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

Band: 39 (1959)

Heft: 1-2

Artikel: Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven

Autor: Bearth, Peter

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-30393

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: 14.07.2025

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

Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven

Von *Peter Bearth* (Basel)

In der Fazieseinteilung von Eskola nehmen die Eklogite und Glaukophanschiefer bekanntlich eine Sonderstellung ein. Während die letzteren als Hochdruckäquivalent der Amphibolite aufgefasst werden, erfordert die Bildung der Eklogite sowohl hohen Druck wie hohe Temperatur. Im folgenden möchte ich zeigen, dass diese Deutung für die entsprechenden Gesteinsgruppen der Alpen nicht haltbar ist.

Das Material, auf das ich mich hier stütze, stammt ausschliesslich aus der mesozoischen Ophiolithserie der Westalpen. Die auch im prätriadischen Kristallin verstreuten Vorkommen (wie z. B. die Glaukophangesteine des Val de Bagnes) sind nicht berücksichtigt worden.

In der alpinen Ophiolithzone sind nun Eklogite und Glaukophanschiefer häufig und fast immer miteinander assoziiert. Dabei erscheinen sie in der Regel in folgender Beziehung: das Glaukophangestein ist das jüngere, der Eklogit ist ein Relikt. Das würde in der heute üblichen Deutung heissen, dass diese Ophiolithkomplexe polymetamorph wären. Dementsprechend wurde die Eklogitbildung in eine Frühphase der Metamorphose verlegt und mit hohem tektonischen Druck in Beziehung gebracht. Ich gestehe gerne, dass mir diese Deutung lange Zeit als die einzige, allen Tatsachen gerecht werdende Hypothese erschienen ist. Es ist klar, dass sie hinfällig wird, sobald sich zeigen lässt, dass Eklogite, Glaukophanschiefer und Prasinite gleichzeitig unter denselben Bedingungen entstehen können, dass also die erwähnte Altersfolge keineswegs einer Gesetzmässigkeit entspricht.

Zunächst einige allgemeine Bemerkungen über die Metamorphose in der penninischen Zone der Westalpen, der ja die Ophiolithe ausschliesslich angehören.

Diese Metamorphose ist sehr starken und zum Teil ziemlich unver-

mittelt wirkenden Schwankungen unterworfen. Ganz allgemein erfährt sie eine Steigerung, wenn man von der Peripherie gegen das Innere des Gebirgsbogens sich bewegt. In der äusseren Randzone, die Korsika, Monte Viso, Mont Génèvre und die Préalpes umfasst, sind ursprüngliche Strukturen wie Pillowlaven, Brekzien, Variolite etc. noch ausgezeichnet erhalten (siehe z. B. FRANCHI, VUAGNAT) und grosse Komplexe zeigen lediglich Deformation, aber keine Umkristallisation. Lawsonit, Pumpellyit und Glaukophan, auch Stilpnomelan, sind in diesen Zonen sehr verbreitet.

Ein völlig anderes Bild zeigen die Ophiolithe im Bereiche der Kuppel des Gran Paradiso und des Monte Rosa. Magmatogene Relikte sind hier seltener oder schwerer zu erkennen, und in der Regel sind die Gesteine völlig umkristallisiert — auch dann, wenn sie nicht oder nur wenig verformt wurden. Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Zonen der Alpen sind in mineralparagenetischer Hinsicht jedenfalls sehr gross, was ja schon aus den Beschreibungen von FRANCHI, NOVARESE und anderen hervorgeht.

Hier beschränken wir uns auf die innere, höher metamorphe Zone, deren Schwerpunkte einerseits in den ligurischen Alpen, andererseits in dem ausgedehnten Ophiolithkomplex zwischen der Valle di Susa (westlich Turin) und dem Saastal (Wallis) liegen.

Sozusagen jeder grössere Aufschluss in dieser Zone lässt erkennen, dass Gleichgewichtsparagenesen eine Seltenheit sind. Das gilt ganz speziell für die Eklogit-Glaukophanschieferkomplexe, was wichtig ist, weil ja das Konzept der metamorphen Fazies die Existenz von Gleichgewichtsassoziationen voraussetzt. Diese Voraussetzung ist, soweit unsere Kenntnis der Ophiolithzone reicht, nirgends erfüllt. Was wir innerhalb dieser Zone von Ligurien bis in die Tauern hinein feststellen können, sind nicht Gleichgewichte im Sinne der Phasenlehre, sondern Entwicklungstendenzen oder Phasen der Metamorphose. Diese Tendenzen *scheinen* gegen die für basische Gesteine der Grünschieferfazies charakteristische Paragenese

Albit, Epidot, Aktinolith, Chlorit

gerichtet zu sein. Sie *scheinen*, denn es sind darüber hinauszielende Entwicklungen deutlich erkennbar!

Ungleichgewichte sind erkennbar an der grossen Anzahl von Phasen, die das überschreitet, was nach der Phasenregel zulässig wäre. Die in den Eklogiten und Glaukophanschiefern der Ophiolithzone auftretenden Mineralien sind: *Omphazit, Chloromelanit, Diopsid, Granat, Glaukophan,*

barroisitische und *aktinolithische Hornblende, Zoisit, Klinozoisit* und *Epidot, Albit*, Quarz, *Chlorit*, Biotit, *Muskowit*, Paragonit, Chloritoid, Rutil, Titanit, Ilmenit, Magnetit, Pyrit, Apatit, Ankerit, Calcit. Die kursiv gesetzten Mineralien können als Hauptgemengteil auftreten. Da wir aber wohl zu wenig über die Zahl der chemisch unabhängigen Komponenten in der Grünschieferfazies wissen, so müssen zur Feststellung von Ungleichgewichten andere Kriterien herangezogen werden, wie etwa das Nebeneinander verschiedener Spezies desselben Minerals, zum Beispiel von Zoisit, Klinozoisit und Epidot oder von Glaukophan, barroisitischer und aktinolithischer Hornblende, die alle oft in ein und demselben Dünnschliff anzutreffen sind. Bezeichnend aber ist vor allem die weite Verbreitung von Reliktstrukturen und reliktischen, in Umbildung begriffenen Mineralbeständen. Wir haben dabei zu unterscheiden zwischen Relikten, die dem ursprünglichen, magmatischen Mineralbestand entsprechen, wie

Olivin, Augit, basischer Plagioklas

und den metastabilen Phasen, die im Laufe der Metamorphose entstehen und wieder vergehen. Dazu rechnen wir:

Granat, Pyroxene der Diopsid-Jadeit- und der Diopsid-Ägirin-Jadeit-Reihe (Omphazit und Chloromelanit), Glaukophan, Barroisit, Rutil und Zoisit,

also gerade jene Mineralien, die für Eklogite und Glaukophanschiefer typisch sind.

Die Eklogite

In den Ophiolithen treten die Eklogite als kleinere, linsen-, schlieren- oder lagenförmige Massen auf, meistens mit Glaukophanschiefern und Prasiniten in engstem Verband (Fig. 1). Fast in jedem Glaukophanschieferkomplex finden sich eklogitische Relikte, die nur selten mehrere Meter mächtig werden und bis zu mikroskopischen Dimensionen absinken können.

Für die Eklogite kritisch ist die Assoziation *Omphazit* und *Granat*. Die alpinen Eklogite umfassen auch Gesteine, deren Pyroxen zur Diopsid-Ägirin-Jadeit-Reihe gehört (Chloromelanite). Eklogit wird hier als Sammelbegriff für Gesteine gebraucht, die zur Hauptsache aus einem diopsidischen, mehr oder weniger natronreichen Pyroxen (Omphazit oder Chloromelanit) und Granat bestehen, deren Zusammensetzung aber noch ganz ungenügend bekannt ist. Mit F. Angel reden wir lieber

von einer „eklogitischen Gesteinsgruppe", deren Glieder weder stofflich noch genetisch voneinander getrennt werden können. In den Alpen scheinen zwei Hauptgruppen hervorzutreten: die chloromelanitführenden ultrabasischen „Eklogite" von pyroxenitischem Chemismus und die aus

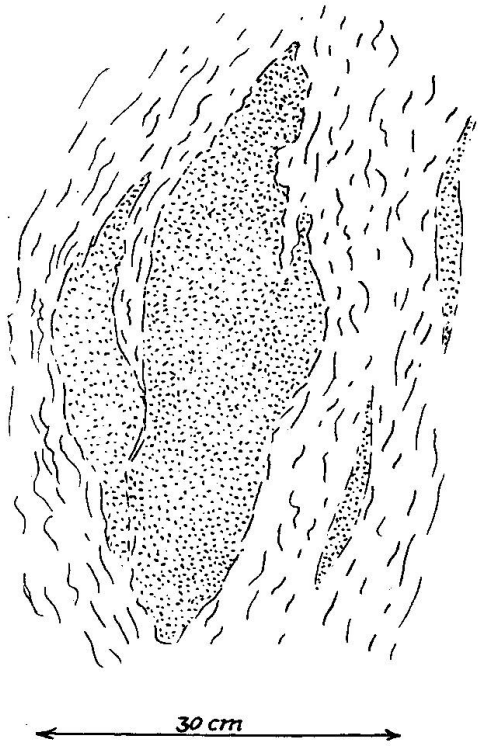


Fig. 1. Eklogitschlieren (punktiert) in flaserigem Metagabbro. Ravoin, Valle di Susa, Piemont.

Omphazit und Granat bestehenden eigentlichen Eklogite gabbroider Zusammensetzung. Die erste Gruppe ist hauptsächlich auf die Randzone grösserer Serpentin- oder Gabbromassen beschränkt, tritt aber auch in Form von Gängen und Schlieren in diesen und in Gabbros auf und bildet das metamorphe Äquivalent ultrabasischer (pyroxenitischer) Differentiate.

Die Gesteine der zweiten Gruppe sind ebenfalls zum Teil aus melanokraten Schlieren gabbroider Massen oder aus Ganggesteinen hervorgegangen. Zum grossen Teil stammen sie von basischen Effusiven, hauptsächlich von Pillowlaven und mit diesen assoziierten Brekzien ab. Damit wird auch verständlich, warum diese Eklogite zwar weit verbreitet sind, stets aber nur kleinere, unzusammenhängende Körper (Lagen, Linsen, Knauer) bilden.

Mit beiden Gruppen sind übrigens kleinere Massen monomineralischer Gesteine assoziiert: Omphazitite, Jadeitite, Chloromelanitite und Granatite.

Die Mineralien

Unsere Kenntnis der Mineralien der alpinen Eklogite ist äusserst lückenhaft. Die Korngrösse dieser Gesteine ist gering; Umwandlungen bilden die Regel. Beides erschwert die Trennung der Gemengteile. Um den chemischen Charakter eines Pyroxens, der in den Eklogiten eine sehr grosse Verbreitung hat, zu erfassen, haben wir deshalb auf eine Trennung verzichtet und uns damit begnügt, ein annähernd monomineralisches Gestein analysieren zu lassen. Der analysierte Omphazitit PB 806 (Tab. 1) ist am Lago di Cignana, Valtournanche, anstehend.

Der Mineralbestand ergab sich aus zwei Integrationen wie folgt:

94 Vol.% Omphazit
4 Vol.% Apatit
2 Vol.% Hornblende, Chlorit, Rutil, Quarz, Carbonat, Granat.

Tabelle 1

	(1) PB 806	(2)	(3)
SiO_2	52,82	53,31	54,21
TiO_2	0,31	0,26	0,46
Al_2O_3	11,11	10,52	10,91
Fe_2O_3	3,06	4,11	3,12
FeO	4,24	2,84	1,33
MnO	Sp.	0,05	—
MgO	8,01	8,42	10,03
CaO	14,80	14,50	14,61
Na_2O	4,24	5,90	4,51
K_2O	0,19	0,05	0,92
H_2O^+	0,36	0,16	—
CO_2	0,21	—	
P_2O_5	0,58	—	
	99,93	100,12	100,15
Spez. Gew.	3,30	—	3,33

(1) Omphazitit vom Lago di Cignana (Valtournanche, Aosta). Analytiker: Dr. H. Schwander.
(2) Omphazit von Mill Creek, Sonoma Country, California. Analytiker: F. A. Gonyer (siehe G. Switzer, 1945, S. 4).
(3) Omphazit von Burgstein, Ötztal, Tirol. Analytiker: Dr. L. Hezner (1903).

Nach Abzug von Apatit, Calcit und Rutil erhält man, bezogen auf 6 O-Atome, folgende Kationenzahlen: [(2) zitiert nach G. SWITZER].

Tabelle 1a

	(1) PB 806		(2)	
Si	1,94		1,94	
Al	0,48	1,13	0,45	1,10
Fe^{III}	0,08		0,11	
Fe^{II}	0,13		0,09	
Mg	0,44		0,45	
Ca	0,57	0,88	0,56	0,97
Na	0,30		0,41	
K	0,01		—	

Tabelle 1b

Optische Daten	(1)	(2)
n_α	1,673 ± 0,002	1,673
n_β	1,681	1,679
n_γ	1,695	1,691
Δ	0,022	0,018
$2V(\gamma)$	74°	60°
n_γ/c	42°	39°

Der Vergleich ergibt eine gute Übereinstimmung mit den angeführten Omphaziten.

Die optischen Daten für die Pyroxene der Eklogite schwanken erheblich, selbst im gleichen Gestein. So ergibt der Mittelwert von 40 Messungen an Omphaziten des Lago di Cignana eine Auslöschungsschiefe von 43° (bei einer Schwankungsbreite von 32—54°). Für 2V erhielten wir als Mittel aus 44 Messungen 74°, wobei die Werte zwischen 54—81° schwanken.

Ausser den obigen wurden noch folgende Daten an Omphaziten bestimmt:

Tabelle 1c

$2V(\gamma)$	n_γ/c	n_α	n_β	n_γ	Δ
71	42	1,669	1,677	1,690	0,021
74	50	1,682	1,691	1,703	0,021
71	47	1,684	1,692	1,702	0,018

Die Dispersion ist in der Regel deutlich, die Absorption sehr schwach. Der Pleochroismus ist kaum bemerkbar (blassgrün-farblos).

Die obigen Daten zeigen jedenfalls, dass die Pyroxene der alpinen Eklogite in ihren optischen und — soweit das spärliche Material einen Rückschluss gestattet — auch in ihren chemischen Eigenschaften mit denjenigen der Eklogite anderer Vorkommen übereinstimmen.

Leider besitzen wir keine neueren Analysen der Chloromelanite. (Siehe Chloromelanitit-Analyse von SANERO, 1939, dessen Arbeit aber keine Angaben über den quantitativen Anteil der Beimengungen enthält.) Die optischen Daten weichen von denjenigen der Omphazite deutlich ab. Die Auslöschungsschiefe liegt durchwegs oberhalb 45°.

Im Mittel erhielten wir:

n_γ/c	57°	(48—71)
$2V(\gamma)$	82°	(70—97)

Die Brechungsindizes liegen höher als diejenigen der Omphazite. Dafür zwei Beispiele aus dem bekannten Glaukophan-Eklogitkomplex von Mocchie im Susatal (Piemont).

n_γ/c	$2V(\gamma)$	n_α	n_β	n_γ	Δ
63	84	1,708	1,717	1,729	0,021
57	82	1,684	1,695	1,711	0,027

Auffallend ist die meist starke Dispersion und die zum Teil kräftige Absorption. Der Pleochroismus ist gelb oder rötlich und grün oder blaugrün. Auslöschungsschiefe und Achsenwinkel stimmen mit den von BROTHERS an Material aus Berkeley (Kalifornien) gewonnenen Daten überein. Ähnliche Eigenschaften zeigen die Natronpyroxene der Glaukophangesteine von Kalabrien (QUITZOW) und von Korsika (BROWER und EGELER). Diese stammen aber aus ganz anderen Mineralparagenesen.

Sowohl die Omphazite wie auch die Chloromelanite weichen im optischen Verhalten von den Augiten der gabbroiden und der pyroxenitischen Gesteine deutlich ab. Im Vergleich zu diesen zeigen sie eine höhere Auslöschungsschiefe, grösseren Achsenwinkel und niedrigere Doppelbrechung.

Die Entstehung der Eklogitmineralien

Die Untersuchung eines grossen Materials aus den Westalpen hat uns gezeigt, dass sowohl Omphazit wie Granat als metamorphe Bildungen betrachtet werden müssen. Die da und dort erwähnte Vorstellung, dass sie primärmagmatisch seien, ist sicher nicht zutreffend.

Die Paragenese Omphazit (oder Chloromelanit) und Granat scheint zum Teil durch eine Entmischung des ursprünglichen Augits in diopsidischen (± Na-haltigen) Pyroxen und Granat zu entstehen. Die dabei gebildete lamellare Verwachsung von sekundärem Pyroxen mit Granat entspricht durchaus dem von H. HENTSCHEL (1937) am Eklogit von Gilsberg beschriebenen Fall; sie kann sowohl an den Augiten gabbroider Gesteine, vor allem aber an denjenigen der Pyroxenite beobachtet werden. Tektonisierung und Sammelkristallisation führen zur Auflösung der lamellaren Entmischungsprodukte und zur Bildung eines granoblastischen Gefüges.

Die direkte Umbildung Pyroxenit → Eklogit betrifft in erster Linie die vorhin erwähnten randlichen Differentiate grosser Serpentinkörper, aber auch melanokrate Schlieren in Gabbro (siehe Fig. 1).

In der Regel aber erfolgt die Bildung eines Pyroxens II (Diopsid, Omphazit etc.) unabhängig von der Granatbildung, und zwar ebenfalls durch direkten Zerfall von Augit. Immer wird dabei Rutil ausgeschieden, so dass ein mit Rutil pigmentierter Pyroxen nach unserer Erfahrung stets als sekundär anzusehen ist.

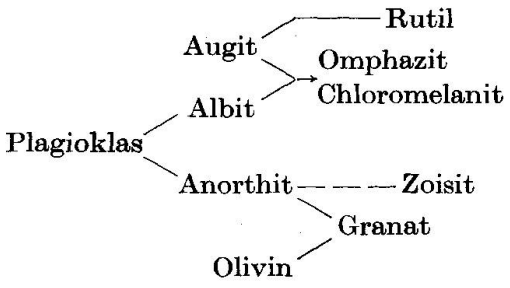
Ein sehr schönes Beispiel einer sekundären Pyroxenbildung liefern die bekannten, in vielen Sammlungen vorhandenen „Smaragditpseudomorphosen" des Allalingabbros. Diese leuchtend grünen „Smaragdite" entstehen aus dem ursprünglichen Augit durch einen Zerfall in Cr-haltigen, diopsidischen Pyroxen, Talk und Rutil in orientierter Verwachsung. Erst nachher tritt Strahlsteinbildung auf.

Ein ganz analoger Prozess kann an reliktischen Augiten der Eklogite immer wieder beobachtet werden.

Die Bildung von Granat durch Reaktion zwischen Plagioklas und Olivin lässt sich ebenfalls am Allalingabbro studieren. Auch sie ist sehr verbreitet und dürfte Granate verschiedener Zusammensetzung ergeben.

In feinkörnigem Material von basaltischer Zusammensetzung führen diese Reaktionen (Zerfall des Augits und Reaktion Olivin-Anorthit) zu eklogitischen Produkten. Die Bildung reiner Granat-Pyroxen-Paragenesen setzt bestimmte stöchiometrische Verhältnisse voraus; in der Regel werden noch Zoisit-Epidot, Albit, Muskowit oder Paragonit, Chlorit, auch aktinolithische Hornblende und Talk in wechselnden Mengen entstehen.

Nach unseren Erfahrungen lassen sich die wichtigsten Vorgänge, die zur Eklogitbildung aus gabbroidem Material führen, folgendermassen darstellen:



Gabbro, Dolerit, Diabas → Eklogit, Zoisit-Eklogit

Da die Umsetzungen, die zur Granat- resp. Omphazitbildung führen, meistens voneinander unabhängig sind, so können diese Mineralien in wechselnder Reihenfolge kristallisieren. Im Allalingabbro erfolgt die Granatbildung durch Reaktion zwischen Olivin und Plagioklas frühzeitig und *vor* dem Zerfall der Augite. Andererseits zeigen Eklogitgranate oft idiomorphe Einschlüsse von Omphazit, was auf gleichzeitige Bildung hinweist.

Die Glaukophanschiefer

Ihre ständige Bindung an die Eklogite habe ich schon erwähnt, auch den reliktischen Charakter der eklogitischen Einschlüsse.

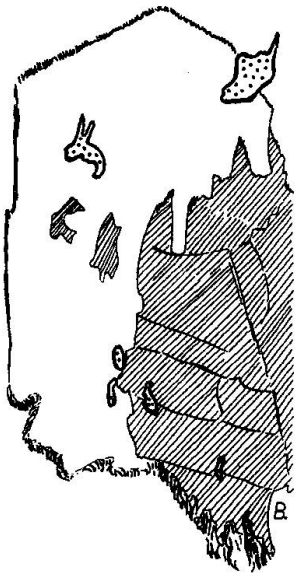


Fig. 2. Umwandlung von Omphazit (schraffiert) in Glaukophan (ohne Signatur). Rutil (puntiert).

Tatsächlich lässt sich in zahlreichen Fällen eindeutig zeigen, dass der Glaukophan aus dem Omphazit (oder Chloromelanit) hervorgeht. Korrodierte, gleichzeitig auslöschende Relikte von Omphazit in Glaukophan sind nicht selten (siehe Fig. 2).

In anderen Fällen aber ist von einer solchen Reaktion nichts zu erkennen. Der Glaukophan bildet grosse, idiomorphe Kristalloblasten in einer meist feinkörnigen, omphazitischen Grundmasse. Dies ist schon S. Franchi (1902) aufgefallen, der zur Umwandlung Omphazit → Glaukophan schrieb: „Però la metamorfosi suddetta non è sempre evidente e talora l'anfibolo sembra coesistere nella eclogiti indipendente dal pirosseno, rispetto al quale presenta limiti netti."

Wir werden weiter unten zeigen, dass Glaukophan tatsächlich gleichzeitig mit Omphazit entstehen kann. Demnach *können* die Glaukophan-

Tabelle 2

	(1) PB 485	(2)	(3)	(4)
SiO_2	57,5	57,81	55,43	57,73
TiO_2	1,3			
Al_2O_3	12,5	12,03	12,26	12,04
Fe_2O_3	2,7	2,17	—	1,16
FeO	4,7	5,78	8,07	5,41
MnO	—			
MgO	11,2	13,07	8,67	13,02
CaO	1,5	2,20	2,91	1,04
Na_2O	5,8	7,33	9,02	6,98
K_2O	0,4	—	—	0,68
H_2O^+	2,3	—	2,87	2,27
	99,9	100,39	98,23	100,33
D.	3,02	3,091	—	3,085

(1) Glaukophan von Mellichen (Täschtal). Analytiker: H. Schwander. (Quant. Spektralanalyse).

(2) Glaukophan von Zermatt. Bodewig. Poggend. Ann. 158, 1876, S. 228.

(3) Glaukophan aus dem Val Gressoney. Zambonini. Rend. R. Accad. d. Lincei 1, 1902, 207.

(4) Glaukophan von Zermatt. W. Kunitz, 1929.

Die optischen Daten des Glaukophans PB 485 (1) und Vergleichswerte einiger anderer blauen Hornblenden aus der Zone von Aosta-Zermatt lauten:

Tabelle 2a

	n_γ/c	$2V(\alpha)$	n_α	n_β	n_γ	Δ	D	
PB 485 (1)	8°	49°	1,611	1,629	1,632	0,021	3,02	
PB 490	8	46	1,610	1,630	1,633	0,023		Längfluhgletscher, Täschtal
PB 494	7	55	1,612	1,629	1,632	0,020		Allalinmoräne, Saastal
PVB 191	6	45	1,610	1,629	1,632	0,022		Pian Fey, Val d'Aosta
PVB 163	9	39	1,613	1,633	1,633	0,023		Val St. Marcel, Aosta
PVB 168	5	43	1,623	1,638	1,639	0,016		

Mit Ausnahme von PVB 168, die etwas intensivere Farben aufweist, zeigen alle angeführten Hornblenden schwache Absorption:

n_α farblos
n_β violett
n_γ blau

---

schiefer aus Eklogiten hervorgehen, und sie tun es auch häufig; sie *müssen* aber nicht diesen Weg gegangen sein.

Der Granat bleibt bei dieser Umwandlung intakt; es scheint uns also aussichtslos, chemische Unterschiede zwischen den Granaten der beiden Gesteinsgruppen konstruieren zu wollen. Das bis jetzt vorliegende Material ist dazu jedenfalls nicht ausreichend. Über die chemische Zusammensetzung der verschiedenen Glaukophanmineralien sind wir nur schlecht unterrichtet. In der vorstehenden Tabelle 2 sind die Analysen verschiedener Natronhornblenden aufgeführt, die alle aus der Ophiolithzone von Zermatt stammen.

Ein selten ganz fehlender Begleiter sowohl der Eklogite wie auch der Glaukophanschiefer ist ein farbloser Glimmer, der häufig zusammen mit Granat, Glaukophan und Karbonat (Ankerit) schlierenförmig angereichert ist.

Sowohl reiner Muskowit wie auch reiner Paragonit sind vertreten, und zwar im gleichen Gesteinsverband. (Eine Anzahl Glimmerproben wurden freundlicherweise von J. P. Schaer im Mineral. Institut in Göttingen nach der Methode von H. Harder (1956) untersucht.)

Die folgende Tabelle enthält die Daten der chemischen Analyse eines Glimmers aus dem weiter unten erwähnten Eklogit-Glaukophanschieferkomplex des Rimpfischhorns. Wie man sieht, handelt es sich um Muskowit. Der etwas hohe Ca-Gehalt ist auf Einschlüsse von Epidot zurückzuführen.

Tabelle 3. *Muskowit BW 28 aus Eklogit-Glaukophanschiefer von P. 2698 am Mellichgletscher, Täschtal*

SiO_2	45,25	
TiO_2	0,36	
Al_2O_3	31,54	
Fe_2O_3	1,28	Optische Daten:
FeO	1,21	
MnO	—	n_β 1,594 ($\pm$ 0,002)
MgO	3,48	Δ 0,038
CaO	0,98	$2V(\alpha)$ 40—42°
Na_2O	1,61	Dichte 2,8—2,9
K_2O	9,89	
H_2O+	4,67	
	100,27	Analytiker: Dr. H. SCHWANDER

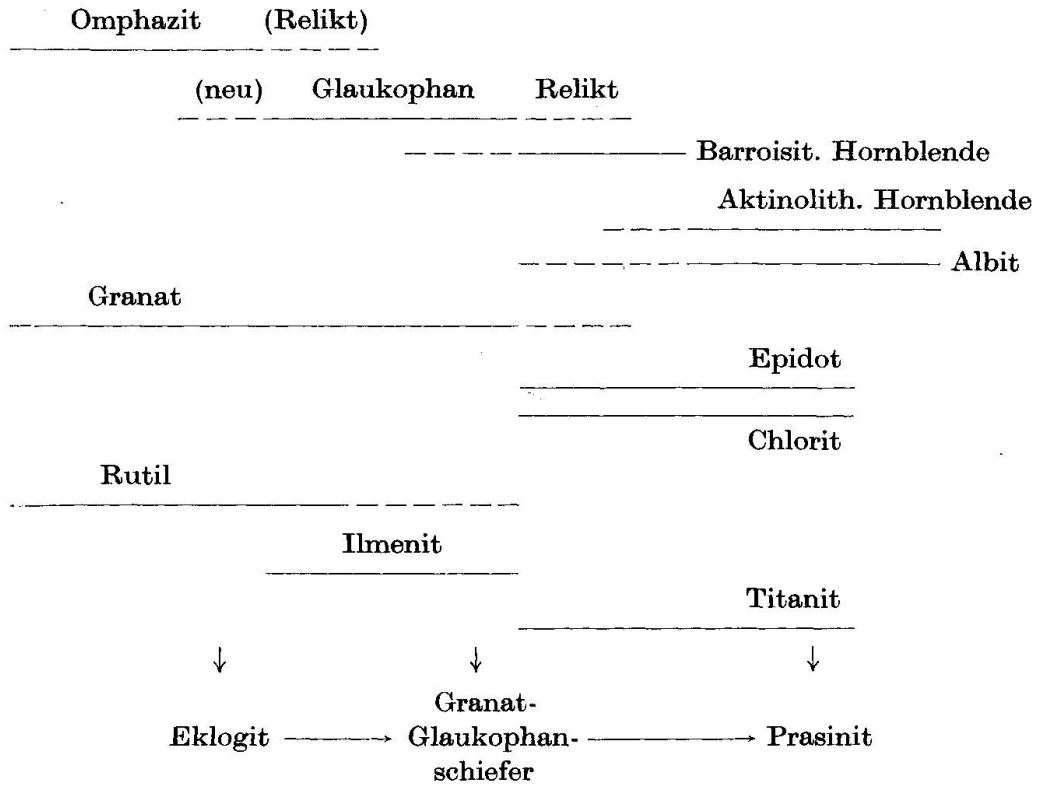
Die Beziehung der Glaukophanschiefer zu den Prasiniten und Eklogiten

Die weitere mineralparagenetische Entwicklung soll nur kurz skizziert werden.

Sowohl Omphazit wie Glaukophan werden in der Regel vom Rande her durch ein feindiablastisches Gewebe von blaugrüner Hornblende und Albit aufgelöst. Aus diesem Symplektit entwickeln sich grössere Stengel einer grünlichblau bis blassgelb pleochroitischen Hornblende und Albit. Diese barroisitische, zwischen Glaukophan und Aktinolith vermittelnde Hornblende kann auch unmittelbar als randliche, koaxiale Fortwachsung des Glaukophans auftreten. In beiden Fällen geht aus ihr eine blassgrün bis farblos aktinolithische Hornblende hervor.

In dieser Phase wird auch der Granat instabil. Als Neubildungen entstehen: intensiv grünblaue Hornblende, Chlorit und Epidot, oft auch farbloser Glimmer mit Chlorit und Magnetit, selten noch olivgrüner Biotit.

Die metamorphe Entwicklung lässt sich schematisch folgendermassen darstellen:



Die wichtigsten Reaktionsbeziehungen lassen sich direkt ablesen. So wird Omphazit durch Glaukophan und dieser durch Barroisit abgelöst, aber Omphazit und Glaukophan können auch koexistieren, wobei der Omphazit entweder reliktisch ist oder der Glaukophan mit Omphazit syngenetisch sein kann (gestrichelte Bereiche).

Interessant ist auch die Beziehung *Rutil-Ilmenit-Titanit.* In der Glaukophanschieferphase umgibt sich der Rutil sehr oft mit einem Ilmenitpanzer, aus dem dann erst Titanit hervorgeht.

Ausschliesslich auf die Glaukophanschiefer ist die nicht seltene Bildung von Chloritoid beschränkt. Das Mineral zeigt häufig starke Verbiegungen und undulöse Auslöschung und ist randlich fast immer in farblosen Glimmer (Paragonit?) und in Klinochlor + Erz umgewandelt.

Zwischen der Eklogit- und der Glaukophanschieferbildung liegt oft eine tektonische Phase, die zum Teil für das feine Korn und die deutliche Regelung oder — kurz gesagt — für den blastomylonitischen Habitus vieler Eklogite verantwortlich ist. Die Mehrphasigkeit der Gesteinsbildung wird durch sie deutlich gemacht.

Diese Beobachtungen haben uns natürlich auch in der ursprünglichen Auffassung, dass tektonischer Druck bei der Eklogitbildung einen entscheidenden Faktor spiele, bestärkt. Aber diese Mylonitisierung ist

keineswegs allgemein, und es können im gleichen Schliff feinkörnige Omphazitlagen mit grobkörnigen alternieren, die noch die ursprüngliche Struktur erkennen lassen. Der mechanisch bedingte Zerfall grösserer Omphazitkristalle kann auch direkt beobachtet werden. Die Mylonitisierung hat also mit der Omphazitbildung nichts zu tun. Das zeigen auch die gar nicht seltenen Fälle, wo Omphazite auf nachtektonischen Fugen weiterwachsen.

Den schlagenden Beweis aber gegen die Auffassung, dass tektonischem Druck eine entscheidende Bedeutung bei der Eklogitbildung zukomme, lieferte die Entdeckung metamorpher Pillowlaven in der Zone von Zermatt-Saas Fee.

Die metamorphen Pillowlaven

Pillowbildungen sind in den Ophiolithen der Alpen sehr verbreitet. M. Vuagnat hat ihnen mehrere, zum Teil eingehende Studien gewidmet. Ich selbst habe sie in der Zone des Monte Viso und in den Prasiniten der Punta d'Ovarda — zusammen mit metamorphen Brekzien — feststellen können. Schliesslich fand ich sie im Eklogit-Glaukophanschieferkomplex des Rimpfischhornes im Täschtal. Ich bin überzeugt, dass solche und andere reliktische Strukturen in allen Ophiolithkomplexen nachgewiesen werden können.

Dabei sind die Ellipsoide der Kissenlaven zur Palimpsestbildung geradezu prädestiniert. Sie besitzen eine respektable Grösse, können also im Gegensatz zu den feineren Brekzien und den Variolen nicht leicht zerstört werden. Ferner ist der chemische Unterschied zwischen den Pillows und der verbindenden Matrix (oft auch der stoffliche Unterschied zwischen Rand- und Kernpartie eines Pillows) so gross, dass er auch durch eine kräftige Metamorphose kaum ganz verwischt werden kann. Trotzdem sind die Pillows bei starker Deformation nur unter günstigen Bedingungen erkennbar, das heisst nur wenn ein genügend grosser, flechtenfreier Aufschluss vorhanden ist. Bei starker Streckung entsteht in einem Längsschnitt eine charakteristische subparallele Bänderung oder Streifung, die an die Maserung eines Fournierblattes erinnert. Im Täschtal ist diese Zeichnung durch den Wechsel prasinitischer mit eklogitischen und glaukophanreichen Lagen bedingt. Die einzelnen Pillows lassen sich hier zum Teil noch mühelos abgrenzen (siehe Fig. 3). Ihr Kern besteht aus einem Zoisit-Epidot-Eklogit mit lagenweisem Wechsel von reinen, eklogitischen und zoisit-epidotreichen Lagen. Auch Glaukophan tritt auf. Die pillowtrennende Matrix wird aus Glaukophan,

Klinochlor, Epidot, Ankerit, Quarz und Muskowit gebildet. Im Vergleich zum Kern ist sie grobkörnig. Bezeichnend ist das Auftreten von Ankerit (auch Calcit), von Muskowit (oder Paragonit) und Quarz in dieser Paragenese.

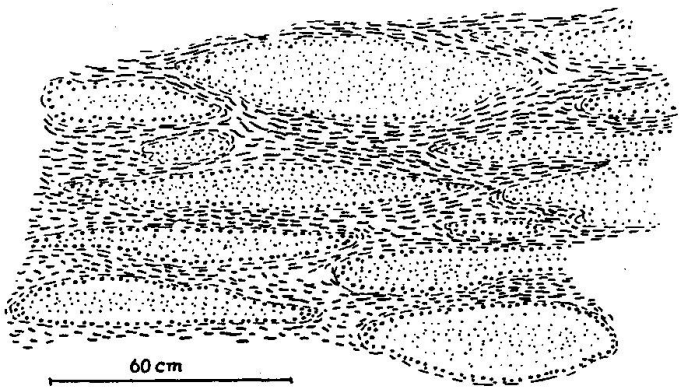


Fig. 3. Metamorphe Pillows vom Längfluhgletscher (Täschtal), schematisiert. Punktiert: Eklogitischer Kern. Gestrichelt: Glaukophanreiche, grobkörnige Matrix (mit Ankerit, Quarz, Muskowit etc.).

Im gleichen Komplex treten auch prasinitische Gesteine auf. *Der Unterschied im Mineralbestand der verschiedenen Gesteine kann hier ausschliesslich chemisch bedingt sein, denn Differenzen in den P/T-Bedingungen, das heisst Unterschiede in der geologischen Geschichte von Pillowkern und Matrix können in diesem Falle wohl nicht geltend gemacht werden.*

Ausschlaggebend für die Entwicklung der einen oder anderen Fazies ist somit der primäre chemische Unterschied. Für eine ähnliche Gesteinsreihe hat J. Suzuki schon 1930 dieselbe Folgerung gezogen. Siehe auch E. Clar (1939, S. 168) und G. Switzer (1945, S. 8).

Dass es überhaupt zur Eklogitbildung kommt, kann aber noch andere Ursachen haben. Die Eklogitfazies ist ja wasserarm. Günstige chemische oder mineralogische Verhältnisse vorausgesetzt, entwickeln sich aus diesen gabbroiden Gesteinen zuerst Eklogite (oder eklogitoide Paragenesen), aber nur dort, wo die Wasseraufnahme zur Hydratisierung nicht ausreicht, also vor allem im Kern eines Pillows. Das zeigt sich auch deutlich bei den metamorphen Brekzien, die die Pillowlaven begleiten. Ihre Komponenten sind häufig aus feinkörnigem, zähem Eklogit gebildet. Sie sitzen aber in einem meist viel gröberkörnigem Prasinit, der bezeichnenderweise keine eklogitischen Relikte enthält (siehe Fig. 4).

In der wasserreichen Prasinitfazies sind diese eklogitischen Gesteine

nicht stabil. Die Zerstörung dieser Relikte kann schrittweise verfolgt werden; sie ist stets mit einer Wasseraufnahme verbunden. Diese Hydratisierung durchläuft verschiedene Stufen, genau wie die Entwässerung eines Hydro-Silikates. Eine solche Stufe bilden die Glaukophanschiefer, die bei genügendem Wassergehalt (Pillow-Matrix!) unmittelbar *neben* den wasserarmen Eklogiten entstehen *oder* nachträglich durch Wasseraufnahme aus diesen hervorgehen können.

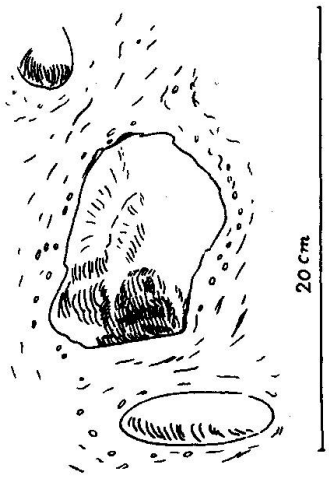
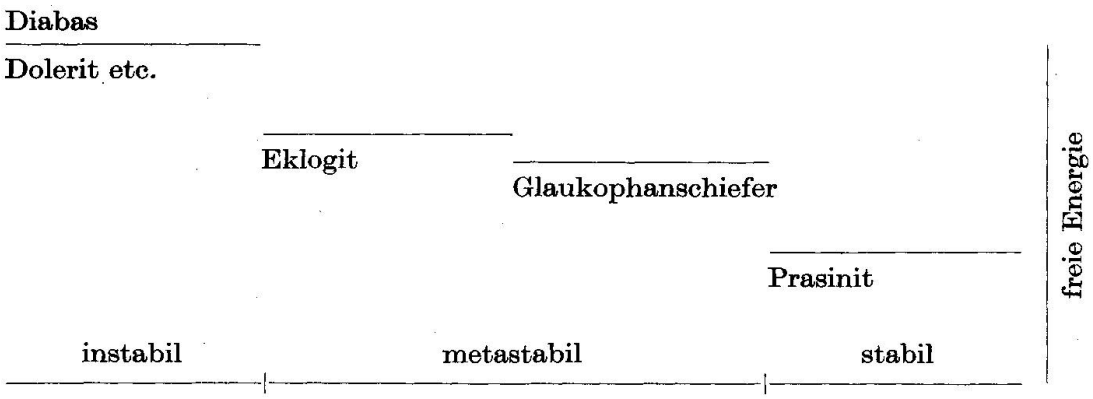


Fig. 4. Metamorphe vulkanische Brekzie. Eklogitische Härtlinge in grobkörnigem Prasinit. Rio Venans, Usseglio (Valle di Viù), Piemont.

Schematisch können die durchlaufenen Stufen folgendermassen dargestellt werden.



Jede folgende Phase ist mit einer Abnahme der freien Energie verknüpft. Es wird also bei der Umwandlung Diabas → Prasinit nicht gleich der beständigste Zustand erreicht, *sondern der nächstliegende oder der unter*

den möglichen Zuständen wenigst beständige. Das ist — mit seinen eigenen Worten — die von W. OSTWALD (Aufl. 1919, S. 246) formulierte *Stufenregel.*

Wir fassen somit die alpinen Eklogite und Glaukophanschiefer als metastabile Zwischenbildungen auf. Für die entsprechenden Gesteine aus Venezuela, die eine erstaunliche Ähnlichkeit mit den alpinen Serien aufweisen, hat G. DENGO (1950) analoge Folgerungen gezogen. Siehe auch S. 250 der „Geochemistry" von RANKAMA und SAHAMA.

Je nach der Zusammensetzung unterbleibt die Ausbildung der einen oder beider Zwischenstufen. Diese *können* entstehen, *müssen* aber nicht.

Dafür mag ausser dem ursprünglichen Chemismus und der Wegsamkeit (Durchlässigkeit für Lösungen) noch folgender Umstand von Bedeutung sein:

Es ist auffallend, dass aus dem ursprünglichen Augit in der ersten Stufe der Metamorphose auch wieder ein Pyroxen (z. B. Omphazit) entsteht, aus dem zuerst gebildeten Glaukophan zunächst barroisitische, dann aktinolithische Hornblende, aus Zoisit in erster Stufe Klinozoisit und dann Epidot.

Für die Bildung einer neuen Phase ist also die Art der schon vorhandenen Kristallkeime wichtig. Aus einer bereits bestehenden Phase geht eine neue mit möglichst analogem Feinbau hervor. Für die entstehenden Mineralparagenesen spielt somit die Vorgeschichte des Gesteins ebenfalls eine grosse Rolle.

Zusammenfassung

Die über einen grossen Teil der Ophiolithe der Westalpen sich erstreckenden Studien ergaben, dass ein wesentlicher Teil der sehr verbreiteten Eklogite und Glaukophanschiefer aus Pillowlaven und den mit ihnen assoziierten Brekzien hervorgegangen sind.

Die Eklogite der Grünschieferzone sind als metastabile Paragenesen aufzufassen. Dasselbe gilt für die Glaukophanschiefer. Die hier erwähnten Glaukophanparagenesen können somit auch nicht als Subfazies der Grünschieferfazies aufgefasst werden (de ROEVER); das gilt lediglich für die Lawsonit-Pumpellyit-führenden Glaukophangesteine.

Sowohl die Eklogite wie die Glaukophanschiefer mögen unter anderen PTX-Bedingungen durchaus stabil sein. Meine Absicht war nicht, das Konzept der metamorphen Fazies als überflüssig oder falsch hinzustellen, sondern lediglich einen Beitrag zur Kontroverse über echte und unechte Eklogite zu geben, eine Unterscheidung, die mir, wenigstens was den

Mineralbestand anbelangt, nicht gerechtfertigt erscheint. Vor allem aber möchte ich gegenüber der auf Gleichgewichtsparagenesen gerichteten mineralfaziellen Betrachtungsweise den evolutionistischen Charakter der Metamorphose hervorheben. Metamorphose ist ein Entwicklungsprozess. Eine rein statische Auffassung kann ihr nicht gerecht werden. An Stelle des Begriffs der metamorphen Fazies würde ich — einem Vorschlag von G. Andreatta (1957) folgend — es vorziehen, von metamorphen oder petrogenetischen Phasen zu sprechen.

Der Verfasser dankt Dr. H. Schwander für die chemischen Analysen der Mineralien und Gesteine und Dr. A. Glauser für die Bestimmung optischer Daten. Die Feldarbeiten des Verfassers und die Mitarbeit von Dr. A. Glauser wurden durch einen Kredit des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung ermöglicht. Die Arbeiten wurden in der mineralogisch-petrographischen Anstalt der Universität Basel ausgeführt.

Literaturverzeichnis

Andreatta, C. (1956): Il problema delle facies metamorfiche e delle fasi petrogenetiche nelle formazioni del cristallino antico alpino. Rend. Soc. mineral. italiana 12, p. 42—46.

Angel, F. (1957): Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen. N. Jb. Mineral., Abh., 91, S. 151—192.

Barth, T. F. W. (1957): Temperature Relations of the Mineral Facies of Metamorphic Rocks. J. Madras Univ. Vol. 27, No. 1, Centenary Number.

Bearth, P. (1953): Erläuterungen zu Bl. 535 Zermatt; Geol. Atlas der Schweiz 1 : 25 000.

— (1957): Erläuterungen zu Bl. 534 Saas und 536 Monte Moro; Geol. Atlas der Schweiz 1 : 25 000.

— (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 38, S. 363—373.

Brothers, R. N. (1954): Glaucophane schists from the North Berkeley Hills, California. Am. J. Sc. 252, p. 614—626.

Brouwer, H. A. and Egeler, C. G. (1952): The glaucophane facies metamorphism in the schistes lustrés-nappe of Corsica. Verh. koningl. nederl. Akad. Wetensch., Afd. Natuurkde. R. 2, D. 48, No. 3, p. 1—71.

Clar, E. und Cornelius, H. P. (1939): Geologie des Grossglocknergebietes I. Abh. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforsch. 25/1.

Dal Vesco, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'Orogene pennidico. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 33, S. 173—480.

Dengo, G. (1950): Eclogitic and Glaucophane Amphibolites in Venezuela. Trans. Am. geophys. Union 31, 6.

Eskola, P. (1939): Die metamorphen Gesteine in: Barth-Correns-Eskola, Die Entstehung der Gesteine. Berlin.

FRANCHI, S. (1902): Über Feldspat-Uralitisierung der Natron-Tonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern von Biella (Graiische Alpen). N. Jb. Mineral... 2, S. 112—126.

— (1904): Giacimenti alpini e appenninici di roccie giadeitiche. Atti Congr. internat. sc. storiche, Sez. IV, Roma. Vol. V, Archeologia.

FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. Jb. geol. Bundesanst. 101, S. 323—472.

FYFE, W. S., TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. (1958): Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. Am. Mem. 73.

HARDER, H. (1956): Untersuchungen an Paragoniten und an natriumhaltigen Muskowiten. Heidelbg. Mineral. Petrogr. 5, S. 227—271.

HENTSCHEL, H. (1937): Der Eklogit von Gilsberg im sächsischen Granulitgebirge und seine metamorphen Umwandlungsstufen. Tschermaks mineral. petrogr. Mitt. 49, S. 42—88.

HEZNER, L. (1903): Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommen des mittleren Ötztales. Tschermaks mineral. petrogr. Mitt. 22, S. 437—371 und 505—573.

JAFFÉ, F. C. (1955): Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets. (Chablais, Hte. Savoie.) Bull. suisse Mineral. Pétrogr. 35, p. 1—147.

KUNITZ, W. (1929): Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe. N. Jb. Mineral. Beilagebd. 60 A, S. 171—250.

LACROIX, A. (1941): Les Glaucophanites de la Nouvelle-Calédonie et les roches qui les accompagnent, leur composition et leur genèse. Mém. Acad. Sc. de l'Inst. France T. 65.

MICHEL, R. (1953): Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. Sciences de la Terre 1, Nos. 3—4.

OSTWALD, W. (1919): Grundlinien der anorganischen Chemie. 4. Aufl., S. 246.

QUITZOW, H. W. (1935): Diabas-Porphyrite und Glaukophangesteine in der Trias von Nordkalabrien. Nachr. Ges. Wissensch. Göttingen, math.-physikal. Kl. N. F. Bd. 1, S. 83—118.

RANKAMA, K. and SAHAMA, TH. G. (1949): Geochemistry. Chicago, p. 250.

ROEVER, W. P. DE (1950): Preliminary notes on glaucophane-bearing and other crystalline schists from South East Clebes, and on the origin of glaucophane-bearing rocks. Proc. k. Akad. Wetensch. Amsterdam 53, p. 1455—1465.

— (1955): Genesis of Jadeite by low-grade metamorphism. Am. J. Sc. 253, p. 283—298.

SCHÜRMANN, H. M. E. (1950): Glaukophangesteine aus Venezuela. N. Jb. Mineral., Mh., S. 145—156.

— (1951): Beiträge zur Glaukophanfrage. N. Jb. Mineral., Mh., S. 49—68.

— (1953): Beiträge zur Glaukophanfrage (2). N. Jb. Mineral., Abh. 85, S. 303—394.

— (1956): Beiträge zur Glaukophanfrage (3). N. Jb. Mineral., Abh. 89, S. 41—85.

STEINMANN, G. (1926): Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C. R. XIV Congr. géol. internat. Madrid, Fasc. II, S. 637.

SUZUKI, Jun. (1930): Petrological Study of the Crystalline Schist System of Shikoku, Japan. J. Fac. Sc. Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, Vol. I, No. 1, p. 28—112.

SWITZER, G. (1945): Eclogite from the California Glaucophane Schists. Am. J. Sc. 243, p. 1—8.

SWITZER, G. (1951): Mineralogy of the California Glaucophane Schists. Calif. Div. Mines Bull. 161, p. 51—70.

TRÖGER, E. (1951): Über den Fassait und über die Einteilung der Klinopyroxene. Neues Jb. Mineral., Mh., S. 132.

TURNER, F. (1948): Evolution of the metamorphic rocks. Geol. Soc. Am. Mem. 30.

— (1958): Siehe FYFE et al.

VUAGNAT, M. (1946): Sur quelques diabases suisses. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 26, S. 116—228.

— (1951): Le rôle des roches basiques dans les Alpes. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 31, S. 309—322.

YODER, H. S. jr. (1950): The Jadeite Problem. Am. J. Sc. 248, pp. 225—248 and 312—334.

Eingegangen: 12. Mai 1959.