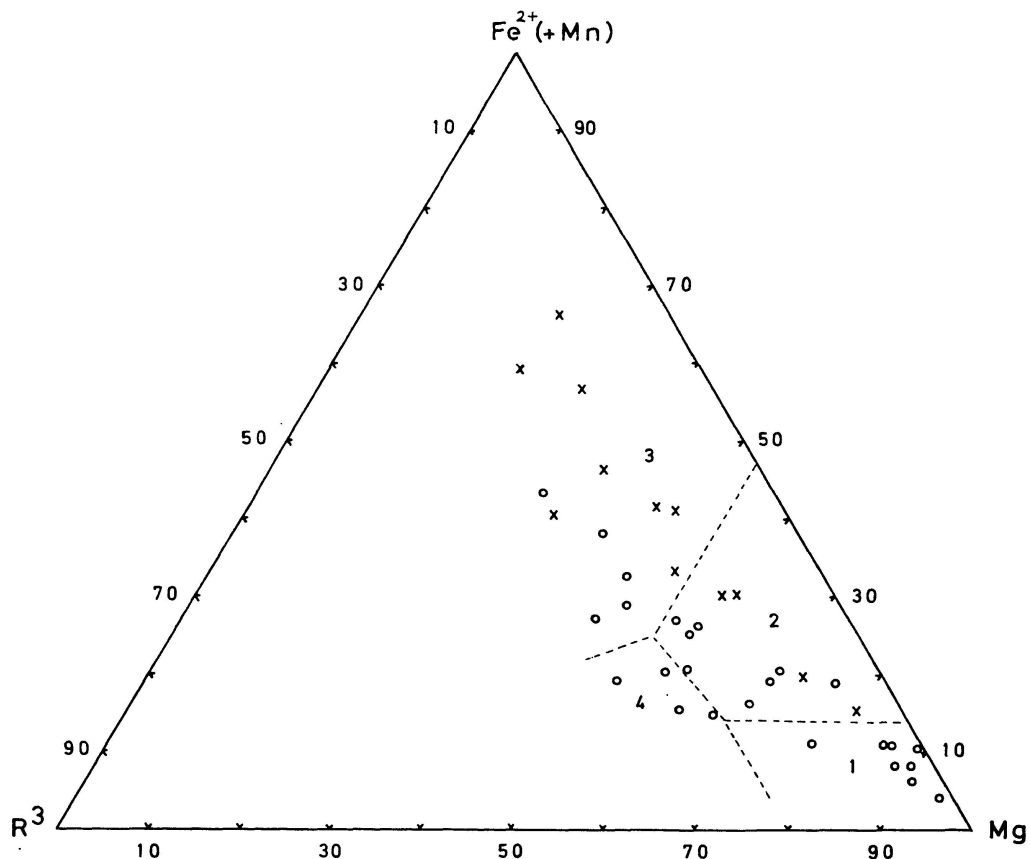


Fig. 11. Dreiecksdiagramm Mg-Fe²⁺(+Mn)-R³ (= Fe³⁺+Al^{VI}+Ti) (Formelkoeffizienten) mit den analysierten Hornblenden. ○: Totalanalysen; x: Mikrosondenanalysen.

- Feld 1 Aktinolithe und akt. Hb (Karbonatgesteine und Ultramafite).
- Feld 2 Magneshornblenden (Prasinite und granatarme bis -freie Amphibolite).
- Feld 3 blaugrüne Hornblenden (v. a. Granatamphibolite).
- Feld 4 blauschwarze Hornblenden (ehemalige Omphazitfelse).

Die Hornblendeformeln wurden durchwegs auf die Basis von 24 (O, OH) berechnet. Sie genügen mit wenigen Ausnahmen der allgemeinen Amphibolformel $A X_2 Y_5 {}^{VI}Z_8 {}^{IV}O_{22} (OH)_2$ (Tab. 3, p. 197; Tab. 4, p. 201).

Keine befriedigende Erklärung haben wir dafür, dass die meisten Amphibole aus Karbonatgesteinen und Ultramafititen sehr wenig oder zu wenig Si enthalten, und dass die Summe von Y^{VI} in diesen Hornblenden 5 übersteigt. Die hohen Wassergehalte von F_{98} und F_{19} wurden mehrmals bestimmt. In Abhängigkeit von der Mahl- und Verglühzeit ergaben sich grosse Differenzen bei den Glühverlusten (bis $\pm 20\%$).

Im Dreieck-Diagramm Fe^{2+} -Mg- R^3 (Fig. 11) kommt die grosse Variationsbreite der analysierten Hornblenden gut zum Ausdruck. Mit fallendem Wert für Mg steigen sowohl Fe (+ Mn) als auch R^3 . Die Figur ist insofern verfälscht, als bei den Mikrosondenanalysen alles Fe als Fe^{2+} verrechnet wurde²⁾. Die Mn- und Ti-Gehalte fallen kaum ins Gewicht. Die Felder der vier aufgrund der Optik und der Paragenesen ausgeschiedenen Hornblendegruppen sind umrissen (ohne Glaukophane).

Die Figuren 12, 13 und 14 zeigen die Abhängigkeit des mg, (Na + K) und $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$ vom Al^{IV} -Gehalt.

Obwohl die Werte stark streuen, erkennt man, dass mit steigendem Al^{IV} -Gehalt die Summe $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$ und (Na + K) zunehmen, während mg kleiner wird. Der Bereich zwischen Tremolit und gemeiner Hornblende ist durch Zwischenglieder überbrückt. Die Variationsbreite erstreckt sich von Tremolit über gemeine Hornblende bis zu pargasitischer und tschermakitischer Hornblende.

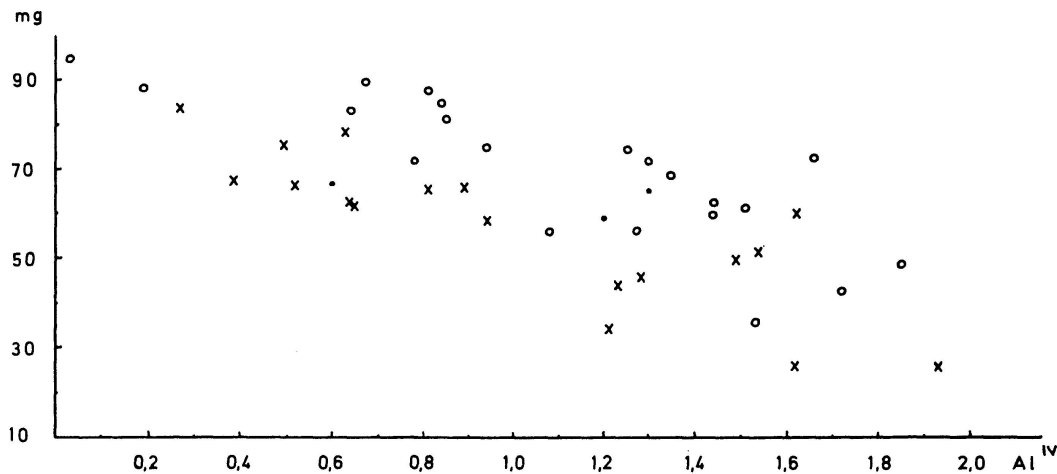
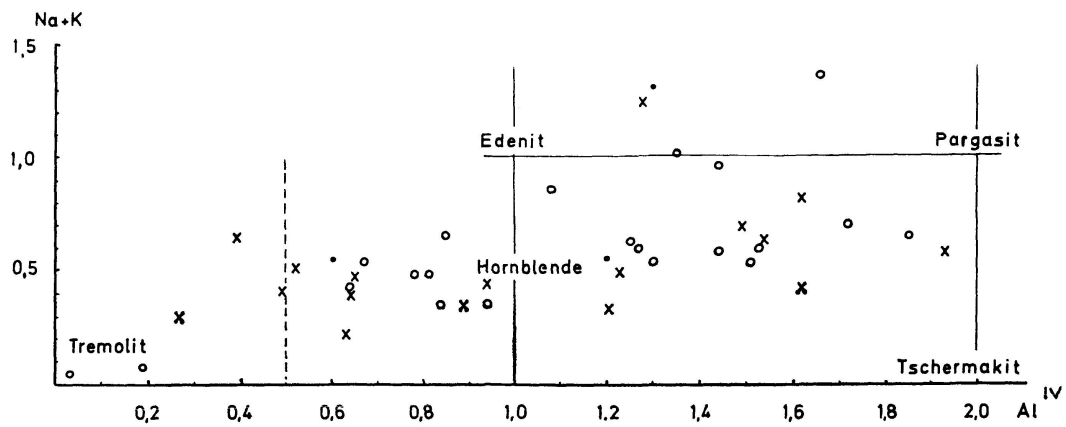


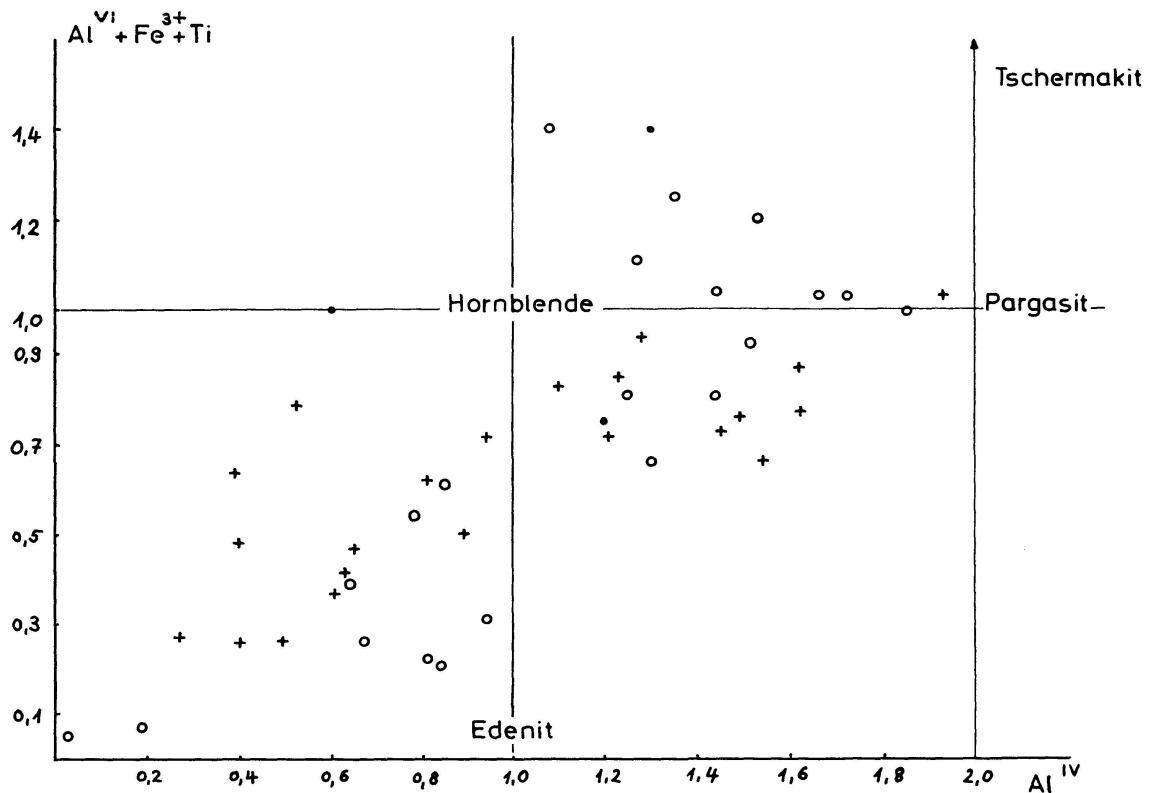
Fig. 12. $mg \left(= \frac{Mg}{Mg + Fe_{tot}} \cdot 100 \right)$ gegen Al^{IV} .

x: Mikrosondenanalysen, o: Totalanalysen, ●: Literaturwerte.

²⁾ Die Kreuze müssten, dem Trend der Ringe folgend, gegen R^3 verschoben werden.

Fig. 13. Diagramm Na+K gegen Al^{IV} (Formelkoeffizienten).

x: Mikrosondenanalysen. o: Totalanalysen. •: Literaturwerte.

Fig. 14. Diagramm Al^{VI}+Fe³⁺+Ti gegen Al^{IV}.

+: Mikrosondenanalysen, o: Totalanalysen, •: Literaturwerte.

In Fig. 15 ist der Titangehalt von Hornblenden aus Titanit- oder/und Rutil-führenden Gesteinen gegen Si aufgetragen. Die blaugrünen, die blassblauen Hornblenden und die Magneshornblenden der östlichen FF haben höhere Ti-Gehalte als die übrigen Amphibole. Nach ENGEL and ENGEL (1962) und LEAKE (1965) ist der Titangehalt der Hornblenden in basischen Gesteinen mit ausreichendem Titanangebot ein Indikator für die Bildungstemperatur

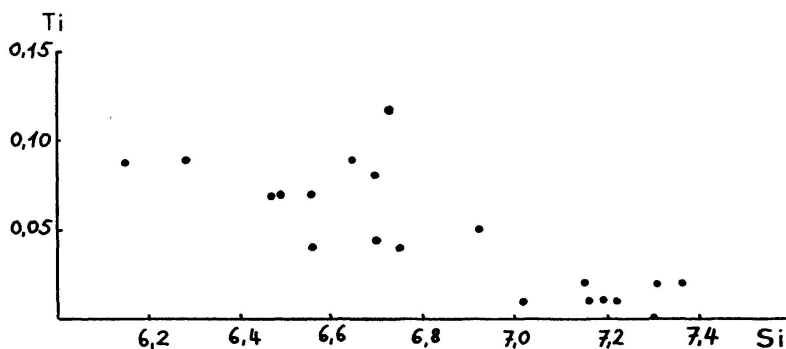


Fig. 15. Variation des Ti in den Hornblenden.

der Hornblenden. Da die meisten Hornblenden Titanit- oder/und Rutileinschlüsse besitzen, ist der bei Totalanalysen gewonnene Titangehalt eine fragwürdige Grösse. Ausserdem hängt der Einbau von Ti in die Hornblenden nicht nur von dessen Angebot aus dem Gestein und von der Temperatur ab, sondern ist wahrscheinlich auch durch den Hornblendechemismus bestimmt (Al^{IV} , Wassergehalt, evtl. Na und Fe; s. SAXENA and EKSTRÖM 1970). Möglicherweise ist dies mit ein Grund dafür, dass die blaugrünen und blassblauen Hornblenden Ti-reicher sind als die Magneshornblenden.

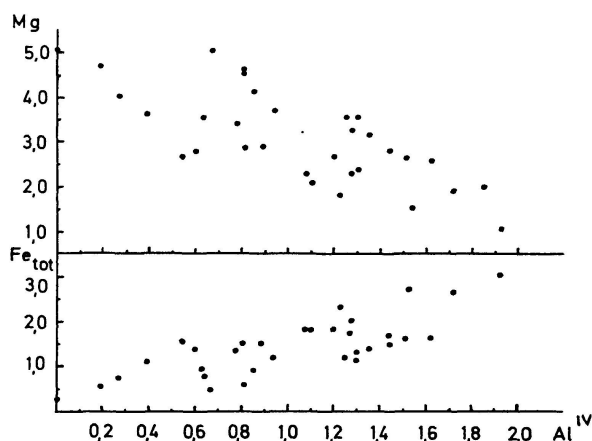


Fig. 16. Abhängigkeit des Mg und Fe_{tot} von Al^{IV} (alle Hb-Analysen).

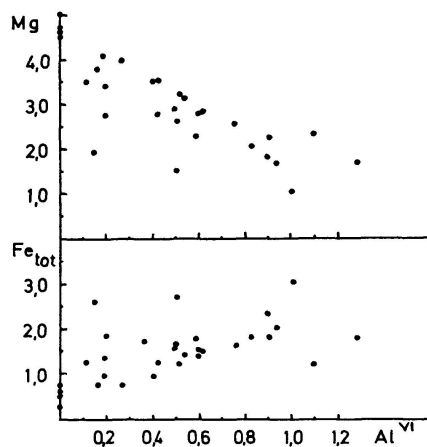


Fig. 17. Abhängigkeit des Mg und Fe_{tot} von Al^{VI} (alle Hb-Analysen).

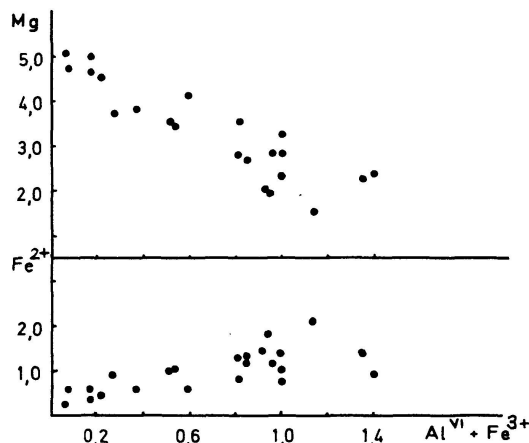


Fig. 18. Variation des Mg und Fe^{2+} mit der Summe $Al^{VI} + Fe^{3+}$ (nur Totalanalysen).

Aus den Fig. 16, 17 und 18 wird ersichtlich, dass der Einbau von Fe parallel zu jenem von Al^{VI} und Al^{IV} geht, während das Mg mit steigendem Al^{IV} resp. Al^{VI} kleiner wird. Wenn man die Werte aus der Literatur (LEAKE, 1968) in die Diagramme einträgt, wird diese Abhängigkeit weniger deutlich. Bei KOSTYUK and SOBOLEV (1969) und bei BARD (1970) erscheint keine positive Korrelation zwischen Al^{IV} resp. Al^{VI} und Fe, während SAXENA and EKSTRÖM (1970) und RAMBERG (1952), letzterer aus theoretischen Erwägungen heraus, eine solche zwischen Fe^{2+} und Al^{IV} resp. Al^{VI} aufzeigen. Al^{VI} und Fe^{3+} scheinen sich gegenläufig zu verhalten.

In etwas anderer Form tritt diese Erscheinung auch in den Fig. 19 und 20 zutage. Hier ist Mg gegen Fe^{2+} resp. gegen Fe_{tot} abgetragen.

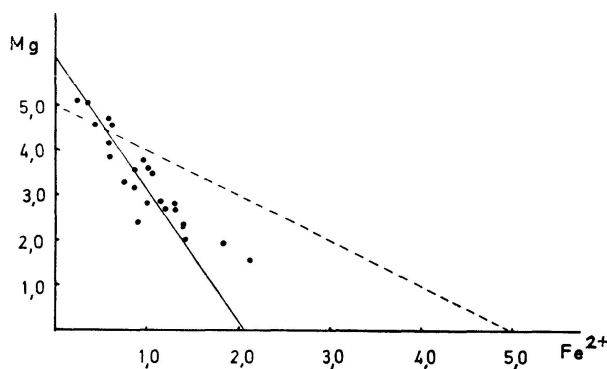
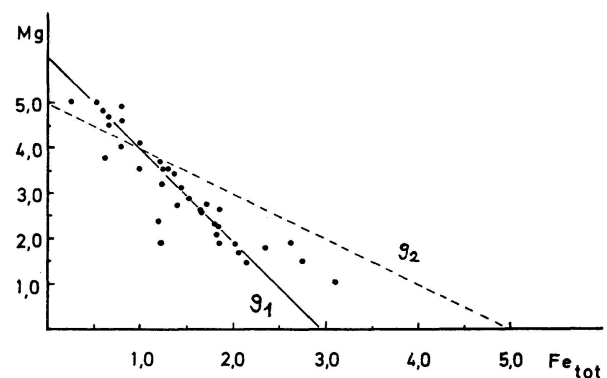


Fig. 19. Die Korrelation Mg- Fe^{2+} (Formelkoeffizienten; nur Totalanalysen).

Fig. 20. Die Korrelation Mg- Fe_{tot} (alle Analysen) $g_2: \text{Fe}_{\text{tot}} = -\text{Mg} + 5$.



In Fig. 20 scharen sich die Punkte um eine Gerade (g_1), welche die Ordinate bei $\text{Mg} \cong 6$ und die Abszisse bei $\text{Fe} \cong 3$ schneidet. Die zweite Gerade (g_2) genügt der Gleichung: $\text{Fe}_{\text{tot}} = -\text{Mg} + 5$. Auf ihr müssten die Al^{VI} -freien Hornblenden liegen (vorausgesetzt $\text{Mn}, \text{Ti} \rightarrow 0$). Im Feld $\text{Fe}_{\text{tot}} < 1$ über g_2 sollten die Hornblenden kein Al^{VI} enthalten. Dennoch führen die meisten dieser Hornblenden Al^{VI} . Die Differenz zwischen g_1 und g_2 mit $\text{Fe}_{\text{tot}} > 1$ ergibt auf der Abszisse den Al^{VI} -Gehalt. Wie man sieht, müsste das Al^{VI} bis $\text{Mg} = 0$ auf 2 Atome Al^{VI} steigen. Dies stimmt bis zu $\text{Fe}_{\text{tot}} \sim 2$. Noch Fe-reichere Hornblenden verschieben sich in Richtung von g_2 , d. h., sie werden relativ noch Fe-reicher, wobei vor allem das Al^{VI} durch Fe^{3+} ersetzt wird. Der Punkt,

von welchem weg das Al^{VI} nicht mehr wächst, könnte einen Hinweis auf die Metamorphosebedingungen liefern. Nach LEAKE (1965) und KOSTYUK and SOBOLEV (1969) scheint der Al^{VI} -Gehalt der Hornblenden druckabhängig zu sein: hohe Al^{VI} -Gehalte weisen auf grosse Drucke während der Kristallisation hin. Dazu steht im Widerspruch, dass Katahornblenden aus Granuliten im allgemeinen arm an Al^{VI} sind (RAY and SEN, 1970).

Es ist eigenartig, dass die Hornblenden, die kein Al^{VI} enthalten sollten, bei $Fe_{tot} < 1$ der Geraden g_1 folgen und nicht auf g_2 abschnenken.

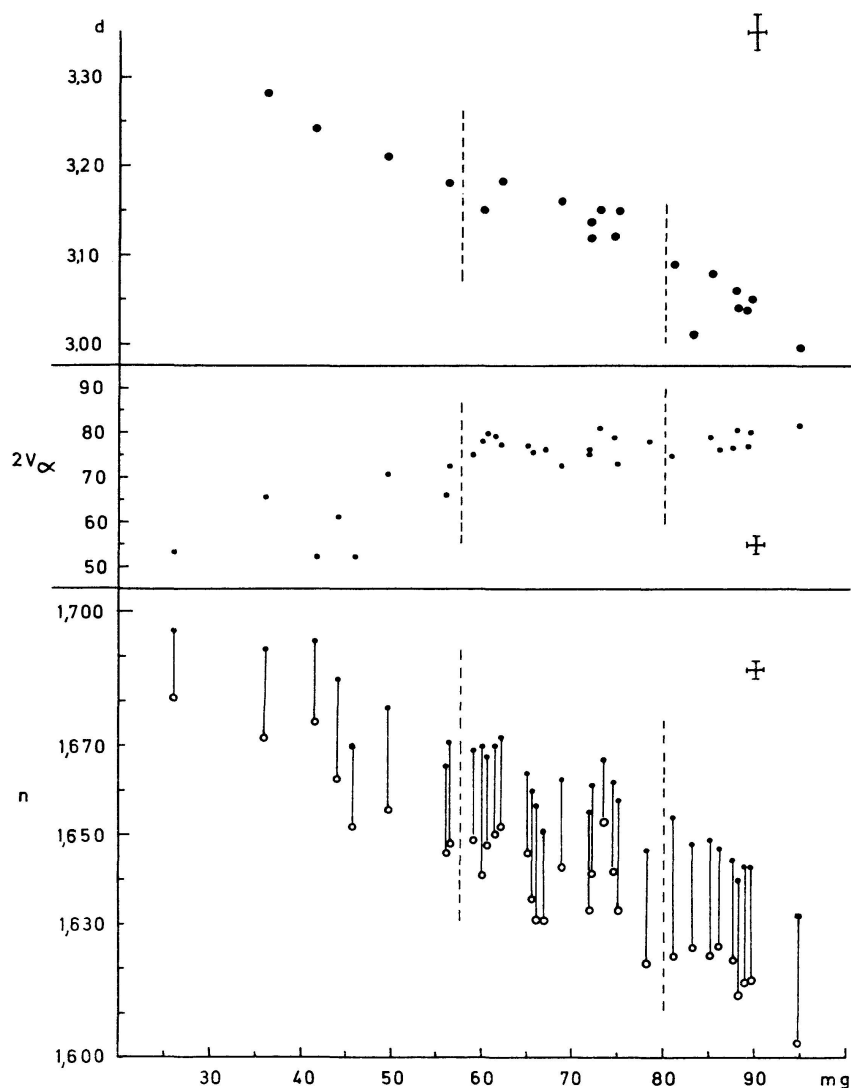


Fig. 21. Die Abhängigkeit der Dichte (d), des Achsenwinkels ($2V_\alpha$) und der Brechungsindizes (n) von mg .

Fehlerkreuz + ○: n_α , ●: n_γ .

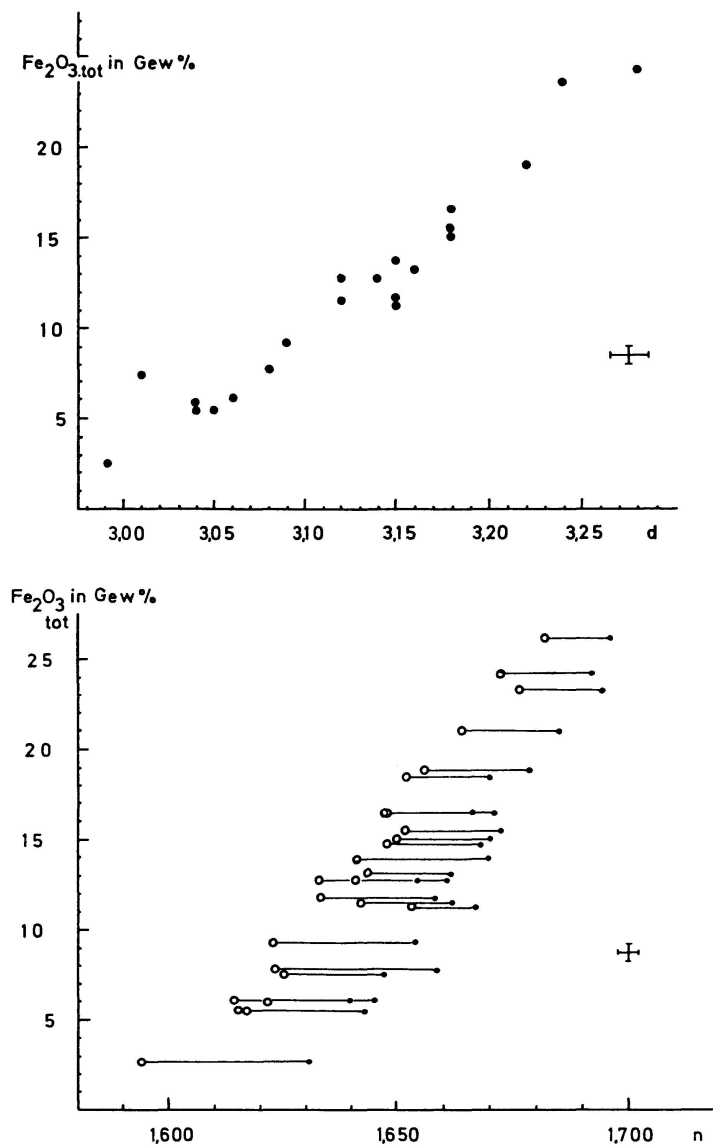


Fig. 22. Abhängigkeit der Dichte (d) und der Brechungsindizes von Fe_2O_3 tot; Fehlerkreuz +.

b) Optik-Chemismus

Fig. 21 bis 23 zeigen die Zusammenhänge zwischen Dichte, optischen Daten und Chemismus. Die Kenntnis der Dichte und der optischen Daten erlaubt die ungefähre Abschätzung des Fe_{tot} -Gehalts und des m_g -Werts der Hornblenden. Mit steigendem Fe_{tot} nehmen Dichte und Brechungsindizes zu, während Doppelbrechung und $2V_\alpha$ kleiner werden. Ausserdem bewirken höhere Al^{IV} -Gehalte ein Ansteigen der Brechungsindizes (TRÖGER 1969). Doch ist dieser Effekt viel geringer als der Einfluss von Fe_{tot} .

In der Fig. 23 ist $2V_\alpha$ gegen n_y abgetragen. Diese Darstellungsart haben SHIDO (1958), SHIDO and MIYASHIRO (1959), BANNO (1964) und IWASAKI (1963) dazu benützt, Hornblenden aus verschiedenen metamorphen Zonen gegeneinander

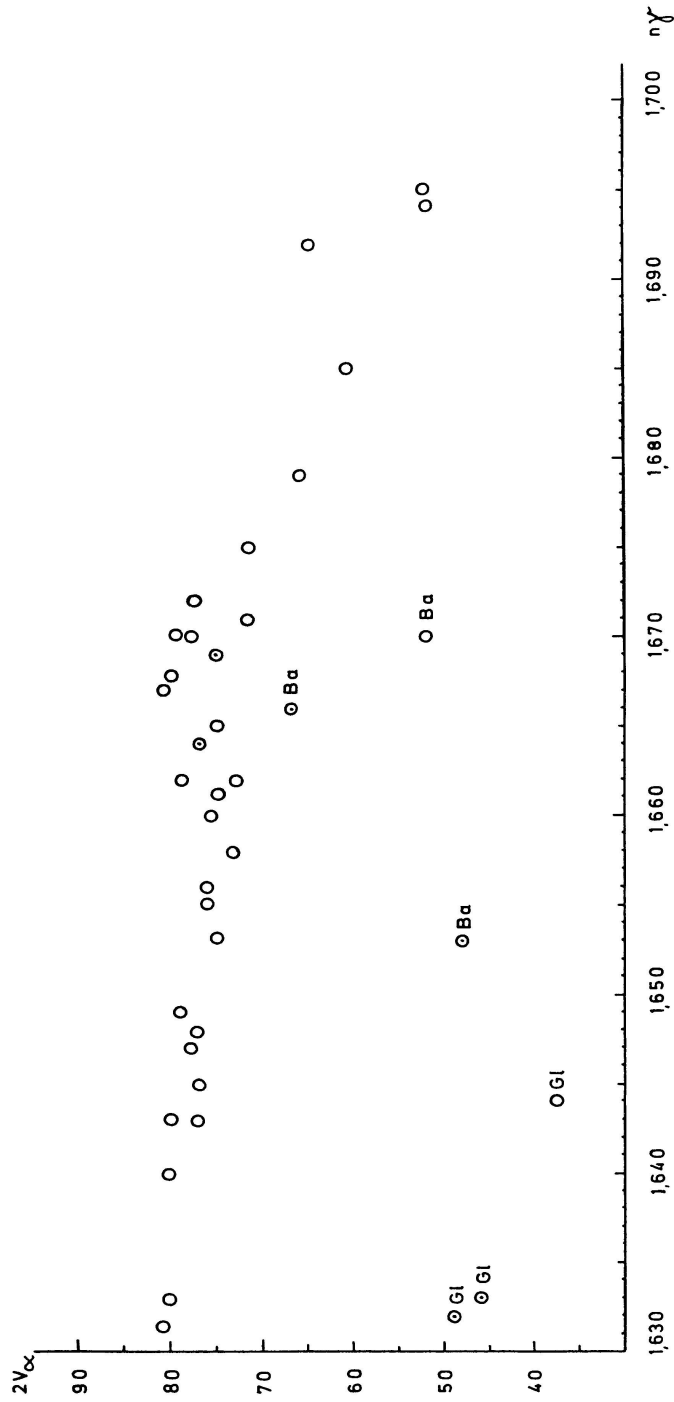


Fig. 23. Variation des Achsenwinkels ($2V_\alpha$) mit dem Brechungsindex n_γ .

Ba: Barroisit; Gl: Glaukophan; ⊙ Literaturwerte.

der abzugrenzen. Sie erhalten dabei grosse Streufelder anstelle unserer mehr oder weniger linearen Abhängigkeit. Da sowohl n_γ als auch $2V_\alpha$ in erster Linie durch den Fe_{tot} -Gehalt bestimmt sind, bedeutet die Variation der beiden Grössen mit dem Metamorphosegrad vor allem eine Veränderung des Fe-Gehaltes resp. des mg-Wertes. In Fig. 23 heben sich die Glaukophane und Barroisite von den übrigen Hornblenden ab. Die Barroisite nehmen eine Zwischenstellung zwischen den blaugrünen Hornblenden und den Glaukophanen ein. Für die Ca-Hornblenden gilt, dass $2V_\alpha$ mit steigendem n_γ abnimmt (s. auch BANNO 1964, MACARA 1966).



Fig. 24. Zonare Hornblenden in einem Prasinit (D_{41}). Man beachte den kontinuierlichen Übergang von farblosem Kern zum pleochroitischen Rand im Korn links. Vergr.: $\sim 43\times$.

c) Zur Farbe der Hornblenden

Die Absorptionsfarbe $//n_\gamma$ ist u. d. M. ein sehr auffälliges Merkmal der Hornblenden. So haben u. a. SHIDO (1958) und BINNS (1965) beobachtet, dass sich die Farbe $//n_\gamma$ mit dem Metamorphosegrad ändert, und dass man Zonengrenzen mit Hilfe der Hornblendefarben ziehen kann. Die regionale Abfolge lautet für die basischen Gesteine der Alpen vom niedrigsten bis zum höchsten Metamorphosegrad verallgemeinert und vereinfachend (ohne Berücksichtigung der Kristallisationsphasen) etwa so: Riebeckit (Arfvedsonit, evtl. Crossit), Glaukophan, Barroisit, aktinolithische Hornblende, blaugrüne Hornblende, grüne Hornblende, bräunlichgrüne bis braune Hornblende.

Die Verbreitungsgebiete einzelner Hornblendetypen können sich überlappen.

Es tritt aber z. B. niemals Glaukophan zusammen mit blaugrüner Hornblende in der Oligoklaszone auf. Bemerkenswert sind die vielen verschiedenen Hornblenden, die mit Albit assoziiert sein können, gegenüber den chemisch wenig differenzierten grünen und braunen Hornblenden, die mit An-reicherem Plagioklas vergesellschaftet sind (WENK et al., 1974).

Die in dieser Arbeit beschriebene Serie von Hornblenden reicht vom Glaukophan bis zu den grünen Hornblenden. Ein interessantes Problem ist der Blaustich der Absorptionsfarbe n_{γ} . SEITSAARI (1953), BINNS (1965) und HENDERSON (1966) haben sich mit diesem Problem auseinandergesetzt und sind zum Schluss gekommen, dass die Blautönung durch den relativ hohen Oxydationsgrad des Fe und einen hohen Wassergehalt bedingt ist.

Auch bei den hier vorgestellten Hornblenden scheint der hohe Oxydationsgrad des Fe ($ox = \frac{2Fe_2O_3}{2Fe_2O_3 + FeO}$ in Mol-% zwischen 0,2 und 0,48) und nicht etwa der Na- oder K-Gehalt für die blaue Farbe verantwortlich zu sein. Der Wassergehalt liegt bei allen Hornblenden relativ hoch, hat aber anscheinend einen geringen Einfluss auf die Farbe. Die Intensität des Pleochroismus hingegen ist durch das Fe_{tot} , resp. Mg-Fe-Verhältnis bestimmt: je eisenreicher eine Hornblende, desto intensiver ist ihr Pleochroismus.

d) Homogenität, Zonarität und Mischungslücken

Eine grosse Schwierigkeit bei der chemischen Untersuchung der Hornblenden unseres Gebiets liegt in der Inhomogenität. Sie ist Ausdruck des nicht erreichten chemischen Gleichgewichts und betrifft sowohl das Einzelkorn als auch die Gesamtheit der Körner. Auf optischem Weg tritt die Inhomogenität am häufigsten durch den Zonarbau oder in anderen Fällen durch eine Forderung in mehr oder weniger pleochroitische Stellen am Einzelkorn in Erscheinung. Um die chemische Variationsbreite im Einzelkorn und von Korn zu Korn zu erfassen, wurde die Mikrosonde eingesetzt. An zonierten Körnern wurden folgende Hornblendeabfolgen gefunden:

Kern	Mantel	Grenze (optisch)
Glaukophan	Barroisit	z. T. scharf, z. T. verwaschen
farblose Hb	Magnesio-Hb	z. T. scharf, mit Beckescher Linie; oft aber
(z. T. Na-haltiger Aktinolith)		
akt. Hb	blaugrüne Hb	i. a. fließende Übergänge
(z. T. Akt.?)		
blaugrüne Hb	akt. Hb	i. a. fließende Übergänge
blassblaue Hb	Saum von	scharfe Grenzen
	akt. Hb.	

Bei der Probe F₅₅ sind jene Stellen der sonst fast farblosen Hornblende, die an Chlorit grenzen, intensiver grün gefärbt und heben sich vereinzelt

scharf von der übrigen Hornblende ab. Die Körner als Ganzes sind jedoch nicht zonar aufgebaut.

Es wurde u. d. M. nie eine Lamellierung von zwei Hornblendearten an einem zonaren Hornblendekorn entdeckt.

Wie drückt sich der optisch festgestellte Zonarbau chemisch aus? Allgemein ist festzuhalten, dass optisch homogen scheinende Hb-Körner chemisch eine grosse Variationsbreite aufweisen können, dass andererseits zonare Kristalle chemisch relativ einheitlich sein können. Das hängt damit zusammen, dass sich die vom Fe-Gehalt abhängige Intensität der Farbe schon bei geringen Konzentrationsunterschieden des Fe deutlich ändern kann, besonders im Bereich von 5–6 Gew.-% und 16–17 Gew.-% Fe_2O_3 tot.

In der Fig. 25 sind die Mikrosondenanalysen von zonaren Hornblendekörnern aus fünf Proben graphisch aufgetragen. Die zugehörigen Analysenwerte finden sich auf p. 202. Auf der Abszisse ist die Distanz Zentrum-Rand für die jeweiligen Körner abgetragen.

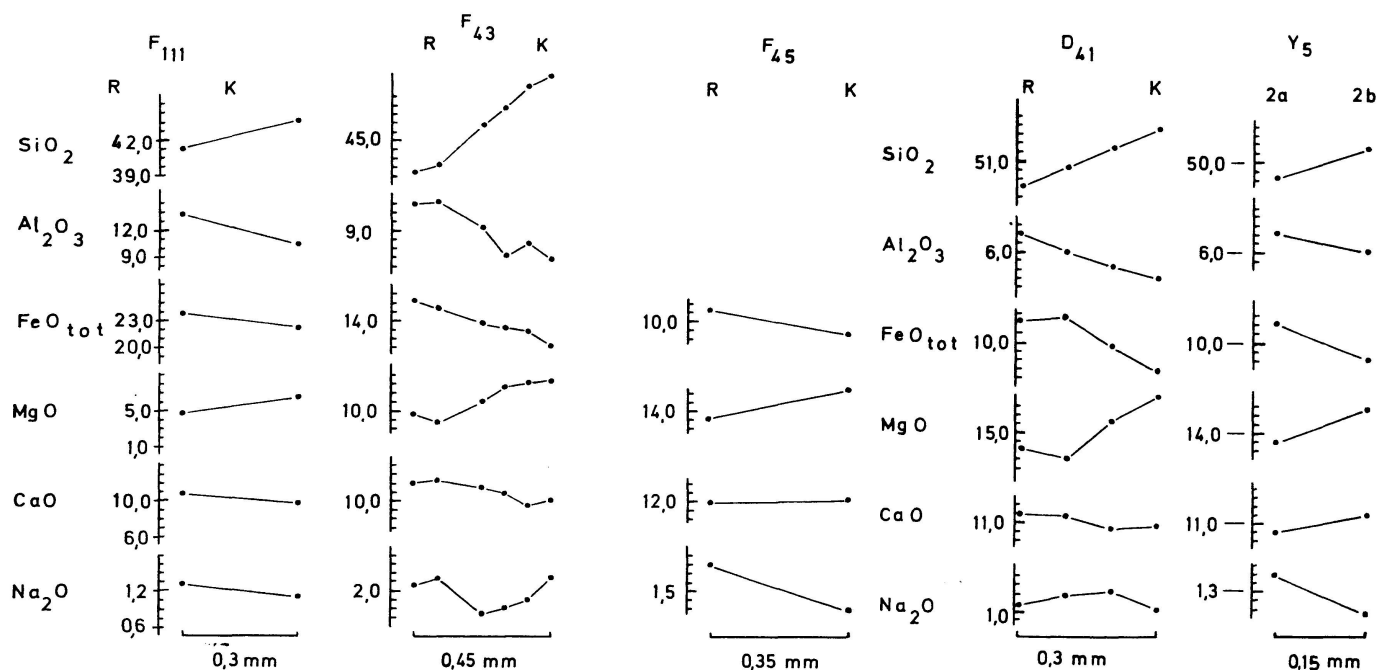


Fig. 25. Mikrosondenprofile durch Hornblenden.

K = Kern, R = Rand; Ordinate: Gew.-%.

Als erstes fallen die grossen chemischen Unterschiede im gleichen Korn auf, so z. B. in der Probe F_{43} , wo das SiO_2 zwischen 41,6 und 52,1 Gew.-%, das Al_2O_3 zwischen 6,0 und 12,4 Gew.-% schwankt! Die Zusammensetzung eines Kornes reicht damit von einem Na-haltigen Aktinolith bis zu einer gemeinen Hornblende mit $\text{Al}^{\text{IV}} = 1,54$.

Auch bei einer nicht oder ganz schwach zonierten Hornblende (F_{98}) wurden Unterschiede im Chemismus von der gleichen Grössenordnung festgestellt.

Diese Schwankungen sprechen sich natürlich auch in einer Variation der optischen Daten aus.

Weiterhin kommt in der Fig. 25 klar zum Ausdruck, dass sich Si und Mg resp. Al und Fe gegenläufig bewegen (p. 172) (gekoppelte Substitution MgSi-AlFe, Ladungsausgleich durch Fe^{3+} , Al^{VI} und Na). CaO zeigt keine einheitliche Tendenz, während Na bald gegen den Rand zu (F_{111} , F_{45}), bald gegen den farblosen Kern hin zunimmt (F_{43} , D_{41}).

Diese Profile durch Hornblendekörner werfen das Problem der Mischungslücken in der Klinoamphibolfamilie auf. Die Autoren, die sich mit dieser Frage befasst haben, spalten sich in zwei Lager. Die einen, darunter SUNDIUS (1946), SHIDÔ (1958), MIYASHIRO und SHIDÔ (1959), BANNO (1964) und KLEIN (1969) beobachten und fordern eine Mischungslücke zwischen Magnesiohornblenden und Aktinolithen, während z. B. FOSLIE (1945) und SCHÜRMAN (1967) einen kontinuierlichen Übergang zwischen Aktinolithen und gemeinen (resp. akt. Hornblenden mit $\text{Al}^{\text{IV}} \leq 1$) Hornblenden für wahrscheinlich halten. COMPTON (1958) stellt in seiner kontaktmetamorphen Serie eine Mischungslücke zwischen Aktinolithen und gemeinen Hornblenden fest, zeigt aber anhand einer Aktinolith-Hornblendeserie aus regionalmetamorphem Terrain, dass unter gewissen Bedingungen der Metamorphose die Mischungslücke verschwinden kann. Darüberhinaus ist in den Fig. 71 und 72 in DEER, HOWIE and ZUSSMAN (Vol. 2, 1963) das Feld zwischen Tremolit und Hornblende mit Amphibolen belegt. Dennoch darf man anhand der Beschreibungen in der Literatur fast mit Sicherheit annehmen, dass unter gewissen Metamorphosebedingungen eine mehr oder weniger ausgedehnte Mischungslücke zwischen Aktinolithen und Magnesiohornblenden existiert. So konnte STECK (1971) in der progressiv metamorphen Charcot Land Serie eine Zone ausscheiden, in welcher farblose bis blassgrüne und grüne bis blassgrüne Hornblende miteinander koexistieren. Die Frage der Mischungslücken in der Hornblendefamilie ist jedoch wegen der verschiedenen gekoppelten Substitutionen von der chemischen Seite her sehr komplex. Zur Abklärung dieser Frage sollte man jeweils eine Reihe zwischen zwei künstlich definierten Endgliedern aufstellen können, wobei die übrigen Parameter konstant gehalten werden (nur Experimente: SCHÜRMAN, 1966; JASMUND und SCHÄFER, 1972). Überdies müsste man die mögliche Variationsbreite der «Aktinolithen» aus basischen Gesteinen der Grünschieferfazies kennen. Was in der Literatur unter der Bezeichnung «Aktinolith» aus dem Bereich der oberen Grünschieferfazies kursiert, ist häufig kein echter Aktinolith, sondern kann als Mischung verschiedener, theoretischer Hornblendeendglieder interpretiert werden.

Das Problem der Mischungslücken ist anhand von unseren kleinen, zonaren Hornblendekörnern nicht eindeutig zu lösen. Die Analysenprofile der zweikanaligen Mikrosonde genügen nicht, der optische Befund (Beckesche Linie, graduelle Farbübergänge) kann durch Schnitteffekte verfälscht sein, und selbst

die Röntgenaufnahmen ergaben in unserem Fall keinen eindeutig interpretierbaren Befund. Die verbreiterten Peaks in den Pulveraufnahmen zonarer Hornblenden weisen eher auf variable statt auf zwei diskrete Gitterparameter hin. Lediglich bei der Hornblende F_{43} wurde eine deutliche Aufspaltung der ausgemessenen Peaks festgestellt. Die Einkristallaufnahme (Weissenberg und Drehkristall) ergab zwei verschiedene a_0 ($9,920 \pm 0,003$ resp. $9,888 \pm 0,005$ Å) und c_0 ($5,345 \pm 0,002$ resp. $5,322 \pm 0,002$ Å) Werte, während b_0 ($18,069 \pm 0,02$) und β ($106^\circ 54' \pm 20'$) nur je einen Wert lieferten. Die Reflexe sind jedoch durch eine Schwärzung verbunden (Streustrahlen oder variable Gitterparameter?). Andererseits vermitteln die Mikrosondenanalysen und der optische Befund das Bild eines stetigen Übergangs Kern-Randzone (Fig. 25, p. 178). Leider ist die Korrelation Gitterparameter-Chemismus bei Hornblenden im allgemeinen mehrdeutig (ERNST, 1968); die Unterschiede zwischen den beiden a_0 - und c_0 -Werten sind relativ gering; keines der beiden Parameterset würde auf ein Glied der Tremolit-Aktinolithreihe passen (ERNST, 1968; DEER, HOWIE and ZUSSMAN, 1963). Als Ganzes gesehen lassen der Zonarbau mit fließenden Übergängen (ähnlich wie bei den Plagioklasen), das Fehlen einer Lamellierung oder von farblosen Aktinolithen und grünen Hornblenden als räumlich getrennte Phasen und mit Vorbehalten auch die Mikrosondenprofile vermuten, dass die Aktinolithe und die Magnesiohornblenden der FF über einen grossen Bereich hinweg Mischkristalle bilden, oder genauer, dass sich der Chemismus dieser Amphibole im Laufe der Metamorphose kontinuierlich änderte. Andererseits sind aufgrund der scharfen, optischen Grenzen Mischungslücken zwischen Aktinolith resp. aktinolithischer Hornblende und pargasitischer Hornblende und, wenigstens teilweise, zwischen Glaukophan und Barroisit wahrscheinlich. Man darf annehmen, dass der Na- und Al^{VI} -Gehalt (Glaukophan-Komponente) der «Aktinolithe» oder akt. Hornblenden entscheidend mitbestimmt, ob eine Mischungslücke auftritt oder nicht. Die Experimente von JASMUND und SCHÄFER (1972) haben gezeigt, dass die Mg-Endglieder Tremolit und Tschermakit selbst unter geringen Drucken Mischkristalle bilden können: die Substitution $MgSi \rightarrow Al^{IV} Al^{VI}$ ist anscheinend bis zu den Magnesiohornblenden stetig; Al-reichere Hornblenden als Trem₄₅ Tscherm₅₅ (Mol-%) konnten nicht synthetisiert werden (Fe, vgl. p. 171, 189). Offensichtlich sind diese Ergebnisse nicht ohne weiteres auf natürliche Hornblenden zu übertragen (vgl. z. B. Hb S₂₂; Tab. 4, p. 201).

Was sagt nun der Zonarbau in bezug auf die Metamorphosebedingungen aus? Da wir Hornblenden aus dem gleichen Gestein betrachten, dürfen wir den Einfluss des Gesteinschemismus ausser acht lassen. Zusammenfassend kann aufgrund der Mikrosondenprofile gesagt werden, dass mit steigendem Metamorphosegrad im gleichen Korn der SiO_2 - und MgO -Gehalt abnehmen, während der FeO_{tot} - und Al_2O_3 -Gehalt ansteigen (besonders Al^{IV} -Zunahme). Die Zunahme des Na_2O ist aus den schon erwähnten Gründen (p. 159) z. T.

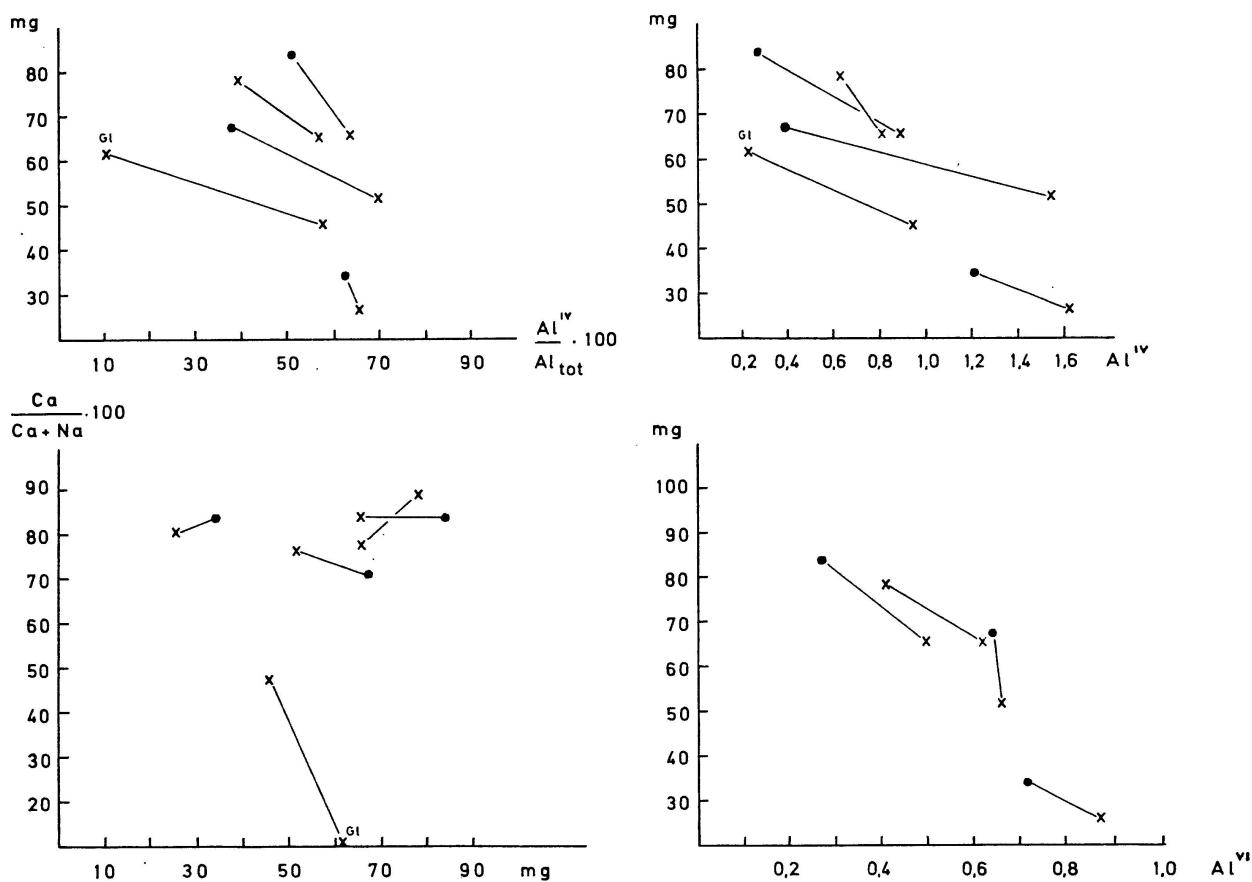


Fig. 26. Die Parameter der extremen Hornblendechemismen am gleichen Korn.

● Kernpartie, x Randzone, Gl: Glaukophan.

weniger deutlich. Fig. 26 zeigt die Variation von mg gegenüber $\frac{Al^{IV}}{Al_{tot}}$, Al^{IV} , Al^{VI} und $\frac{Ca+Na}{Ca}$ für die extremen gemessenen Hornblendechemismen am Einzelkorn.

Die geringe Mischungslücke oder das Fehlen einer solchen ist durch die physikalischen Bedingungen während der Metamorphose bedingt. ERNST (1968, p. 71) hält einen Solvus für möglich, der bei höheren Temperaturen und tieferen Drucken ausgeprägt ist (Kontaktmetamorphose; Abukuma-Typ). COMPTON (1958) dagegen versucht das Fehlen einer Mischungslücke kinetisch, d. h. mit einem vollständigeren Reaktionsablauf und mit einer stetigen Dehydratation im Fall der Regionalmetamorphose zu erklären.

Da in der FF während gewissen Zeitabschnitten der Metamorphose bei relativ niedrigen Temperaturen hohe Drücke geherrscht haben, ist es nach ERNST (loc. cit.) denkbar, dass der Solvus zwischen Aktinolith und Mg-Hornblenden mit steigenden Drucken und bei geringen Temperaturen weniger ausgedehnt ist oder ganz verschwindet (ΔV Mischung negativ?).

Die mikroskopischen Befunde an Proben aus dem höher temperierten Be-

reich des Lepontins sprechen für die Existenz einer solchen Mischungslücke. Dabei sei nicht vergessen, dass eine Voraussetzung für den sicheren Nachweis einer Mischungslücke, die Koexistenz zweier Hornblendephasen im stabilen Gleichgewicht, bei den untersuchten Hornblenden vermutlich nicht erfüllt ist (p. 155).

HORNBLENDEN UND «KOEXISTIERENDE» MINERALIEN

a) Silikate

Die Paragenesen, in welchen die hier untersuchten Hornblenden auftreten, sind aus der Tabelle, p. 196, zu entnehmen. Es ist zu ergänzen, dass die Hornblenden der StZ mit Albit ($< 5\%$ An) und jene des mittleren und östlichen Lorancotals mit Albit + Oligoklas zusammen vorkommen, wobei die Plagioklase oft zoniert sind (z. B. bei F_{45} : Kern 6–10% An, Rand bis 29% An).

Die Beziehungen zwischen Chloriten und Hornblenden sollen in einer späteren Arbeit diskutiert werden.

Von den übrigen mit den Amphibolen assoziierten Mineralien wurden zwei Omphazite und drei Granate und aus dem Gestein T_{16} alle Hauptkomponenten (Omphazit, Granat, Glaukophan und Barroisit) mit der Mikrosonde analysiert.

In den Fig. 27, 28 sind diese Daten graphisch dargestellt (Analysen p. 203).

Im Dreiecksdiagramm (Fig. 27) Al_{tot} - Fe_{tot} -Mg wurden zusätzlich die extremen, gemessenen Hornblendechemismen im gleichen Gestein eingetragen. Dabei fällt auf, dass das Al- Fe_{tot} -Verhältnis unter den Hornblenden und zwischen Hornblenden und Granat etwa konstant bleibt, während Mg stark abnimmt. Die Granate sind ausserordentlich Mg-arm und die Omphazite enthalten relativ noch mehr Al als die Al-reichsten Hornblenden.

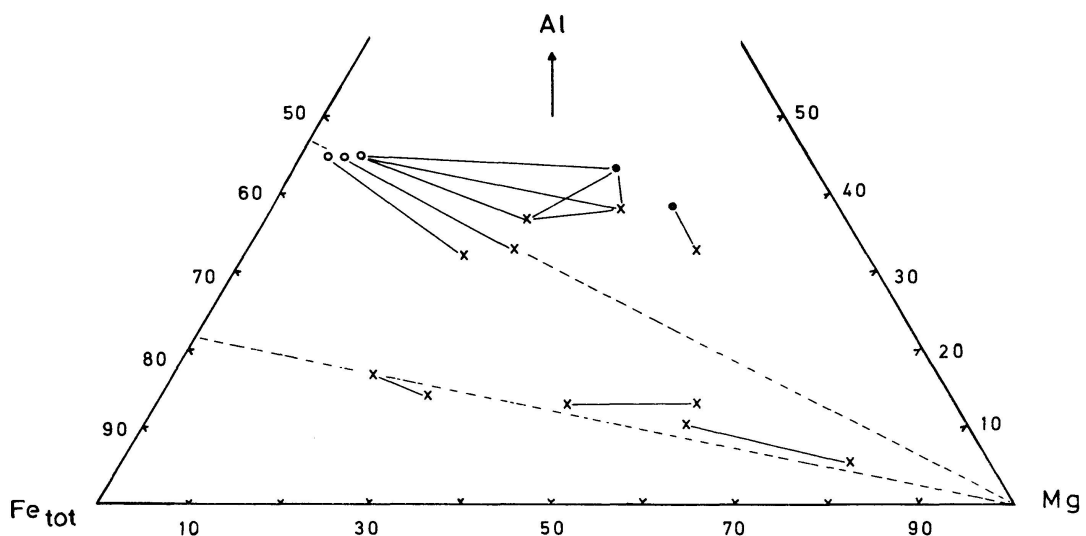


Fig. 27. Darstellung der Mikrosondenanalysen von Granat (○), Omphazit (●) und Hornblenden (x) im Dreiecksdiagramm Mg- Fe_{tot} - Al_{tot} (Formelkoeff.).

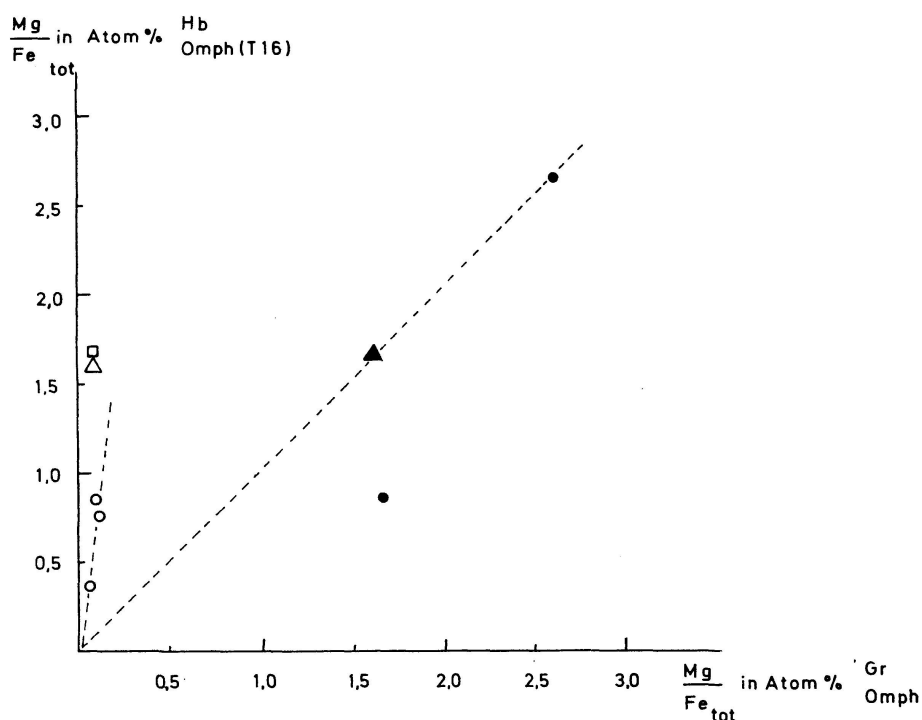


Fig. 28. Die $\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}_{\text{tot}}}$ -Quotienten (Atom-%) von Hornblenden (resp. Omphazit) gegen jede von Granat und Omphazit.

- | | |
|-----------------------|-----------------------|
| ○ Granat-Hornblende | □ Granat-Omphazit |
| ● Omphazit-Hornblende | △ Granat-Glaukophan |
| | ▲ Omphazit-Glaukophan |

In Fig. 28 ist nach der Darstellungsart von ALBEE (1965) das Verhältnis $\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}_{\text{tot}}}\right)$ Atom-% der einzelnen Mineralien gegeneinander aufgetragen (s. ALBEE 1965 und KRETZ 1959). Angesichts des chemischen Ungleichgewichts in den Gesteinen, bei dem man nie sicher weiss, welche Zone des einen Minerals zu welcher Zone des andern Minerals gehört, und in Anbetracht der spärlichen Daten ist der Aussagewert von Fig. 28 beschränkt.

Immerhin fallen die Hornblende-Granat-Paare F_{46} , T_{16} und F_{111} fast auf eine Linie (K_D konstant, $\sim 7,5$), obwohl der Granat S_{46} u. d. M. korrodiert erscheint (p. 162) und durch die Hornblende (und Epidot) ersetzt wird. Weiterhin fallen F_{74} (pargasitische Hornblende-Omphazit) und T_{16} (Omphazit-Glaukophan) auf dieselbe Linie, wobei u. d. M. zu erkennen ist, dass die pargasitische Hornblende aus dem Omphazit hervorgeht. Das $\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}_{\text{tot}}}$ -Verhältnis ist in diesen Amphibolen und im Omphazit etwa gleich gross ($K_D \frac{\text{Hb}}{\text{Omph}} \sim 1$). Die K_D -Werte von S_{46} und F_{74} weisen darauf hin, dass K_D nicht uneingeschränkt als Mass für das im Gesamtgestein erreichte chemische Gleichgewicht zwischen den Phasen gewertet werden darf. Wenn ein Mineral sich auf Kosten eines andern während der Metamorphose bildet, so bestimmt in erster Linie der Chemismus des älteren Minerals jenen der neugebildeten Phase, während der

Gesteinschemismus nur indirekt eine Rolle spielt (lokales Gleichgewicht). Ein Beispiel hierfür gibt das Gestein F₉₇, wo die blassblaue Hornblende um Granatrelikte herum viel intensiver pleochroitisch, d. h. Fe-reicher ist als im Durchschnitt.

Die Paare Barroisit-Omphazit und Granat-Glaukophan (T₁₆) fallen aus der Reihe. Kommen auf diese Weise die Altersunterschiede, d. h. die unterschiedlichen Metamorphosebedingungen zum Ausdruck?

Fig. 28 zeigt, dass die Granate selbst im Glaukophan-Eklogit T₁₆ sehr Pyrop-arm sind.

An Biotiten aus sechs Gesteinen wurden n_α und n_γ bestimmt (s. Tab. 1 im Anhang).

Anhand dieser optischen Daten wurde das $\frac{Fe_{tot}}{Fe_{tot} + Mg}$ -Verhältnis der Biotite für ein reduzierendes Milieu abgeschätzt (WONES 1963, p. 1304, Fig. 3, Kurven 1, 2, 3). Leider ist die Korrelation Optik-Chemismus bei den Biotiten nicht sehr befriedigend (HALL 1941; DEER, HOWIE and ZUSSMAN 1962). Das $\frac{Fe_{tot}}{Fe_{tot} + Mg}$ -Verhältnis der Biotite liegt etwa zwischen 0,29 und 0,33; jenes der assoziierten Hornblenden schwankt zwischen 0,26 und 0,5. Die Werte variieren relativ schwach; Fe-reichere Hornblenden sind auch mit Fe-reicheren Biotiten vergesellschaftet (s. Fig. 29).

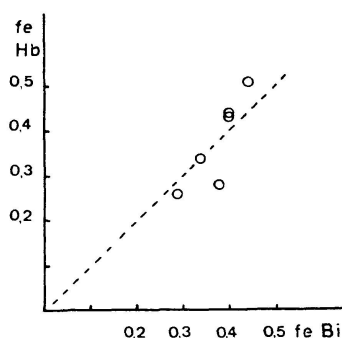


Fig. 29. $fe \left(= \frac{Fe_{tot}}{Fe_{tot} + Mg} \right)$ Hb gegen fe Bi (s. Tab. 3, p. 197).

Nach MOXHAM (1965) sollten sich die Punkte um eine Gerade mit der Steigung $\cong 0,95$ durch den Koordinatenursprung scharen, d. h., koexistierende Hornblenden und Biotite besitzen bei erreichtem Gleichgewicht etwa gleiche Fe/Fe + Mg-Verhältnisse. Die Abweichungen in unserem Fall sind vermutlich weniger durch ein Ungleichgewicht als durch die Ungenauigkeit des fe Biotit bedingt.

b) Erze

Anschliffe von 13 Gesteinen³⁾ der FF wurden mit dem Erzmikroskop auf Erze hin untersucht. Folgende Erzparagenesen wurden in Gesteinen gefunden, aus welchen zugleich die Hornblende analysiert wurde:

³⁾ Alle Gesteinstypen wurden berücksichtigt.

- T₁₆: Vor allem Rutil (sehr selten mit Titaniträndern), Ilmenit, z. T. mit Rutil verwachsen; Pyrit, stellenweise mit Ilmenitsäumen; Kupferkies; seltener kleine Magnetitoktaeder; sporadisch Hämatit bei Ilmenit.
- F₁₁₁: Ilmenit, Pyrit; sehr wenig Rutil und Magnetkies.
- S₄₆: Ilmenit und Rutil mit Titaniträndern; Rutil und Ilmenit sind verwachsen; der Ilmenit hat sich wahrscheinlich nach dem Rutil gebildet; sehr selten ist der Ilmenit stellenweise von einem helleren Mineral (Hämatit?) umsäumt und/oder durchsetzt; Pyrit mit Fe-Hydroxydsäumen.
- F₄₃: Vor allem Titanit, z. T. mit Rutilkern; Pyrit, der grösstenteils in Fe-Hydroxyd umgewandelt ist; Kupferkies, Magnetkies.
- F₇₉: Rutil und Ilmenit verwachsen; beide werden durch Titanit ersetzt; Pyrit.
- F₅₁: Ilmenit, Titanit, Magnetkies; sehr wenig Rutil; Kupferkies.
- F₅₈: Rutil (bis 0,5 cm gross), Titanit, Pyrit.

Anhand der Titanmineralien kann man eine Reaktionsabfolge aufstellen: in Eklogiten und Glaukophangesteinen trifft man Rutil an, in den Amphiboliten findet man vorwiegend Ilmenit (neben Rutil und Titanit) und in den Prasiniten ist Titanit das häufigste Titanmineral.

Bemerkenswert ist die Seltenheit von Hämatit (und Magnetit) in den untersuchten Amphiboliten. Wenn überhaupt, so tritt hier Hämatit nur als winzige Lamellen und Flecken im Ilmenit auf. Dagegen findet man Hämatit im Glaukophan-Eklogit (T₁₆), in Amphibolgneisen, Ovarditen (sehr häufig) und in Glimmerschiefern meist neben Magnetit.

Nach WESTRA (1970) würde dies heissen, dass $f O_2$ in Amphiboliten niedriger war als in Glaukophan-Eklogiten.

Es scheint, dass $f O_2$ während der Umwandlung Eklogit \rightarrow Amphibolit abgenommen hat; doch sind zur Klärung dieser Frage weitere Untersuchungen an den Erzparagenesen notwendig.

ZUR BEZIEHUNG HORNBLENDECHEMISMUS-GESTEINSCHEMISMUS

Auf p. 180 wurde der Zonarbau der Hornblenden (z. B. Kern = aktinolithische Hornblende, Rand = gemeine Hornblende) in Zusammenhang mit wechselnden Metamorphosebedingungen (v. a. P/T) gebracht. Wir konnten feststellen, dass sich vom Kern zum Rand besonders der Al^{IV}-Gehalt und das Mg/Fe-Verhältnis änderte. Da in keinem Fall Aktinolith und gemeine Hornblende als räumlich getrennte, gleichzeitig kristallisierte Phasen vorliegen, wurde der Zonarbau als Kristallisationsabfolge gedeutet. Nicht diskutiert haben wir die Frage, ob die chemischen Änderungen in den Hornblendekörnern nicht durch das Angebot von Komponenten im Gestein beeinflusst oder sogar bestimmt werden.

Zur Abklärung dieser Frage wurden 8 Gesteine chemisch analysiert (Tab. 7,

p. 204). Von 4 weiteren, mineralogisch einfachen Gesteinen wurde aufgrund des geschätzten Modalbestands der Chemismus errechnet⁴⁾.

In den Fig. 30–36 sind die wichtigsten Komponenten der Hornblenden zu jenen des Gesamtgesteins in Beziehung gesetzt.

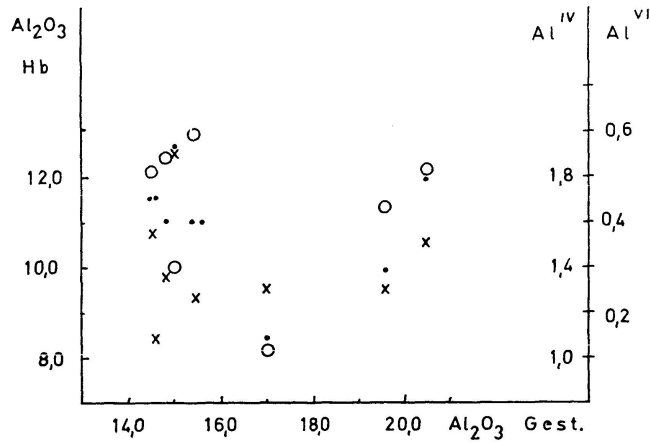


Fig. 30. Al₂O₃ (Gew.-%), Al^{IV} und Al^{VI} (Formelkoeffizienten) der Hb aufgetragen gegen Al₂O₃ (Gew.-%) des Gesteins.

●: Al₂O₃, ○: Al^{VI}, x: Al^{IV}.

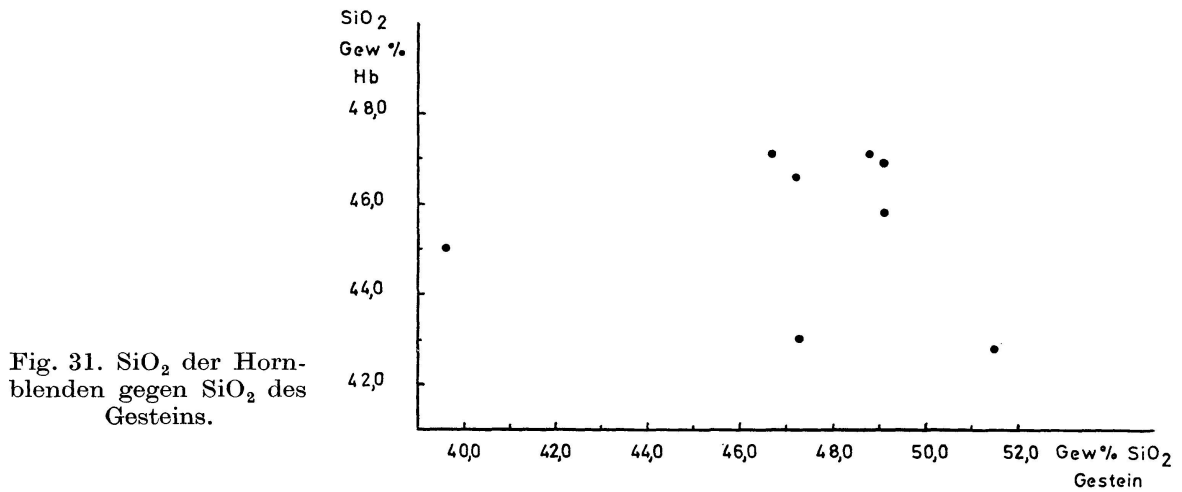


Fig. 31. SiO₂ der Hornblenden gegen SiO₂ des Gesteins.

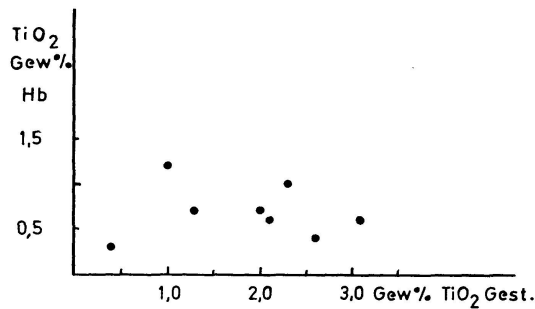
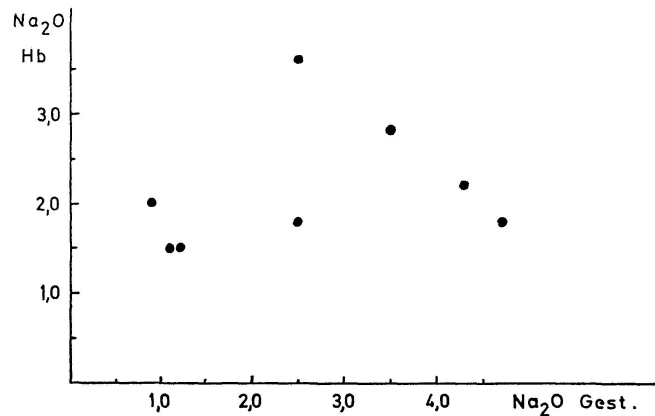


Fig. 32. Der Ti-Gehalt der Hornblenden in Abhängigkeit vom Ti-Gehalt des Gesteins.

⁴⁾ Wir sind uns jedoch bewusst, dass in vielen Fällen sowohl die Berechnung des Chemismus aus dem Modalbestand als auch das umgekehrte Verfahren versagen resp. mit grossen Fehlern behaftet sind. Deshalb sind die errechneten Chemismen nur semi-quantitativ zu werten.

Fig. 33. Na_2O der Hornblenden aufgetragen gegen Na_2O des Gesteins.



Al, Si, Ti und die Alkalien der Hornblenden scheinen nicht oder nur bedingt durch den Gesteinschemismus bestimmt zu sein (Fig. 30–33). Man kann mit anderen Worten bei diesen Komponenten am ehesten eine direkte Abhängigkeit von den Metamorphosebedingungen erwarten. Doch gehen die Meinungen der Autoren z. B. betreffs vermehrtem Einbau von Al^{IV} mit steigendem Metamorphosegrad auseinander, während der Ti- und Alkali-Gehalt der Hornblenden allgemein als metamorphoseabhängig gelten. Da sich in der Reihe Aktinolith-aktinolithische Hornblende-gemeine Hornblende auch ein steigender Metamorphosegrad ausdrückt und da das Hauptunterscheidungsmerkmal dieser Amphibole der Al^{IV} -Gehalt ist, dürfen wir in den unteren bis mittleren T-

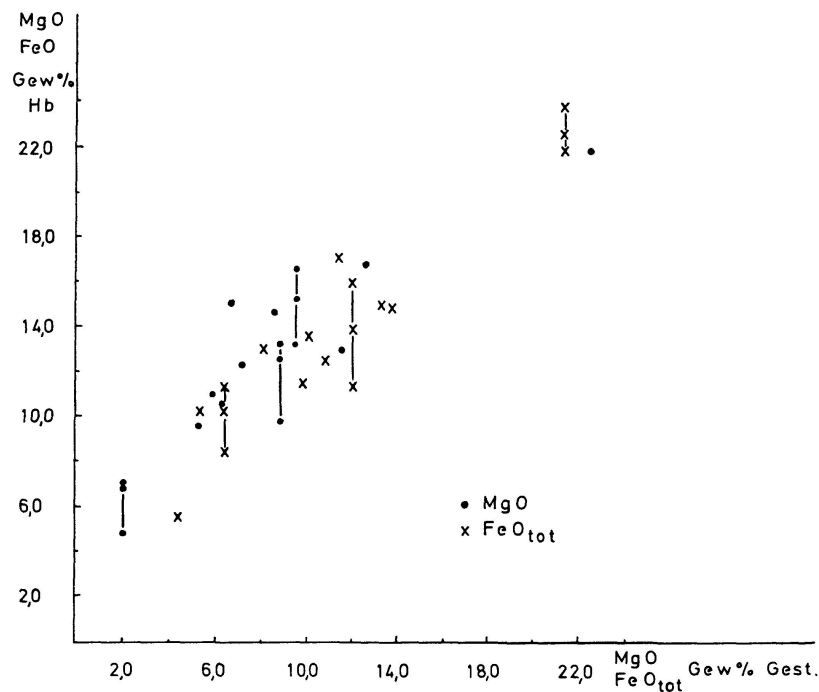


Fig. 34. Abhängigkeit des FeO_{tot} resp. MgO der Hornblenden vom FeO_{tot} resp. MgO des Gesteins. Die Verbindungslinien zeigen die Variationsbreiten für MgO resp. FeO_{tot} der Hornblenden im gleichen Gestein.

Bereichen der Metamorphose eine Abhängigkeit des Al^{IV} -Gehaltes vom Metamorphosegrad erwarten.

Selbst in der einfachen Form der gewichtsprozentischen Darstellung ergibt sich eine starke Abhängigkeit des Mg- und Fe_{tot} -Gehaltes sowie des $\frac{Mg}{Mg + Fe_{tot}}$ -Verhältnisses der Hornblenden von den entsprechenden Gehalten des Gesamtgesteins. In den Fig. 34 und 35 sind auch die mit der Mikrosonde ermittelten

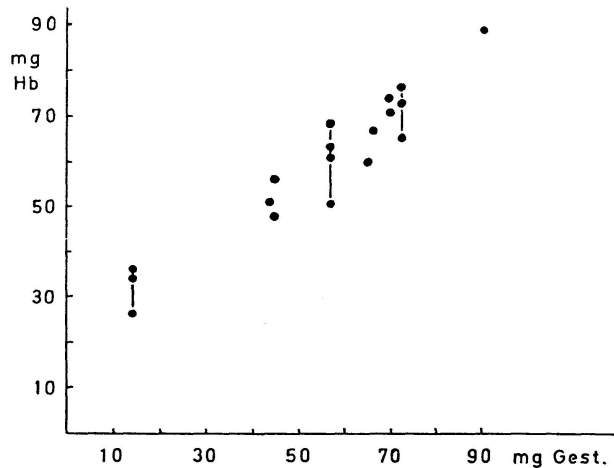
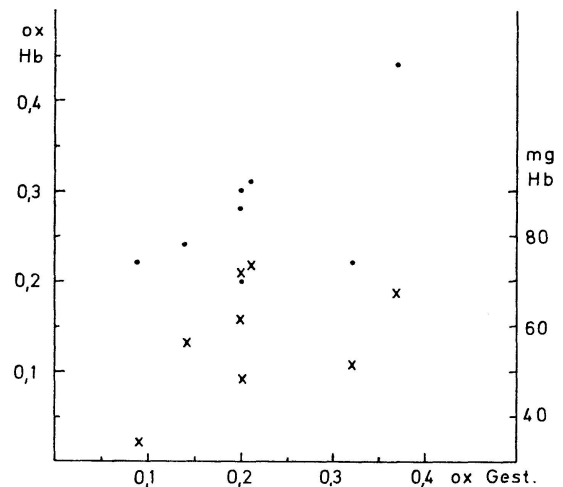


Fig. 35. Die Abhängigkeit des mg von Hornblenden vom mg des Gesteins. Hb aus gleichen Proben verbunden.

Fig. 36. Variation des Oxydationsgrades (ox) und des mg von Hornblenden mit dem Oxydationsgrad im Gesamtgestein.

mg: x, ox: ●. $ox = \frac{2 Fe_2O_3}{2 Fe_2O_3 + FeO} \text{ Mol.-%.}$



Extremwerte an zonaren Körnern des gleichen Gesteins eingetragen. Die Variation dieser Parameter innerhalb ein und desselben Kornes ist sehr gross (p. 178); sie liegt aber etwa in der Streubreite der übrigen Werte. Angesichts des unterschiedlichen Erzgehalts und des wechselnden Anteils an anderen Fe-Mg-Mineralien ist bemerkenswert, dass die Amphibole mit Ausnahme der Fe-reichsten Hornblende grössenordnungsmässig ähnliche $\frac{Mg}{Mg + Fe_{tot}}$ -Verhältnissbee sitzen wie die zugehörigen Gesteine (MIYASHIRO 1958, BINNS 1965 a, BARD 1970). Nach BARD (1970) hängt die Mg- Fe^{2+} -Substitution ausserdem

von $f O_2$ ab: Fe_2O_3 -reiche Amphibolite sollten relativ Mg-reiche/ Fe^{2+} -arme Hornblenden führen.

Aber aus Fig. 36 ergibt sich zwischen dem Oxydationsgrad (ox) des Gesteins und dem Mg-Gehalt der Hornblende kein eindeutiger, unmittelbarer Zusammenhang. Der hohe Oxydationsgrad des Fe in den (z. T. sehr Fe^{2+} -reichen) Hornblenden der Amphibolite steht in gewissem Widerspruch zum niedrigen Oxydationsgrad des Fe in den Erzen, und damit zum niedrigen $f O_2$ im Gestein (vgl. Fig. 36, p. 188; WESTRA 1970). Abgesehen von zwei Ausnahmen kann dagegen eine Korrelation ox Hb-ox Gestein vermutet werden. Andererseits weisen die beiden Tremolite aus Ultramafititen die niedrigsten ox-Werte auf.

Die Möglichkeit, dass das Angebot an Mg während des Wachstums der Hornblenden abnahm, halten wir für wenig wahrscheinlich, da in manchen Prasiniten mit zonierten Hornblenden offensichtlich gleichzeitig mit den Hornblenden andere Mg-reiche Mineralien (Chlorite, Biotite) kristallisierten (z. B. F_{45} , F_{32} , D_{41}).

Der Zusammenhang zwischen dem Fe-Gehalt der Hornblenden und ihrem Al^{IV} -Gehalt (resp. der Al^{IV} -Si-Substitution) ist offenbar kristallchemisch begründet (vgl. Fig. 16, p. 171 sowie p. 172). Durch den Ersatz von Si durch Al^{IV} nimmt die Elektronegativität des Sauerstoffs in den Tetraederecken ab. In der Folge wird im Hornblendegitter der Einbau des stärker elektronegativen Fe gegenüber dem Mg bevorzugt: die Hornblenden werden mit steigendem Al^{IV} -Gehalt im allgemeinen Fe-reicher, vorausgesetzt, dass isochemische Gesteine betrachtet werden (RAMBERG, 1952).

Damit besitzen wir für den Fall, dass wir Gesteine mit gleichem Chemismus und gleichem Mineralbestand vergleichen, auch im $\frac{Mg}{Fe}$ -Verhältnis der Alhaltigen Ca-Hornblenden ein Mass für den Metamorphosegrad. Dieses Mass haben sich SCHÜRMAN (1966) bei seinen Experimenten zur Stabilität von Klinoamphibolen ebenso wie MIYASHIRO (1958), SHIDO (1958) und BANNO (1964) zunutze gemacht, indem die drei letztgenannten Autoren die Brechungsindizes der Hornblenden in Beziehung zum Metamorphosegrad setzten.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

1. Schon in der Albitzone können unter bestimmten Metamorphosebedingungen in Gesteinen mit geeignetem Chemismus chemisch sehr unterschiedliche Amphibole auftreten: Barroisite, pargasitische Hornblenden, tschermakitische Hornblenden, Magnesiohornblenden, aktinolithische Hornblenden und schliesslich Tremolite.

2. Wenn man die Abhängigkeit des Hornblendechemismus von der Metamorphose regional untersuchen will, darf man nur Hornblenden verwenden, die in der gleichen Phase der Metamorphose kristallisierten und aus chemisch

ähnlichen Gesteinen stammen. Diese Forderungen sind trivial, aber schwierig zu erfüllen.

3. Unter Berücksichtigung dieser zwei Voraussetzungen zeigt sich bei unseren Hornblenden, dass mit zunehmendem Metamorphosegrad Na, Al^{IV}, Fe und Ti (?) steigen, während Si und Mg abnehmen.

4. Das Mg/Fe-Verhältnis der Hornblenden hängt sowohl vom Gesteinschemismus resp. vom Mg/Fe-Verhältnis des Minerals, auf dessen Kosten die Hornblende entsteht, als auch vom Metamorphosegrad ab. Demgegenüber ergibt sich beim Na-, Al- oder Ti-Gehalt der Amphibole kein direkter Zusammenhang zum Gesteinschemismus.

5. Die unterschiedenen Hornblendegruppen charakterisieren in unserem Gebiet verschiedene metamorphe Phasen und liefern ein relatives Zeitgerüst (FABRIÈS 1966, BANNO 1964). Die Abfolge lautet: Glaukophan (pargasitische Hornblende) - Barroisit - blaugrüne Hornblende - aktinolithische Hornblende im Westen der FF (Glaukophan, Barroisit) - blaugrüne Hornblende, Magnesiohornblende und aktinolithische Hornblende im E der FF. Fig. 2, p. 156 zeigt einen möglichen, qualitativen PT-Verlauf während der alpinen Metamorphose und die zugehörigen Amphibole: anfangs eine Hochdruckphase, zuletzt eine Phase mit erhöhten Temperaturen, welche im E der FF höher lagen und zu einer vollständigeren Rekristallisation geführt haben. Es gibt sich damit nicht nur eine zeitliche, sondern auch eine örtliche Abfolge der Amphibole: Glaukophan und Barroisit verschwinden allmählich in der höchstemperierten Albitzone; in der Oligoklaszone wird die aktinolithische Hornblende durch Magnesiohornblende ersetzt, und der Charakter des Pleochroismus der blaugrünen Hornblenden ändert sich.

6. Die optischen Daten und die Dichte der Hornblenden sind gut mit dem Fe-Gehalt und dem Mg/Fe-Verhältnis korrelierbar. Die Absorptionsfarben liefern ebenfalls gute Hinweise auf den Hornblendechemismus (s. auch HENDERSON, 1966).

7. Die mit den hier angewandten Methoden erzielten Resultate sprechen dafür, dass die Mischungslücke zwischen «Aktinolithen» und Magnesiohornblenden unter bestimmten Metamorphosebedingungen klein ist oder verschwindet.

Danksagung

Danken möchte ich Frau Mächler für die Bestimmung der FeO-Gehalte und Glühverluste sowie einiger Dichten. Für die Durchsicht des Manuskripts und für anregende Diskussionen danke ich den Herren Dr. J. Hunziker, Prof. Dr. V. Trommsdorff und insbesondere Prof. Dr. E. Wenk für seine Unterstützung. Für die Bestimmung der Gitterparameter zweier Hornblenden sei Herrn PD Dr. S. Graeser an dieser Stelle vielmals gedankt. Vielen Dank schulde ich auch den Herren Prof. Dr. H. Schwander und PD Dr. W. B. Stern für die chemischen Analysen und Frau S. Lüthi für die Schreibearbeit. Dem Schweiz. Nationalfonds sei dafür gedankt, dass er mit einem Druckkostenbeitrag die Publikation dieser Arbeit ermöglichte.

ANHANG

a) Zu den chemischen Analysen und optischen Bestimmungen

1. Analysen

Die Totalanalysen sind von PD Dr. W. B. Stern auf einem Röntgenfluoreszenzapparat (Philips) ausgeführt worden; das FeO wurde titrimetrisch und das H₂O aus dem Glühverlust bestimmt. Die Dichte ist mittels Pyknometern gemessen. Auf der Mikrosonde wurden nur die sechs Hauptelemente analysiert (Eisen als FeO_{tot}). Da die Totalanalysen durchwegs auf die Basis von 24 (O, OH) berechnet sind, setzten wir, um einen direkten Vergleich zu haben, bei der Umrechnung der Mikrosondenanalysen entweder den H₂O-Gehalt der entsprechenden Totalanalysen oder den H₂O-Gehalt einer chemisch ähnlichen, total analysierten Hornblende ein. Da die Ti-, K- und Mn-Gehalte durchwegs sehr niedrig sind, ist der bei ihrer Vernachlässigung entstehende Fehler geringfügig. Was die chemischen Arbeitsmethoden anbetrifft, verweisen wir auf die Arbeiten von H. SCHWANDER und E. WENK (1967), H. SCHWANDER und W. B. STERN (1969) und W. B. STERN (1972). Die Separation erfolgte nach der von W. B. STERN beschriebenen Methode. Die Hornblendeproben sind meist wenig verunreinigt (<1 Vol-%, vorwiegend Erz und Titanit); Verunreinigungen von 1–2 Vol-% haben: F₅₈ (Kalzit, Dolomit), F₇₄ (Omphazit), F₉₇ (Epidot, sehr wenig Albit), F₁₀₂ (Epidot), F₁₁₁ (Epidot, Granat); Verunreinigungen von 2–3 Vol-%: F₇₉ (Epidot, Biotit), F₉₈ (Epidot, Granat).

Man muss sich fragen, welchen Aussagewert die Totalanalyse einer inhomogenen Hornblende besitzt. Schon durch den Trennvorgang wird eine Hornblendefraktion ausgesiebt, die sich punkto Dichte und magnetischen Eigenschaften in engen Grenzen bewegt. Die ursprüngliche Hornblendefraktion wird vereinheitlicht, besonders was den Fe-Gehalt anbetrifft.

So ist erstaunlich, dass die Mittelwerte der Mikrosondenanalysen wenigstens z. T. recht gut mit den Durchschnittsanalysen der RF übereinstimmen. Wenn man annimmt, dass die Analyse der separierten Hornblende einer Durchschnittsanalyse der Gesteinshornblenden entspricht, so eignet sie sich zum Vergleich mit Hornblenden anderer Gesteine und anderer metamorpher Zonen. Da andere Autoren in analogen Regionen sich vor die gleichen Schwierigkeiten gestellt sehen und ebenfalls mehr oder weniger Durchschnittsanalysen erhalten, kann man auch ihre Analysen zum Vergleich heranziehen.

Nicht zu gebrauchen sind solche Analysen für Betrachtungen über chemisches Gleichgewicht (Phasen, Koexistenz mit andern Mineralien) und über Mischungslücken. Hier muss die Mikrosonde eingesetzt werden. Doch die Inhomogenität ist eine Frage der Dimension und damit des Auflösungsvermögens der Mikrosonde (bei uns im μ -Bereich). Deshalb kann man mit der Mikrosonde unter Umständen wohl die Existenz einer Mischungslücke in der Amphibolgruppe unter Berücksichtigung der optischen Beobachtungen aufzeigen, nicht jedoch das Fehlen einer Mischungslücke schlüssig beweisen.

2. Optische Bestimmungen

Alle optischen Daten wurden auf dem Drehtisch gemessen, den A. STECK (1968) beschrieben hat. Dies ist die einzige Methode, um bei niedrig symmetrischen Mineralien genaue optische Daten zu gewinnen. Es wurden von jeder Hornblendeprobe 3 bis 8 Körner bestimmt. Bei kleinen Differenzen zwischen den Brechungsindizes wurden diese gemittelt, bei grossen die Extremwerte angegeben.

Max. Fehler: $\pm 0,002$ für n ; $\pm 1^\circ$ für $2V_\alpha$ und c/n_γ .

b) Petrographische Beschreibung der Gesteinsproben

Modalbestände p. 196

1. Marmore

No. F₅₈: Stockknubel, Koord.⁵⁾ 629,400/92,272

Stammt aus einer prämesozoischen Dolomitmarmorlinse, die in Granatglimmerschiefer eingebettet ist. Der grobspätige bis zuckerkörnige Marmor ist durchsetzt von Amphibolitlinsen und -lagen. Der Modalbestand ist sehr variabel. Kristalloblastisches bis -klastisches Gefüge. Beginnende Albitblastese.

Hb⁶⁾: Aktinolithische Hornblende.*No. F₉₄*: Furggtal, Koord. 643,400/101,150.

Mesozoischer Kalzitmarmor im Kontakt zu ultramafischer Linse; vergesellschaftet mit Karbonatglimmerschiefern und Quarziten. Der grobspätige, weisse bis graue Marmor geht fließend in ± Talk-Chlorit-Aktinolithschiefer über. Mineralbestand äusserst variabel. Mosaikgefüge mit mylonitisierten Partien.

Hb: Aktinolithische Hornblende.

No. F₃₆: Lorancotal, Koord. 650,850/105,532.

Mesozoischer, grobspätiger Dolomitmarmor, der im Kontakt zu Chlorit-Aktinolithschiefern steht.

Hb: Aktinolithische Hornblende.

2. Ultramafitite

No. F₅₅: Chlorit-Aktinolithschiefer; Stockknubel, Koord. 630,125/92,038.

Aus der randlichen Umwandlungszone eines Serpentinits, der an einen Amphibolit grenzt. Mineralbestand sehr variabel. Gefüge lepidoblastisch.

Hb: Aktinolithische Hornblende.

No. F₅₂: Chlorit-Aktinolithschiefer; Lorancotal, Koord. 651,700/105,000, ähnlich *F₅₅*.

Hb: Aktinolithische Hornblende.

No. F₄₈: Tremolit-Talk-Chloritschiefer; Lorancotal, Koord. 651,337/105,000.

Aus der Kontaktzone eines Serpentinits, der an einen Glimmerschiefer grenzt. Gefüge: bis 2 cm lange, idiomorphe Grammatitprismen bis -nadeln in lepidoblastischem Grundgewebe von Talk oder Chlorit.

Hb: Tremolit.

No. F₁₉: Tremolitaggregat; Lorancotal, Koord. 651,850/105,150.

Monomineralische Knauern aus einem Serpentin, z. T. asbestartig.

Hb: Tremolit.

⁵⁾ Koordinatenangaben beziehen sich auf die Schweizerische Landeskarte.

⁶⁾ Namen nach LEAKE (1968); siehe p. 153.

3. Eklogite

No. T₁₆: Massiger, mittelkörniger, Glaukophan-führender Eklogit; Furggtal, Koord. 642,626/101,526.

Linse in Granatglimmerschiefern; Gefüge: mosaikartig (Omphazit, Granat) mit Glaukophanporphyroblasten (Fig. 4, p. 160).

Hb: Glaukophan, Barroisit.

4. Amphibolite

PB 1531: Grobkörniger Epidot-Amphibolit; Stockknubel, Koord. 630,175/92,063.

Boudinierte Lage im Serpentin; Gefüge: idiomorphe zerbrochene Hornblende-Idioblasten (Einschlüsse von Epidot, Omphazit und Granat) und hypidiomorphe Epidotkörner sind durch eine Zwickelfüllung von Diablastik verkittet.

Hb: Edenitische Hornblende.

No. S₄₆: Massiger, feinkörniger Granat-Amphibolit; Stockknubel, Koord. 630,250/92,200.

Amphibolitlinse in Granatglimmerschiefer; der Granat ist korrodiert und wird durch Epidot und Hornblende ersetzt. Das Gestein ist sehr reich an Ilmenit; Gefüge: Gewebe von xenomorpher bis hypidiomorpher Hornblende und Epidot und Granat und Albitgrundmasse (Fig. 6, p. 162).

Hb: Ferrohornblende.

No. S₂₂: Sehr feinkörniger, eklogitogener Amphibolit bis Hornblendeschiefer; Stockknubel, Koord. 630,225/92,000.

Einige Zentimeter grosse Amphibolitschollen eingeschlossen in Phengitquarzitlage. In der Quarzmatrix rekristallisierten bis 5 mm lange Hornblendeprismen und Granat, welcher sich teilweise in Epidot umwandelte. Mineralbestand sehr variabel; kein Erz und kein Ti-Mineral. Gefüge diablastisch bis mosaikartig (Granat, Epidot, Quarz).

Hb: Ferrotschermakit.

No. F₇₉: Feinkörniger Granatamphibolit; Stockknubel, Koord. 630,025/92,063.

Linse in Granatglimmerschiefern; Implikationsgefüge von Hornblende bis Albit.

Hb: Subkalzische Magnesiohornblende.

No. F₉₈: Fein- bis mittelkörniger Granatamphibolit; Furggtal, Koord. 642,750/101,375.

Linse in Schiefergneisen; der Granat wird durch Chlorit, Biotit und Epidot ersetzt. Reich an Erzen; Gefüge poikiloblastisch.

Hb: Ferrotschermakit.

No. F₉₇: Mittelkörniger Epidotamphibolit; Furggtal, Koord. 643,326/101,171.

Linse in Chlorit-Aktinolithschiefern; Gefüge kristalloblastisch bis diablastisch, ähnlich PB 1531.

Hb: Edenitische Hornblende.

No. F₅₁: Mittelkörniger Granatamphibolit; Lorancotal, Koord. 651,225/105,063.

Linse in Granatglimmerschiefern; Gefüge kristalloblastische Grundmasse von Hornblende (Granat, Epidot) mit Zwickelfüllung von Oligoklas.

Hb: Magnesiohornblende.

No. F₃₀: Mittelkörniger Granatamphibolit; Lorancotal, Koord. 650,175/105,375.

Gefüge poikiloblastisch (Plagioklas), lepidoblastisch (idiomorphe Hornblende (Fig. 7, p. 163).

Hb: Ferrotschermakitische Hornblende.

No. F₁₁₁: Mittel- bis grobkörniger Granatamphibolit; Lorancotal, Koord. 646,625/103,240.

Assoziiert mit Serpentin; sehr inhomogen mit granat-, hornblende- und quarzreichen Partien; Gefüge mosaikartig.

Hb: Ferrotschermakitische Hornblende.

No. F₄₃: Mittelkörniger Epidotamphibolit; Lorancotal, Koord. 650,075/105,400.

Feldspat: Albit bis Oligoklas; Gefüge «granoblastisch» bis lepidoblastisch, Hornblenden idiomorph.

Hb: Edenitische Hornblende.

No. Y₅: Feinkörniger, dichter Epidotamphibolit; Lorancotal, Koord. 648,500/104,900.

Kleine Linsen in Quarzit. Zwei Generationen von Hornblenden, ehemaliger Omphazitfels. Gefüge: Gewebe von Hornblende und Epidot in einer Albit-Oligoklasgrundmasse, eingesprengt idiomorphe Hornblendeporphyroblasten.

Hb: Aktinolithische Hornblende.

5. Prasinite

Alle Prasinite sind mittel- bis grobkörnig.

No. F₆₁: Prasinit; Stockknubel, Koord. 629,376/92,278.

Linse in Albitgneis; Modalbestand sehr variabel. Gefüge kristalloblastisch, idiomorphe Hornblenden (Fig. 8, p. 165).

Hb: Aktinolithische Hornblende.

No. F₅₉: Prasinit; Stockknubel, Koord. 629,376/92,290.

Konkretionen von Hornblende, Epidot und Chlorit in grobspätigem Albitfels; Modalbestand sehr variabel. Gefüge kristalloblastisch, idiomorphe Hornblenden.

Hb: Aktinolithische Hornblende.

No. F₁₀₂: Prasinit; Furggtal, Koord. 643,300/101,600.

Linse in Albitgneis; Modalbestand sehr variabel. Granatrelikte im Albit. Gefüge: Albitpoikiloblasten in einem grobmaschigen Netz der dunklen Gemengteile; lepidoblastisch; idiomorphe Hornblenden.

Hb: Magnesiohornblende bis tschermakitische Hornblende.

No. PB 1302a: Zoisit-Hornblendeprasinit (Kontakt eines Albitganges); Mellichen, Täschental.

Gestein wie *F₁₀₂*, aber mit bräunlicholivem Biotit, sehr inhomogen (Fig. 10, p. 167).

Hb: Magnesiohornblende.

No. F₄₅: Prasinit; Lorancotal, Koord. 650,588/105,750.

Linse im Lorancotalamphibolit; Gefüge: Albit-Oligoklaspoikiloblasten in einem lepidoblastischen Netz von idiomorpher Hornblende und Chlorit (Fig. 9, p. 165).

Hb: Magnesiohornblende.

No. *F*₃₂: Prasinit; Lorancotal, Koord. 650,200/105,532.

Albitisierte, ultrabasische Linse im Lorancotalamphibolit; Gefüge wie *F*₄₅.
Hb: Magnesiohornblende.

6. Übrige Gesteine

No. *F*₇₄: Hornblende-Albit-Omphazitfels; Stockknubel, Koord. 630,325/92,320.

Zwischen Serpentin und Granatglimmerschiefern. Der Omphazit wandelt sich direkt in Hornblende (\pm Albit) um. Gefüge poikiloblastisch (Albit), mosaikartig (Pyroxen) (Fig. 5, p. 161).

Hb: Ferropargasitische Hornblende.

No. *F*₇₆: Mittel- bis grobkörniger Hornblendeschiefer; Stockknubel, Koord. 630,175/92,063.

Gehört wie Pb 1302a zu den basischen Gesteinen, welche die Serpentine umgeben und durchziehen; Gefüge kristalloblastisch.

Hb: Magnesiohornblende (pargasitische Hornblende und aktinolithische Hornblende?).

No. *F*_{33a}: Epidot-Hornblendeschiefer; Lorancotal, Koord. 650,900/105,300.

Wenige cm dicke Lage zwischen Serpentin und Epidot-Amphibolit (Typ *F*₉₇). Gegen den Serpentin durch eine Chloritschicht und gegen den Amphibolit durch eine Chlorit-Aktinolithschicht abgetrennt. Bräunliche Pyroxenrelikte im Epidot; kein Feldspat. Gefüge: filzig-verwobene Grundmasse von Hornblende mit //S geregelten Epidotprophyroblasten.

Hb: Ferropargasitische Hornblende.

No. *O*₃₂: Grobkörniger Epidot-führender Hornblendeschiefer; Südwand des Rimpfischhorns.

Linse in Glaukophanschiefer; mesozoisch. Gefüge lepidoblastisch.

Hb: Subkalzische, aktinolithische Hornblende.

No. *D*₄₁: Biotit-führender Hornblendeschiefer; Saastal, Koord. 639,575/99,475.

Linse in Albitgneis; Gefüge lepidoblastisch, idiomorphe Hornblenden (Fig. 24, p. 176).

Hb: Aktinolith bis aktinolithische Hornblende.

c) Tabellen

Tabelle 1

Nr.	n_{α}	n_{γ}	\bar{n}	Farbe // n_{γ}	$\frac{Fe_{tot}}{Fe_{tot} + Mg}$ (Bi)
F 32	1,576	1,632	1,604	bräunlich-oliv	0,38
F 45	1,572	1,619	1,596	olivbraun	0,29
F 98	1,580– (1,575)	1,642– (1,628)	1,611– (1,601)	rötlich braun	0,44–(0,35)
F 51	1,579	1,634	1,606	braun, leicht oliv	0,40
D 41	1,573	1,628	1,600	olivbräunlich bis olivbraun	0,34
F 79	1,578	1,636	1,607	braun	0,40

Tabelle 2. Modalbestände

	F 19	F 48 ¹⁾	F 55	F 52	F 58 ¹⁾	F 94 ¹⁾	F 36 ¹⁾	F 59	F 61 ¹⁾	O 32	D 41 ¹⁾ (~PB1302a)	F 102 ¹⁾	Y 5	F 32
Hornblende	98-100	30	70	80	25	10	50-60	15	40	95	70	15-35	60	20
Albit				v	v			75	15		5	5-40	5-10 ²⁾	25 ²⁾
Epidot				20	20	v		5	35	5		15-30	30	7
Chlorit	v	10	30	20	v	10	0-10	1-5	10			15-25		37
Granat												v		
Zoisit					v							v		
Karbonat					35	80	30-40		v		5			
Hellglimmer					v	v				v				
Biotit														5
Omphazit u. Diabl.														
Titanit			v	v	v	v	v	v	v	v		v	v	v
Rutil			v	v	v	v			v			v	v	v
Apatit					v			v	v				v	v
Erz	v	v	v	v	v	v	v		v					v
Quarz					10-30						20			
Talk		60												
	F 45	F 43	S 46	F 79	S 22 ¹⁾	T 16	F 98	F 51 ¹⁾	F 30	F 111 ¹⁾	F 74 ¹⁾	PB 1531	F 76	F 97 ¹⁾
Hornblende	15	70	60	58	5	8	40	45-65	45-50	20	15	80	85	65-70
Albit	45 ²⁾	5-10 ²⁾	25	17	5	v	35 ²⁾	6-10 ²⁾	35 ²⁾	5(-20) ²⁾	40		7	
Epidot	8	15	3-5	2	5	3	3	5-10	2-3	v		5-10		10
Chlorit	24	v				5	5	5		v			2-5	v
Granat			8	13	v	45	8	10	8	20-40		v		v
Zoisit		v												
Karbonat					v	v	v			5			2-5	
Hellglimmer		v		4		v	v	v						v
Biotit	4			2		4	4	v	v					20
Omphazit u. Diabl.					90	45	v	v	2-5	v	45	10	3-5	v
Titanit	v	3	v	v		v	v	v				v		v
Rutil	v	v	v	v		v	v			v				v
Apatit	v	v	v	v		v	v		v	bis 5			v	v
Erz	v	v	3-5	v		v	5-7	v	v	5-8	v			v
Quarz					v	v		1-(5)		20-30				

Die Modalbestände sind in geschätzten Vol.-% angegeben, da die meisten Gesteine bis in den dm-Bereich sehr inhomogen sind. Die Vol.-% sind Mittelwerte. Der relative Fehler für die Hauptkomponenten ist < 10%.

¹⁾ Im Dünnschliffbereich sehr inhomogene Gesteine. ²⁾ Albit bis Oligoklas.

Tabelle 3. Totalanalysen und optische Daten der Hornblenden

(F 79, F 74, F 61 und F 45 s. WETZEL, 1972)

No. Name ¹⁾	PB 1531 ²⁾ Edenitische Hb	F 97 Edenitische Hb	F 98 Ferro- tschermakit	F 30 Ferrotscherma- kitische Hb	F 111 Ferrotscherma- kitische Hb
SiO ₂	46,4	45,8	42,8	42,3	43,0
Al ₂ O ₃	14,1	11,0	12,6	10,7	11,5
Fe ₂ O ₃	3,2	5,7	5,7	7,1	5,5
FeO	7,2	6,7	12,0	14,7	16,9
MnO	0,3		0,1	0,1	
MgO	11,2	14,6	9,5	8,8	6,8
CaO	10,7	9,7	10,4	9,5	9,9
Na ₂ O	4,2	3,6	1,8	1,9	2,0
K ₂ O	0,4	0,8	0,8	0,8	0,1
TiO ₂	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6
H ₂ O	1,5	1,6	4,2	3,3	2,7
S	99,9	99,4	100,6	99,9	99,0
Formelkoeffizienten berechnet auf 24 (O, OH)					
Si	6,7	6,65	6,15	6,28	6,47
Al ^{IV}	1,3	1,35	1,85	1,72	1,53
Al ^{VI}	1,1	0,54	0,30	0,15	0,51
Fe ³⁺	0,3	0,62	0,62	0,79	0,62
Fe ²⁺	0,9	0,81	1,44	1,82	2,12
Mn			0,01	0,01	
Mg	2,4	3,16	2,03	1,95	1,52
Ca	1,7	1,51	1,60	1,51	1,60
Na	1,2	1,01	0,50	0,55	0,58
K	0,1		0,15	0,15	0,02
Ti		0,09	0,09	0,09	0,07
(OH)	1,4	1,55	4,00	3,27	2,71
∑ VI	4,7		4,40	4,81	4,87
∑ Alk	3,0		2,25	2,21	2,20
$mg = \frac{Mg}{Mg + Fe_{tot}} \cdot 100$	65,0	68,8	49,6	42,8	35,7
$ox = \frac{2Fe_2O_3 + FeO}{2Fe_2O_3 + FeO} \cdot 100$	0,29	0,44	0,30	0,30	0,22
Mg	51,2	60,5	45,5	40,4	31,3
Fe	19,2	15,5	32,5	38,1	43,7
R ³	29,8	23,8	21,9	21,4	25,0
Dichte		3,16	3,22	3,24	3,28
n _α Pleochroismus	1,646 gelblich	1,641-5 gelblich	1,648-56 gelblich	1,676 gelblich	1,672-3 gelblich
n _β Pleochroismus	1,658 grün	1,655 grün	1,659-68 grasgrün	1,685 dunkelgrasgrün	1,685 grasgrün
n _γ Pleochroismus	1,664 hellblau	1,661-3 hellblau	1,668-79 intensiv blau	1,694 dunkelblau	1,692 dunkelblau
2 V _α	77°	70 - 76°	71-73°	51-53°	65°
c/n _γ	22°	12,5-15°	13-15°	11°	15°

¹⁾ Nach LEAKE (1968). ²⁾ Aus BEARTH (1967, p. 89). ³⁾ Gemisch von blässblauer und akt. Hb?

No.	Name	F 51 Magnesio-Hb	F 43 ^{b)} Edenitische Hb	F 76 ³⁾ Magnesio-Hb	PB 1302 a ²⁾ Magnesio-Hb	F 59 Aktinolithische Hb
	SiO ₂	47,1	44,1	45,4	47,0	51,1
	Al ₂ O ₃	11,0	10,3	12,0	7,8	5,9
	Fe ₂ O ₃	3,7	3,9	3,3	6,0	3,1
	FeO	11,6	10,3	9,5	10,1	8,6
	MnO	0,1	0,2	0,2	0,3	
	MgO	10,9	12,6	13,1	12,6	16,4
	CaO	10,5	10,9	11,0	10,8	10,8
	Na ₂ O	1,5	3,2	1,9	1,8	1,8
	K ₂ O	0,5	0,2	0,3	0,3	0,0
	TiO ₂	1,0	0,4	0,6	0,4	0,1
	H ₂ O	2,8	2,2	2,4	2,7	2,6
	S	100,7	98,3	99,7	99,8	100,4
Formelkoeffizienten berechnet auf 24 (O, OH)						
	Si	6,73	6,56	6,56	6,8	7,22
	Al ^{IV}	1,27	1,44	1,44	1,2	0,78
	Al ^{VI}	0,59	0,37	0,60	0,2	0,20
	Fe ³⁺	0,40	0,44	0,36	0,65	0,33
	Fe ²⁺	1,39	1,28	1,15	1,2	1,02
	Mn	0,01	0,03	0,02		
	Mg	2,32	2,80	2,82	2,7	3,45
	Ca	1,61	1,73	1,70	1,7	1,63
	Na	0,41	0,92	0,53	0,5	0,49
	K	0,09	0,04	0,05	0,05	
	Ti	0,12	0,04	0,07		0,01
	(OH)	2,67	2,18	2,31	2,6	2,45
	∑ VI	4,8	4,96	5,02	4,75	5,00
	∑ Alk		2,69	2,28	2,25	2,12
	$mg = \frac{Mg}{Mg + Fe_{tot}} \cdot 100$	56,4	62,8	60,0	59,0	72,0
	$ox = \frac{2Fe_2O_3}{2Fe_2O_3 + FeO} \cdot Mol\%$	0,22	0,25	0,24	0,35	0,24
	Mg	48,1	56,5	56,1	56,8	68,9
	Fe	29,0	26,5	23,3	25,3	20,3
	R ³	23,0	17,0	20,5	17,9	10,8
	Dichte	3,18	3,18	3,15		3,12
	n _α Pleochroismus	1,648 gelblich	1,651-3 gelblich	1,641 gelblich	1,649 gelblich	1,633 gelblich
	n _β Pleochroismus	1,657 grasgrün	1,662-3 grün	1,660 grünlich-grün	1,663 grasgrün	1,646-8 grünlich
	n _γ Pleochroismus	1,671 blaugrün	1,672-3 hellblau	1,670 grünl. bläulich	1,669 hellblaugrün	1,655 bläulich-grünl.
	2 V _α	72-73°	75-80°	78°	75°	75° 30'-76°
	c/n _γ	13-14°	15-16°	18°		15-16°

No. Name	O 32 ²) Aktinolithische Hb subkalzisch	F 102 Magnesio-Hb bis Tschermaktische Hb	F 32 Magnesio-Hb	F 58 Aktinolithische Hb	F 94 Aktinolithische Hb
SiO ₂	52,5	45,0	46,6	51,3	51,4
Al ₂ O ₃	7,0	11,9	8,4	4,9	4,0
Fe ₂ O ₃	4,1	3,1	3,6	1,9	2,3
FeO	8,5	10,8	8,3	5,2	3,0
MnO	0,3	0,2			
MgO	13,2	12,3	16,7	22,2	23,8
CaO	9,5	11,5	10,9	12,2	11,8
Na ₂ O	1,6	1,5	1,8	1,3	1,7
K ₂ O	0,4	0,6	0,2		0,4
TiO ₂	0,2	0,6	1,2	0,1	0,2
H ₂ O	2,5	2,8	2,3	2,0	1,4
S	99,8	100,3	100,0	101,1	100,0
Formelkoeffizienten berechnet auf 24 (O, OH)					
Si	7,4	6,49	6,70	7,16	7,26
Al ^{IV}	0,6	1,51	1,30	0,81	0,67
Al ^{VI}	0,6	0,51	0,12		
Fe ³⁺	0,4	0,34	0,39	0,20	0,24
Fe ²⁺	1,0	1,30	1,00	0,61	0,35
Mn		0,02			
Mg	2,8	2,64	3,57	4,61	5,01
Ca	1,4	1,77	1,68	1,82	1,78
Na	0,45	0,42	0,50	0,35	0,47
K	0,1	0,11	0,04		0,07
Ti		0,07	0,15	0,01	0,02
(OH)	2,4	2,70	2,20	1,86	1,31
Σ VI	4,8	4,88	5,08	5,42	5,55
Σ Alk	1,85	2,3	2,22	2,17	2,32
$mg = \frac{Mg}{Mg + Fe_{tot}} \cdot 100$	66,7	61,4	72,1	85,0	89,5
$ox = \frac{2Fe_2O_3}{2Fe_2O_3 + FeO} \cdot Mol.-%$	0,33	0,20	0,28	0,25	0,40
Mg	58,2	54,1	68,5	85,5	90,1
Fe	20,9	27,1	19,1	11,2	6,4
R ³	20,9	18,8	12,4	3,2	3,4
Dichte		3,18	3,14	3,08	3,05
n _α Pleochroismus	1,631 gelblich	1,650-1 gelblich	1,641-2 gelblich	1,621-6 farblos	1,617-8 farblos
n _β Pleochroismus	1,646 grasgrün	1,659-60 grasgrün	1,651-4 grünlich	1,636-41 schw. grünl.	1,631-3 grünlich
n _γ Pleochroismus	1,651 bläulichgrün	1,670 grünlichblau	1,661-2 bläul.-grünl.	1,647-51 schw. grünl.	1,643-4 grünlich
2 V _α	16° (12-18°)	79°	74-76°	77° 30'-80°	80°
c/n _γ		16-17,5°	15-16°	13° 30'-17° 30'	17°

No. Name	F 36 Aktinolithische Hb	F 55 Aktinolithische Hb	F 52 Aktinolithische Hb	F 48 Tremolit	F 19 Tremolit
SiO ₂	51,8	53,0	50,9	56,1	54,1
Al ₂ O ₃	5,0	4,9	6,3	1,1	0,2
Fe ₂ O ₃	2,0	2,0	3,8	0,7	0,5
FeO	3,7	5,0	5,0	4,8	2,1
MnO				0,1	0,1
MgO	21,8	18,4	19,7	22,8	25,2
CaO	11,2	11,0	10,9	11,9	12,8
Na ₂ O	1,8	1,6	2,4	0,3	0,2
K ₂ O					
TiO ₂	0,1	0,2	0,2		
H ₂ O	2,6	3,2	1,7	2,0	4,7
S	100,0	99,3	100,9	99,7	99,9
	Formelkoeffizienten berechnet auf 24 (O, OH)				
Si	7,19	7,36	7,15	7,80	7,30
Al ^{IV}	0,81	0,64	0,85	0,19	0,03
Al ^{VI}		0,16	0,19		
Fe ³⁺	0,21	0,21	0,40	0,07	0,05
Fe ²⁺	0,43	0,58	0,59	0,56	0,24
Mn					0,01
Mg	4,51	3,81	4,12	4,72	5,06
Ca	1,67	1,64	1,64	1,77	1,84
Na	0,48	0,43	0,65	0,08	0,05
K					
Ti	0,01	0,02	0,02		
(OH)	2,41	2,9	1,59	1,85	4,22
∑ VI	5,17	4,78	5,34	5,33	5,36
∑ Alk	2,15	2,07	2,29	1,85	1,89
$mg = \frac{Mg}{Mg + Fe_{tot}} \cdot 100$	87,4	83,0	81,0	88,2	94,6
$ox = \frac{2Fe_2O_3}{2Fe_2O_3 + FeO} \cdot Mol\text{-}\%$	0,33	0,27	0,41	0,11	0,17
Mg	87,2	79,6	77,3	88,6	94,5
Fe	8,3	12,1	11,0	10,5	4,7
R ³	4,5	8,2	11,6	0,9	0,9
Dichte	3,06	3,01	3,09	3,04	2,99
n _α Pleochroismus	1,622 farblos	1,625 farblos	1,623-4 gelblich	1,614-6 farblos	1,604 farblos
n _β Pleochroismus	1,635 grünlich	1,636 grünlich	1,640-9 grasgrünlich	1,628 farblos	1,618 farblos
n _γ Pleochroismus	1,645 grünlich	1,648 grünlich	1,648-59 bläulich-grünl.	1,640 farblos	1,631-2 farblos
2 V _α	77°	75-78°	73-78°	80,5°	80-82°
c/n _γ	17°	14,5-16°	15° 30'-19°	17°	15°

Tabelle 4. Mikrosonden-Analysen von Hornblenden

	S 22	S 46	T 16	T 16 Glauk	Y 5a	Y 5b ¹⁾	F 33a
SiO ₂	39,1	45,6	48,4	56,4	51,6	48,5	42,8
Al ₂ O ₃	16,2	11,9	12,9	12,1	6,2	8,2 ?	13,6
FeO _{tot}	23,8	18,8	16,7	10,6	8,3	12,2	13,5
MgO	4,7	8,3	7,9	9,6	16,8	13,1	11,5
CaO	11,8	10,7	6,1	1,4	12,0	10,1	12,6
Na ₂ O	1,6	1,7	4,4	6,6	0,8	1,7 ?	2,8
(H ₂ O)	(2,0)	(2,5)	2,5	(2,7)	(2,5)	(2,7)	(2,0)
Summe	99,2	99,5	98,9	99,4	98,2	96,3	98,8

Formelkoeffizienten auf die Basis von 24 (O, OH) und chemische Parameter

Si	6,07	6,77	7,06	7,77	7,36	7,19	6,38
Al	1,93	1,23	0,94	0,23	0,63	0,81	1,62
Al	1,03	0,85	1,28	1,73	0,41	0,62	0,77
Fe ²⁺	3,09	2,33	2,04	1,22	0,99	1,51	1,68
Mg	1,08	1,83	1,72	1,97	3,57	2,89	2,55
Ca	1,96	1,70	0,95	0,21	1,83	1,60	2,01
Na	0,48	0,49	1,24	1,76	0,22	0,49	0,81
(OH)	(2,07)	(2,47)	(2,43)	(2,48)	(2,37)	(2,46)	(1,99)
mg·100	26	44	46	62	78	66	60
Mg	20,9	36,5	34,1	40,0	71,8	57,6	51,0
Fe	59,2	46,5	40,5	24,8	19,9	30,1	33,6
R ³	19,9	17,0	25,5	35,2	8,3	12,3	15,4

Optik

n _α	1,681 gelblich	1,662-5 gelblich	1,652 gelblich	1,621-2 farblos	1,622 gelblich	1,635 gelblich	1,648 gelblich
n _β	1,689-1,690 giftig grasgrün	1,676-7 grasgrün	1,664 schmutz-graugr.	1,639 lila	1,638 grünlich	1,652 grün	1,656 olivgrün
n _γ	1,695-1,696 dunkelblau	1,684-6 grünl. blau	1,670 grünl. graublau	1,644 bläulich	1,647 hell bläulichgrün	1,660 hellblau	1,668 giftig blau
2 V _α	52,5-54°	60-61,5°	52°	37,5°	78°	76°	80°
c/n _γ	16°	15-16°	10°	7°	16°	18-19°	18,5°

¹⁾ Y 5b ist eine blassblaue Hornblende, die von aktinolithischer Hornblende umsäumt ist und fleckenweise durch diese ersetzt wird. Analyse gibt Mischung beider Hornblenden.

Tabelle 5. *Mikrosonden-Analysen von zonaren Hornblenden*

	D 41					F 43						F 111		F 45	
	1	2	3	4		1	2	3	4	5	6	1	2	1	2
SiO ₂	48,2	50,5	52,7	54,6		41,6	42,1	46,9	48,6	51,1	52,1	41,3	44,4		
Al ₂ O ₃	8,0	6,0	4,5	3,2		12,0	12,4	9,4	6,3	7,6	6,0	13,7	10,7		
FeO _{tot}	12,3	12,7	9,3	6,6		16,1	15,7	13,9	13,4	11,7	11,3	23,9	22,6		
MgO	13,3	12,2	16,4	19,1		9,7	8,8	11,0	12,6	13,0	13,2	4,7	6,5	11,3	8,6
CaO	11,8	11,5	10,1	10,5		12,0	12,5	11,5	10,8	9,5	10,1	10,6	9,8	13,2	16,5
Na ₂ O	1,2	1,4	1,5	1,1		2,1	2,3	1,5	1,6	1,8	2,3	1,4	1,1	12,0	12,3
(H ₂ O)	(2,5)	(2,5)	(2,5)	(2,5)		(2,2)	(2,2)	(2,2)	(2,2)	(2,2)	(2,2)	(2,7)	(2,7)	2,1	1,1
Summe	97,3	96,8	97,5	97,6		95,7	96,0	96,4	95,5	96,9	97,2	98,3	97,8		

Formelkoeff. auf Basis von 24 (O, OH)

Si	7,11	7,46	7,61	7,73		6,46	6,51	7,06	7,35	7,48	7,61	6,38	6,79		
Al ^{IV}	0,89	0,54	0,39	0,27		1,54	1,49	0,94	0,65	0,52	0,39	1,62	1,21		
Al ^{VI}	0,50	0,51	0,38	0,27		0,66	0,76	0,72	0,47	0,79	0,64	0,87	0,72		
Fe ²⁺	1,52	1,57	1,12	0,78		2,09	2,03	1,75	1,69	1,43	1,38	3,08	2,89		
Mg	2,92	2,69	3,52	4,03		2,24	2,03	2,47	2,84	2,83	2,87	1,08	1,48		
Ca	1,86	1,82	1,56	1,59		2,00	2,07	1,85	1,75	1,49	1,58	1,75	1,61		
Na	0,34	0,40	0,42	0,30		0,63	0,69	0,44	0,47	0,51	0,65	0,42	0,33		
(OH)	2,46	2,46	2,41	2,36		2,29	2,27	2,21	2,22	2,15	2,14	2,78	2,75		
mg·100	66	63	76	84		51,7	50	59	63	66	68	26	34		
Mg	59,2	56,4	70,2	79,4		44,9	42,0	49,9	56,7	56,1	58,7	21,5	29,1		
Fe	30,7	32,9	22,3	15,4		41,9	42,1	35,4	33,9	28,3	28,2	61,3	56,7		
R ³	10,1	10,7	7,5	5,2		13,2	15,9	14,6	9,4	15,6	13,2	17,2	14,2		

Optik von D 41 Randzone Kern

n_α 1,630-1 gelblich fast farblos

n_β 1,644-7 grasgrün

n_γ 1,655-7 bläulichgrün

n_γ-n_α 0,025-6

2 V_α 75,5-77

c/n_γ 13,5-15

Tabelle 7. Gesteinsanalysen

	F 102	F 32	F 45	F 79	F 97	F 51	F 98	F III	F 43*)	F 74*)	F 36*)	F 76*
SiO ₂	39,6	47,4	49,1	48,8	49,1	46,7	51,5	47,3	43,2	58,0	29,6	44,2
Al ₂ O ₃	20,5	17,0	19,6	14,6	14,8	15,4	15,0	14,5	13,2	13,3	4,4	11,6
Fe ₂ O ₃	2,2	2,2	1,5	2,1	3,3	4,7	2,5	2,1	5,3	0,7	1,2	2,9
FeO	8,1	7,8	5,0	11,7	5,0	9,0	9,1	19,5	7,2	4,5	3,2	8,3
MnO	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3				
MgO	7,3	12,5	9,5	6,3	8,5	5,8	5,2	2,0	8,8	6,7	22,5	11,5
CaO	11,7	3,3	6,3	7,7	13,2	11,5	6,7	8,2	12,2	8,2	17,5	12,5
Na ₂ O	1,1	2,5	4,3	3,5	2,5	1,2	4,7	0,9	3,0	7,6	0,9	2,2
K ₂ O	0,2	1,5	0,2	0,5	0,2	0,4	0,8	0,1	0,3	0,03		0,3
TiO ₂	3,1	1,0	0,4	2,6	1,3	2,3	2,0	2,1	2,6	0,03		2,7
P ₂ O ₅	0,2	0,1	0,0	0,2	0,1	0,2	0,2	0,8				
H ₂ O	4,8	4,8	4,1	1,6	1,6	2,7	2,1	2,1	1,9	0,3	2,7	2,3
CO ₂											18,5	1,2
S	99,0	100,1	100,1	99,9	99,9	100,2	100,0	99,9	97,7	99,36	100,5	99,7
$mg = \frac{MgO}{MgO + FeO_{tot}} \cdot 100$	57	70	73	45	66	44	45	14	57	70	90	65
$ox = \frac{2Fe_2O_3}{2Fe_2O_3 + FeO} Mol-\%$	0,20	0,20	0,21	0,14	0,37	0,32	0,2	0,09				

*) Aus dem Modalbestand berechnet.

Literaturverzeichnis

- ALBEE, A. L. (1965): Distribution of Fe, Mg and Mn between Garnet and Biotite in Natural Assemblages. *J. Geol.* 73, p. 155–164.
- BANNO, S. (1964): Petrologic Studies on Sanbagawa Crystalline Schists in the Bessi-Ino District, Central Sikoku, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec 11. 15/3, p. 203–319.
- BARD, J. P. (1970): Composition of Hornblendes Formed during the Hercynian Progressive Metamorphism of the Aracena Metamorphic Belt (SW Spain). *Contr. Mineral. and Petrol.* 28, p. 117–134.
- BEARTH, P. (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. *SMPM* 38, p. 363–373.
- (1965): Zur Entstehung alpinotyper Eklogite. *SMPM* 45, p. 179–188.
- (1966): Zur mineralfaziellen Stellung der Glaukophangesteine der Westalpen. *SMPM* 46, p. 13.
- (1967): Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, NF 132.
- BINNS, R. A. (1967): The Mineralogy of Metamorphosed Basic Rocks from the Willyama Complex, Broken Hill District, New South Wales. Part 1. Hornblendes. *Min. Mag.* 35, p. 306–326.
- (1967): Barroisite-bearing Eclogite from Naustdal, Sogn og Fjordane, Norway. *J. Petrol.* 8/3, p. 349–371.
- COLEMAN, R. G. et al. (1965): Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. *Geol. Soc. America Bull.* v. 76, p. 483–508.
- COMPTON, R. R. (1958): Significance of Amphibole Paragenesis in the Bidwell Bar Region, California. *Am. Mineralogist*, 43, p. 890–907.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMAN, J. (1963): *Rock-forming Minerals*, 2, Chain Silicates. John Wiley and Sons, Inc., New York, 379 p.
- ENGEL, A. E. J. and ENGEL, C. E. (1962): Hornblendes Formed during Progressive Metamorphism of Amphibolites, northwest Adirondack Mountains, New York. *Geol. Soc. America Bull.* 73, p. 1499–1515.
- ERNST, W. G. (1968): *Amphiboles*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- FABRIES, J. (1966): Nature des hornblendes et types de métamorphisme. *I.M.A. Fifth Gen. Meet.*, Cambridge, p. 204–211.
- FOSLIE, S. (1945): Hastingsites, and Amphiboles from the Epidote-Amphibolite Facies. *Norsk. Geol. Tidsskr.* Vol. 25, p. 74–98.
- GRUBENMANN, U. (1906): Über einige schweizerische Glaukophangesteine. *Festschrift H. Rosenbusch*. Schweizerbart, Stuttgart.
- HENDERSON, C. H. B. (1966): Chemistry of Hastingsitic Amphiboles from the Marangudzi Igneous Complex, Southern Rhodesia. *I.M.A. Fifth Gen. Meet.*, Cambridge, p. 291–304.
- HUNZIKER, J. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen, Hellglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte. *Eklogae geol. Helv.* 62/2, p. 527–542.
- (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eklogae* 63/1, p. 151–162.
- IWASAKI, M. (1960): Barroisitic Amphibole from Bizan in Eastern Sikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 66, p. 625–630.
- (1963): Metamorphic Rocks of the Kotu-Bizan Area, Eastern Sikoku. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 11, v. 15/1.
- JASMUND, K. und SCHÄFER, R. (1972): Experimentelle Bestimmung der P-T-Stabilitätsbereiche in der Mischkristallreihe Tremolit-Tschermakit. *Contr. Mineral. and Petrol.* 34, p. 101–115.

- KLEIN, C. (1969): Two-Amphibole Assemblages in the System Actinolite-Hornblende-Glaukophane. *Am. Mineralogist* 54, p. 212–237.
- KOSTYUK, E. A. and SOBOLEV, V. S. (1969): Paragenetic Types of Calciferous Amphiboles of Metamorphic Rocks. *Lithos* 2, p. 67–81.
- KRETZ, R. (1959): Chemical Study of Garnet, Biotite and Hornblende from Gneisses of Southwestern Quebec, with Emphasis on Distribution of Elements in Coexisting Minerals. *J. Geol.* 67, p. 371–402.
- LEAKE, B. E. (1965): The Relationship between Composition of Calciferous Amphibole and Grade of Metamorphism. In: *Controls of Metamorphism*, W. S. Pitcher and G. W. Flinn, ed. John Wiley and Sons, Inc., New York, p. 368.
- (1968): A Catalog of Analysed Calciferous and Subcalciferous Amphiboles together with their Nomenclature and Associated Minerals. *Geol. Soc. Am. Pub. Sp. Paper* 68.
- MACARA, B. J. (1966): The Use of Amphiboles to Illustrate Trends in Contact Metamorphism. *I.M.A. Fifth Gen. Meet.*, Cambridge, p. 189–203.
- MACHATSCHKI, K. und WALITZI, E. M. (1963): Hornblendes aus Eklogiten und Amphiboliten der südlichen Koralpe. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, dritte Folge, Bd. 81, p. 140 bis 151.
- MIYASHIRO, A. (1958): Regional Metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki District in the Central Abukuma Plateau. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 11, p. 219–272.
- MOTTANA, A. and EDGAR, A. D. (1969): The Significance of Amphibole Compositions in the Genesis of Eclogites. *Lithos* 3, p. 37–49.
- MOXHAM, R. L. (1965): Distribution of Minor Elements in Coexisting Hornblendes and Biotites. *Canadian Min.* 8/2, p. 204–240.
- PAULITSCH, P. (1950): Zwei Hornblendes aus Metabasiten der Hochalm-Ankogelgruppe. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, dritte Folge, Bd. 1, p. 14–18.
- PLAS, L. VAN DER (1959): Petrology of the Northern Adula Region, Switzerland. *Leidse geol. Meded.*, 24/2, p. 415–498.
- RAMBERG, H. (1952): Chemical Bonds and Distribution of Cations in Silicates. *J. Geol.* 60/4, p. 331–355.
- SAXENA, S. K. and EKSTROEM, T. K. (1970): Statistical Chemistry of Calcic Amphiboles. *Contr. Mineral. and Petrol.* 26, p. 276–284.
- SCHUERMANN, K. (1966): Zur Stabilität metamorpher monokliner Hornblendes. *Diss.*, Görlich und Weiershäuser, Marburg.
- (1967): Hydrothermale experimentelle Untersuchungen an metamorphen monoklinen Hornblendes. Teil 2: Zur Stabilität der aktinolithischen Hornblende. *N. Jb. Mineral.*, Mh. 11, p. 346–353.
- SCHWANDER, H. und WENK, E. (1967): Studien mit der Röntgen-Mikrosonde an basischen Plagioklasen alpiner Metamorphite. *SMPM* 47/1, p. 225–234.
- SCHWANDER, H. und STERN, W. B. (1969): Zur Analyse von Cordierit. *SMPM* 49/3.
- SEITSAARI, J. (1953): A Blue-green Hornblende and its Genesis from the Tampere Schists Belt, Finland. *C.R. Soc. Géol. Finlande* 26, p. 83–98.
- SHIDO, F. (1958): Plutonic and Metamorphic Rocks of the Nakoso and Iritono Districts in the Central Abukuma Plateau. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, 11, p. 131–217.
- SHIDO, F. and MIYASHIRO, A. (1959): Hornblendes of Basic Metamorphic Rocks. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, 12, p. 85–102.
- STECK, A. und GLAUSER, E. (1968): Universaldrehtisch für optische Untersuchungen an Mineralkörnern. *SMPM* 48/3, p. 815–820.
- STECK, A. (1971): Kaledonische Metamorphose der präkambrischen Charcot Land Serie, Scoresby Sund, Ost-Grönland. *Medd. om Grønland*, Bd. 192, No. 3.

- STERN, W. B. (1966): Zur Mineralchemie von Glimmern aus Tessiner Pegmatiten. Diss. SMPM 46/1, p. 138–180.
- (1972): Zur röntgenspektrometrischen Analyse von silikatischen Gesteinen und Mineralien. SMPM 52, p. 1–25.
- SUNDIUS, N. (1946): The Classification of the Hornblendes and the Solid Solution Relations in the Amphibole Group. *Arsborg Sveriges Geol. Undersok.*, 40, no. 4, p. 1–36.
- TROEGER, W. E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 und 2. Schweizerbart, Stuttgart.
- WENK, E., SCHWANDER, H. and STERN, W. B. (1974): On Calcic Amphiboles and Amphibolites from the Lepontine Alps. SMPM, 54.
- WESTRA, L. (1970): The Role of Fe-Ti-oxydes in Plurifacial Metamorphism of Alpine Age in the South-eastern Sierra de los Filabres, SE Spain. Diss. Univ. Amsterdam.
- WETZEL, R. (1970): Zur Mineralogie und Petrographie der Furgg-Zone. Diss. Univ. Basel.
- (1972): Zur Mineralogie und Petrographie der Furgg-Zone (Monte-Rosa-Decke). SMPM 52/2.
- WONES, D. R. (1963): Physical Properties of Synthetic Biotites on the Join Phlogopite-Annite. *Am Mineral.* 48/12, p. 1300–1321.

Manuskript eingegangen am 4. Februar 1974.