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

Band: 51 (1971)

Heft: 2-3

Artikel: Zum Chemismus der Eklogite und Glaukophanite von Zermatt

Autor: Bearth, P. / Stern, W.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-39825

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: 15.07.2025

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

Zum Chemismus der Eklogite und Glaukophanite von Zermatt *)

Von *P. Bearth* (Basel) **) und *W. Stern* (Basel) ***)

Mit 5 Figuren und 1 Tabelle im Text

Abstract

Three new eclogite – and one glaucophanite – analyses from the ophiolite-zone of Zermatt-Saas Fee are presented. These and other rocks from the same zone have a distinctive spilitic rather than a basaltic composition. Field and petrografic evidence show that the glaucophanitic rock PVB 940 originated from the eclogits PVB 941 and 942. This transformation is connected with a lokal metasomatic change especially involving increase of Mg ($+H_2O$) and decrease of Ca.

Im Zusammenhang mit der Kartierung 1 : 10 000 eines Ausschnittes der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee (BEARTH, 1967) wurden von der geochemischen Abteilung des Mineralogischen Instituts (Basel) drei neue Eklogit-, eine Glaukophanit- und mehrere Mineralanalysen durchgeführt. Sie gaben Anstoss zu der folgenden Diskussion, in die wir auch die schon 1967 publizierten Analysen einbezogen haben, wenigstens soweit diese von metamorphen basischen Vulkaniten stammen. Da häufig Bezug genommen wird auf diese Publikation, so werden wir sie abgekürzt mit *Oph.* zitieren.

Die Eklogite

In den Westalpen sind ophiolithogene Eklogite bekanntlich auf eine interne Zone höherer Metamorphose (Albit-Epidot-Amphibolitfazies) beschränkt, wo sie als Relikte im Verband mit Amphiboliten, Prasiniten oder Glaukophanschiefern auftreten, die durch retrograde Umbildung aus ihnen hervorgegangen

---

*) Die vorliegende Arbeit wurde durch einen Kredit des Schweiz. Nationalfonds ermöglicht. Sie bildet das Nebenergebnis einer geologisch-petrographischen Untersuchung, deren Resultate später veröffentlicht werden sollen.

**) Mineralogisch-Petrographisches Institut, Bernoullianum, CH-4000 Basel.

***) Geochemisches Labor des oben genannten Institutes.

sind (Oph. S. 105 bis). Die Ophiolithe N vom Findelengletscher, die das Material für die neuen Analysen geliefert haben, zeigen sehr schöne Beispiele dafür (Bearth 1970).

Die zwei Eklogite PVB 941 und 942 stammen aus einem Aufschluss, der links vom Wege Fluhalp-Pfulwe, auf Kote 2930-40, ansteht (Fig. 1). Er gehört zu einer metamorphen, basischen Vulkanitserie, in der an mehreren Stellen (z. B. am Felskopf P. 3130 und E der Pfulwe) noch Pillows und vulkanische Brekzien gut erkennbar sind (Bearth 1970).

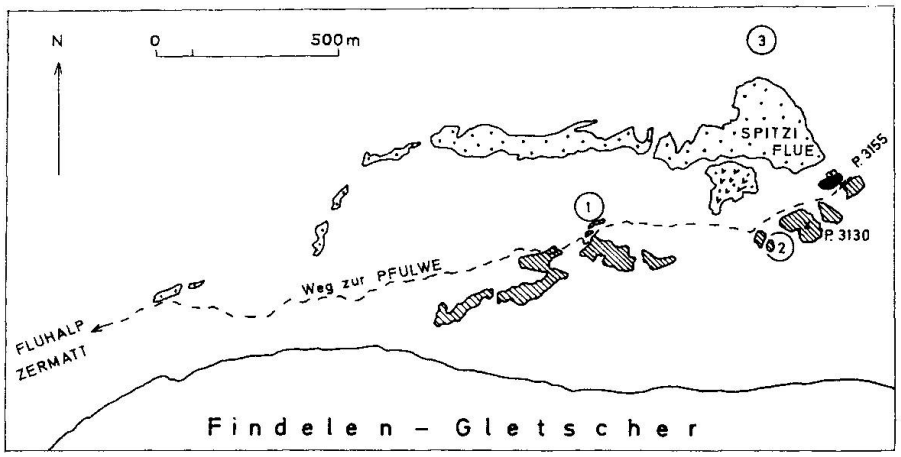

Fig. 1. Skizze der im Text erwähnten Aufschlüsse am Wege Fluhalp-Pfulwe (P. 3155).

Punktiert: Metamorpher Gabbro der Spitzi Flue. Schraffiert: Komplex metamorpher vulkanischer Gesteine. Schwarz: Serpentinit.

Fundstellen: 1 Eklogite PVB 941 und 942. 2 Glaukophanit PVB 940. 3 Eklogit vom Gabbro der Spitzi Flue.

Das relativ homogene Gestein ist feinkörnig, graugrün, mit z. T. bis cm-grossen Granaten und mit Idioblasten von Hellglimmer (Paragonit) und Glaukophan.

Das Gestein PVB 889 stammt aus dem Schutt der Spitzi Flue, also aus dem 1967 S. 349 kurz beschriebenen Metagabbro. Dieses Gestein hat ähnliche mineralogische Zusammensetzung wie die beiden anderen Eklogite, zeigt aber deutliche Schieferung und eine sehr ausgeprägte Regelung von Omphazit und Paragonit, aber keinen Glaukophan.

Da der ganze Ophiolithkomplex des piemontesischen Grabens, zu dem auch die Gesteine von Zermatt gehören, einerseits als Teil einer ehemaligen ozeanischen Kruste, andererseits als Teil des Oberen Mantels aufgefasst wird, war es naheliegend, den Chemismus der Eklogite PVB 941 und 942 zunächst mit demjenigen ozeanischer Basalte zu vergleichen. Dazu wurden die Zusammenstellungen von H. Kuno (1970), G. A. Macdonald und T. Katsura (1964) sowie von W. R. Church (1968) u. a. verwendet.

Tabelle 1

	PVB 941 Paragonitführender Eklogit	PVB 942 Glaukophan- und granat-paragonitführender Eklogit	PVB 889 Paragonitführender Eklogit	PVB 940 Chlorit- und chloritoidführender Glaukophanit
SiO_2	51,4 Gew.-%	53,3 Gew.-%	52,0 Gew.-%	51,7 Gew.-%
Al_2O_3	16,7	16,8	16,4	15,7
Fe_2O_3	3,8	3,3	1,9	2,6
FeO	4,9	5,1	6,6	5,2
MnO	0,2	0,1	0,1	0,1
MgO	3,5	4,4	5,5	12,5
CaO	8,3	6,8	8,7	2,1
Na_2O	7,4	6,6	5,6	5,2
K_2O	0,1	0,1	0,1	0,0
TiO_2	2,4	1,7	1,9	1,7
P_2O_5	0,5	0,2	0,0	0,3
H_2O	1,3	2,2	1,7	3,7
	100,5	100,6	100,5	100,8

Molekularnormen (nach P. Niggli)

Or 1,0	55,7 Plag. An 21	Ab 55,3	71,8 Plag. An 23	Ab 38,5	58,5 Plag. An 34	Ab 46,5	56,5 Plag. An 18
Ab 43,0		An 16,5		An 20		An 10,0	
An 11,7		Ne 2,2		Ne 9,2		C 3,7	
Ne 13,8		Wo 6,8	13,6 Di	Wo 9,2	18,4 Diopsid	En 22	24,4 Ortho-Pyroxen
Wo 11,8	23,2 Diopsid	En 4,0		En 5,6		Hy 2,4	
En 9,6		Hy 2,8		Hy 3,6			
Hy 1,8		Fo 6,1	6,6 Ol	Fo 7,2	9,3 Olivin	Fo 9,1	10,2 Olivin
Mt 3,9		Fa 0,5		Fa 2,1		Fa 1,1	
Ilm 3,4		Mt 3,4		Mt 1,9		Mt 2,7	
		Ilm 2,4		Ilm 2,6		Ilm 2,4	

Modaler Mineralbestand (Vol.-% geschätzt)*)

Omphazit	70	Omphazit	48	Omph. Diablastik**)	65	Glaukophan	57
Granat	13	Diablastik**) (Albit + Hornblende	20	Granat	16	Diablastik***)	14
Glaukophan	<1	Granat	9	Glaukophan	<1	Paragonit	4
Paragonit	12	Glaukophan	7	Paragonit	18	Chloritoid	7
Quarz + Epidot	~3	Paragonit	11	Epidot	<1	Epidot	5
Rutil	~2	Calcit	2	Biotit	<1	Chlorit	10
		Albit + Quarz	3	Rutil		Rutil	2
		Rutil	~2				

*) Die Gesteine sind sehr heterogen, so dass die Zahlen nur einen ungefähren Begriff ihrer mineralogischen Zusammensetzung geben können.
**) Die Diablastik ist durch Zerfall von Omphazit entstanden und besteht aus Hornblende und Albit.
***) Diese Diablastik besteht aus Albit, Hornblende und Hellglimmer.

Im bekannten Diagramm von H. Kuno (Fig. 2) fallen die Projektionspunkte unserer Eklogite und diejenigen von 17 weiteren Gesteinen der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee in das Feld der Alkali- und Highaluminabasalte. Auch die Projektionspunkte der von V. Dietrich (1969) publizierten Ophiolithanalysen aus dem Oberhalbstein, also aus einem Gebiet mit schwächerer Metamorphose, fallen in das gleiche Feld. Ein Blick auf das analoge Diagramm S. 208 der Arbeit von Ernst, Seki et al. (1970) zeigt dasselbe Bild. Es scheint

also, wie wenn die wichtige Gruppe der Tholeitbasalte in allen hier erwähnten metamorphen Serien gar nicht vertreten wäre. In Wirklichkeit ist das Diagramm von KUNO völlig ungeeignet, um metamorphe Gesteine basaltischer Herkunft mit frischen Basalten zu vergleichen, da gerade die Unterschiede zwischen den beiden Gesteinsgruppen in dieser Art der Darstellung nicht zum Ausdruck kommen können. Sie ist ja auch nicht dazu geschaffen worden!

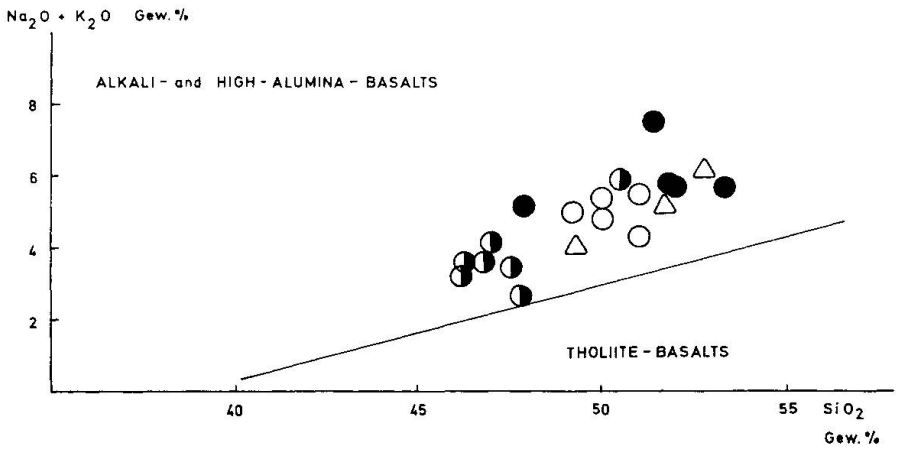

Fig. 2. Alkali-SiO_2-Diagramm (nach H. KUNO) von 20 Gesteinen der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee.

Gefüllte Kreise: Eklogite. Halbgefüllte Kreise: Eklogitamphibolite. Leere Kreise: Prasinite. Dreiecke: Glaukophanite.

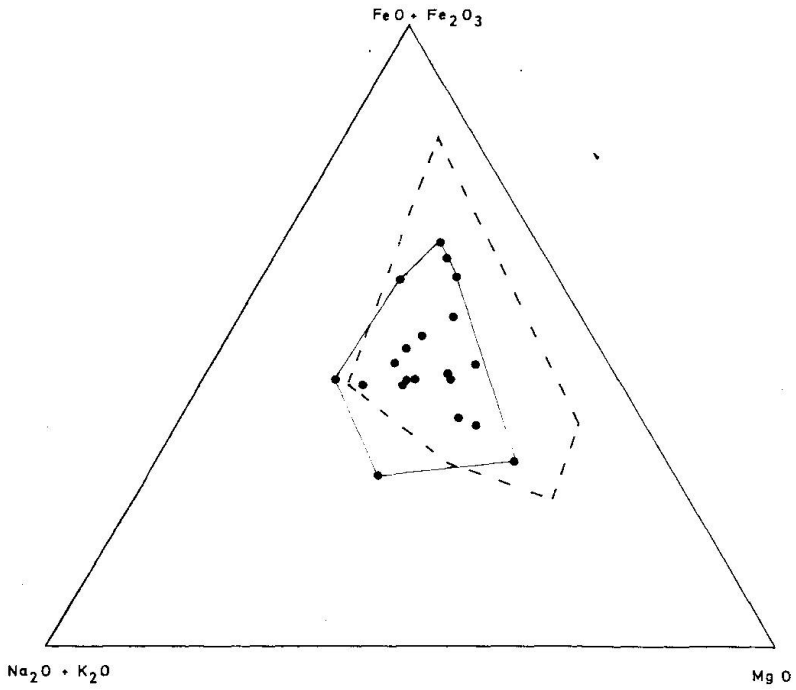

Fig. 3. Diagramm der 20 Gesteine von Fig. 2. Gestrichelt wiedergegeben ist das von W. G. ERNST (1970, Fig. 78b) umschriebene Feld metamorpher basischer Gesteine aus Kalifornien. Die meisten Gesteine der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee fallen ebenfalls in dieses Feld.

Ein solches Diagramm vermag auch nicht etwaige Differenzen im Chemismus verschiedengradig metamorpher basischer Serien zu erfassen. In dieser Hinsicht hat W. G. ERNST et al. in der oben zitierten Arbeit (S. 209–210) einen interessanten Versuch gemacht, um die chemische Analogie zwischen basischen Metamorphiten des Sanbagawa-Belts (Japan) und Kaliforniens zu zeigen. Eine Eintragung unserer Analysenwerte in das von ERNST verwendete ($Na_2O + K_2O$)-MgO-($FeO + Fe_2O_3$)-Dreieck (Fig. 3) zeigt wider Erwarten, dass auch die Gesteine von Zermatt, mit wenigen Ausnahmen, in das von kalifornischen oder japanischen Ophiolithen besetzte Feld fallen – obwohl die Metamorphosen völlig verschieden sind. Dasselbe gilt auch für die Ophiolithe der Platta-Decke (DIETRICH, 1969). Wenn also zwischen diesen Serien chemische Unterschiede bestehen, so können sie bei dieser Art Projektion ebenfalls nicht zum Ausdruck kommen.

Und doch wäre es falsch, daraus zu folgern, dass solche Unterschiede nicht vorhanden seien. Vor allem sind viele Ophiolithe von Zermatt (und die meisten aus dem Oberhalbstein) in zwei Punkten wesentlich verschieden von Basalten, nämlich im Verhältnis der Alkalien (extreme Na-Vormacht!) und darin, dass Na_2O vielfach grösser 2/3 CaO ist. Diese Gesteine zeigen also ausgesprochen

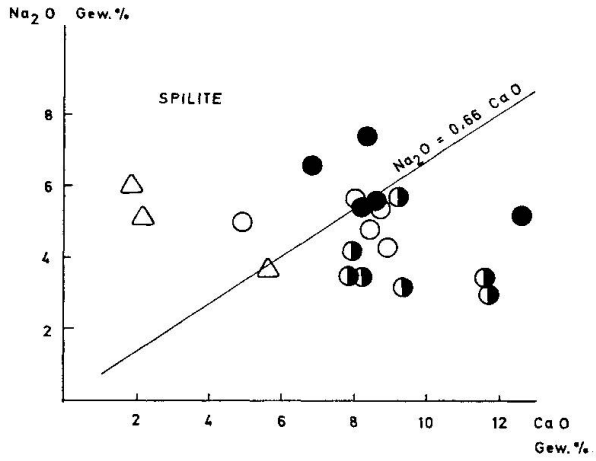

Fig. 4. Na_2O-CaO-Diagramm von 20 Gesteinen der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee. Symbole wie bei Fig. 2.

spilitischen Chemismus. Von den insgesamt 5 von uns analysierten Eklogiten fallen 4 in das Feld der Spilite (Fig. 4), darunter auch der aus dem Gabbro der Spitzi Flue stammende. Dieser kann somit nicht durch isochemische Umsetzung aus einer normal-gabbroiden Lage entstanden sein. Nach unseren Untersuchungen bilden sich derartige Eklogite aus pyroxenitischen Lagen durch eine Natronmetasomatose, genauer, durch Na-Aufnahme aus benachbarten, leukogabbroiden oder anorthositischen Lagen.

Die beiden Diagramme Fig. 2 und 4 legen den Verdacht nahe, dass zwischen Eklogiten und Amphiboliten oder Prasiniten durch die Metamorphose erwor-

bene charakteristische chemische Unterschiede vorliegen, doch müsste das erst durch eine grössere Anzahl Analysen belegt werden. Hingegen lässt sich an unserem Beispiel leicht zeigen, dass beim Übergang Eklogit-Glaukophanit beträchtliche Stoffverschiebungen auftreten müssen und wahrscheinlich auch aufgetreten sind.

Die Glaukophanite

Glaukophanreiche Gesteine sind in der Metavulkanitzone sehr verbreitet. Sie treten meist als Schlieren in eklogitogenen Amphiboliten auf, weniger häufig bilden sie grössere, einheitliche, einige Zehner oder gar Hunderte von m^2 bedeckende Aufschlüsse. Ein solcher Glaukophanitkörper ist am SW-Abfall des Felskopfes P. 3130 (Fig. 1) und in den umliegenden Felsen aufgeschlossen; die Glaukophanite sind hier mit Eklogiten, mit Granat- und Epidot-Amphiboliten assoziiert. Neben Granat führt das Gestein vor allem Chloritoid in z. T. cm-grossen Porphyroblasten, ferner sind Talk- und Chlorit-führende Schieferlagen mit ihm vermengt.

Verglichen mit den Eklogiten zeigt der Glaukophanit ein extrem hohes Na_2O : CaO-Verhältnis von 2,5, also noch ausgeprägteren spilitischen Charakter als die Eklogite. Vor allem aber dominiert MgO um das sechsfache über CaO.

Die in Oph. S. 57 publizierten zwei Glaukophanit-Analysen zeigen ähnliche Relationen[1]), ebenso eine von Nicolas (1966) veröffentlichte Analyse eines Gesteins, das er als „schiste éclogitique à glaucophane" bezeichnet (pl. IX, Nr. 2). Alle diese Werte sind in der folgenden Tabelle aufgeführt, wobei wir den Gewichtsprozenten jeweils in Klammer die entsprechenden Kationenzahlen beifügen. Diese zeigen noch deutlicher die Vormacht von Na und Mg gegenüber Ca.

MgO	CaO	Na_2O
12,5 (310)	2,1 (37)	5,2 (168)
9,7 (241)	1,8 (32)	6,1 (197)
7,1 (176)	5,6 (100)	3,8 (123)
7,2 (179)	6,11 (109)	4,47 (145)

In einer Arbeit hat W. G. Ernst (1963, S. 7) eine Reihe von Glaukophanschieferanalysen zusammengestellt – die meisten betreffen Gesteine aus dem Val de Bagnes –, die alle ganz analoge Verhältnisse der drei Oxyde zeigen.

Bei Basalten findet man zwar nicht selten, dass MgO > CaO ist, häufiger gilt aber das Umgekehrte und nie ist dieses Verhältnis mit einem so ausgesprochen spilitischen Chemismus verbunden, wie hier. Hingegen findet man bei Spiliten und anderen schwach metamorphen Gesteinen ganz ähnliche

[1]) Fe wurde nicht berücksichtigt. Die Summe $FeO + Fe_2O_3$ der aus Oph. zitierten zwei Analysen ebenso wie der Oxydationsgrad weichen voneinander und vom Glaukophanit PVB 940 stark ab.

Werte wie bei unseren Glaukophanschiefern. So erwähnt CANN (1969) einen Spilit von der Carlsberg-Ridge, den er als metamorphes Gestein bezeichnet, mit folgenden Werten (Gew.-%):

MgO	CaO	Na_2O
7,90	6,89	5,20

GJELSVIK (1958) verzeichnet für zwei Grüngesteine (Greenstones) aus N-Norwegen mit $K_2O < 0{,}3$ Gew.-%:

	MgO	CaO	Na_2O
	11,31	3,62	4,32
und	5,75	4,69	6,10

Analoge Werte zeigen zwei Pillowlaven und ein Hyaloklastit – beide metamorph – aus dem Oberhalbstein (DIETRICH, 1969):

MgO	CaO	Na_2O
8,8	2,8	4,5
5,4	4,2	5,8
11,5	2,5	4,5

Schliesslich weist auch der Ovardit PB 439 (Oph. S. 59) einen ähnlichen Chemismus auf wie die Glaukophangesteine, nämlich

MgO	CaO	Na_2O
9,3	4,9	4,9

obwohl das Gestein neben Hornblende und Epidot zur Hauptsache aus Albit und Chlorit besteht.

Dieser Chemismus fehlt, wie gesagt, bei Basalten, er tritt aber bei metamorphen basischen Gesteinen ganz verschiedener Provenienz auf, unabhängig vom Grad der Metamorphose. Obige Zusammenstellung zeigt, dass Basalte sehr wahrscheinlich schon zu Beginn der Metamorphose vielfach metasomatische Veränderungen erfahren, die sie zu Spiliten machen. So sind, wie VUAGNAT und MARTINI (1970) gezeigt haben, schon die in der Zeolithzone liegenden Pillowlaven und Brekzien der Préalps und Klippen spilitisiert.

Es wäre somit denkbar, dass unsere Glaukophanite ihren spezifischen Chemismus aus einer früheren Phase der Metamorphose ererbt haben. Das ist möglich, was den Na-Gehalt anbelangt, hingegen wurde das Mg-Ca-Verhältnis sehr wahrscheinlich erst später erworben, bei der Umwandlung Eklogit → Glaukophanit, wie im folgenden gezeigt wird.

Zunächst drückt ein solcher aberranter Chemismus, wie wir ihn beim Glaukophanit PVB 940 kennen, nichts anderes aus als die Tatsache, dass das Gestein hauptsächlich aus Glaukophan besteht. Denn das Verhältnis $MgO > CaO \leqq Na_2O$ ist für Glaukophan charakteristisch, wie die folgende Zusammenstellung zeigt, der wir zum Vergleich die entsprechenden Werte einiger Ompha-

zitanalysen gegenüberstellen (Oph. S. 90 und S. 82. Siehe auch DEER, HOWIE und ZUSSMAN, Vol. 2, S. 337). Siehe auch Fig. 5.

	Glaukophan			*Omphazit*			
MgO	11,2	9,8	11,6	7,7 *)	5,5 **)	5,5 **)	Gew.-%
CaO	1,25	3,4	2,1	12,0	9,9	8,0	
Na_2O	5,8	6,0	6,3	6,9	7,6	7,0	

*) Aus Oph. S. 83.
**) Noch unpublizierte Analysen.

Demnach kann ein basischer Metamorphit den durch das obige Verhältnis bestimmten Chemismus besitzen, wenn er aber vorwiegend aus Glaukophan besteht, *muss* es so sein.

Der zum Vergleich angeführte Wert für Omphazit zeigt hingegen CaO > MgO. Je grösser demnach der omphazitische Anteil in einem Glaukophanschiefer wird, um so mehr wird aus einer Dominanz von MgO eine solche von CaO. Genau das zeigen die Eklogitanalysen. Umgekehrt ist eine Umwandlung Eklogit → Glaukophanit in unserem Falle ohne beträchtliche Verschiebungen in der chemischen Zusammensetzung, d. h. im Mg : Ca-Verhältnis, nicht möglich (Fig. 5).

Betrachten wir nun zunächst die Verhältnisse im Felde. In der S vom Wege zur Pfulwe durchstreichenden Zone findet man nebeneinander sowohl Eklogite wie auch mehr oder weniger glaukophanreiche Gesteine. Diese letzteren

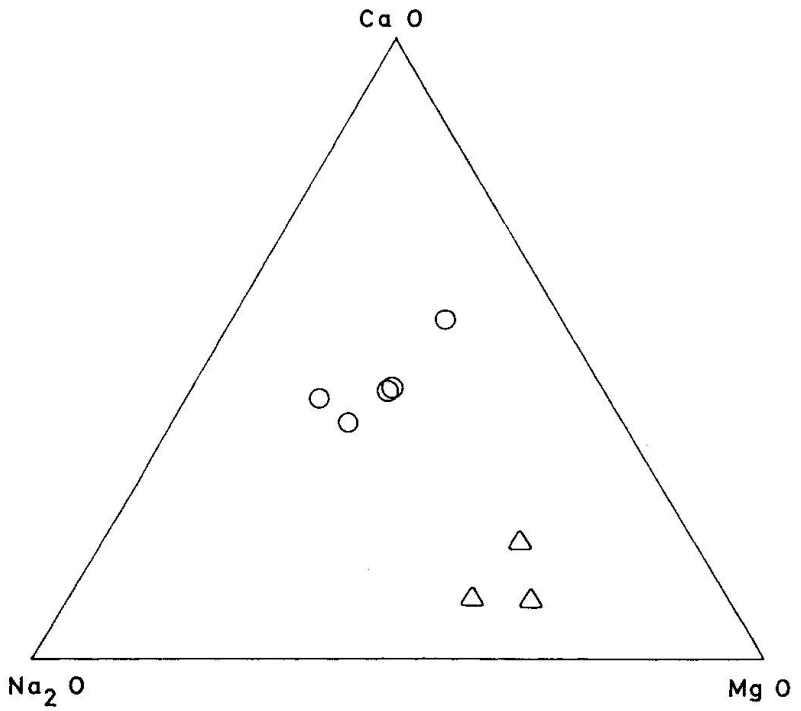

Fig. 5. Diagramm der Eklogite (Kreise) und Glaukophanite (Dreiecke) der Zone von Zermatt-Saas Fee.

sind mit Eklogiten vermengt, die teils in Form grösserer Schlieren, Bänder und Linsen, teils auch nur als mikroskopisch fassbare Reste auftreten. Alle möglichen Verhältnisse von Glaukophanit zu Eklogit treten auf. Der Glaukophanit von P. 3130 erscheint deshalb nur als Endglied in einer Folge, deren anderes Endglied der Eklogit ist.

Es gibt nun mehrere Möglichkeiten, um das Nebeneinander rein eklogitischer und rein glaukophanitischer Paragenesen zu deuten.

a) Die auf den vorhergehenden Seiten zusammengestellten Daten legen den Gedanken nahe, dass im Bereich, der heute vom Glaukophanit eingenommen wird, schon *vor* der Glaukophanbildung ein Gestein geeigneter chemischer Zusammensetzung vorlag, d. h. ein Gestein, bei dem $MgO > CaO < Na_2O$ war. Ein solches Gestein wäre für die Glaukophanitbildung geradezu prädestiniert und es wäre durchaus denkbar, dass *simultan*, bedingt durch verschiedenen Chemismus, sowohl eklogitische wie glaukophanitische Paragenesen stabil nebeneinander gebildet worden wären.

Diese Deutung verlangt, dass der Prozess, der das basaltische Ausgangsmaterial in einen Spilit mit $MgO > CaO$ überführt, zeitlich vor die Glaukophanbildung verlegt wird. Die Frage, wieso diese Umwandlung räumlich eng begrenzt ist, bleibt aber unbeantwortet.

In erster Linie aber gerät die Vorstellung einer simultanen Kristallisation von Eklogit und Glaukophanit in Widerspruch mit den meisten petrographischen Beobachtungen. Diese zeigen nämlich mit wenigen Ausnahmen immer wieder dieselbe Relation – nämlich den reliktischen Charakter der eklogitischen Paragenese. Korrodierte Omphazite, einzeln oder in Gruppen, in diesem Falle mit z. T. gegenüber dem geregelten Glaukophanit abweichendem Gefüge, sind gerade im Aufschluss vom P. 3130 sehr häufig. Die Glaukophanbildung erfolgte hier wie anderwärts nicht simultan, sondern *nach* derjenigen des Eklogites.

Die Glaukophanitisierung ist hier, wie in den meisten Fällen, posteklogitisch. Mit ihr aber ist auch eine Verschiebung im Chemismus, vor allem im Verhältnis von Mg zu Ca gekoppelt.

b) Diese Behauptung setzt allerdings voraus, dass der Eklogit, auf dessen Kosten die Glaukophanbildung erfolgte, durch die Gesteine PVB 941 und 942 repräsentiert wird. Man kann sich nun aber fragen, ob nicht das eklogitische Material lokal eine andere als die durch unsere Analysen belegte Zusammensetzung hatte. In der Zusammenstellung von 21 Eklogitanalysen in der zitierten Arbeit von Church finden sich 4 Analysen, bei denen $MgO > CaO$, aber keine, bei der $Na_2O > CaO$ ist. Dasselbe gilt für die von Smulikowski (1970, S. 160) publizierte Tabelle (20 Eklogitanalysen, bei zweien ist $MgO > CaO$). Es wäre somit bei stärker spilitisiertem Material durchaus möglich, dass Eklogite gebildet würden, deren Chemismus dem des Glaukophanits von P. 3130 ent-

sprechen würde, bei dem also $MgO > CaO < Na_2O$ wäre. Dieser Eklogit müsste dann aber mineralogisch von den von uns analysierten verschieden sein. Er müsste z. B. einen Mg-reicheren Pyroxen und einen pyropreichen Granat besitzen. Dafür aber haben wir nicht den geringsten Anhaltspunkt.

Wir sind deshalb der Meinung, dass der Glaukophanit PVB 940

1. posteklogitisch ist und dass
2. der Eklogit, aus dem er entstanden ist, dieselbe chemische und mineralogische Zusammensetzung hatte, wie die beiden Gesteine PVB 941 und 942.

Die Umwandlung Eklogit → Glaukophanit muss aber, wie gesagt, mit einer Umkehrung im MgO : CaO-Verhältnis, also mit metasomatischen Vorgängen verbunden sein. Ein Vergleich der Analysen zeigt, dass die Verschiebungen vor allem das Verhältnis von Mg zu Ca, die übrigen Werte aber nicht wesentlich tangieren. Wenn wir diese als konstant betrachten, so ergibt sich, dass bei der Transformation Eklogit → Glaukophanit ein absoluter Verlust an Ca durch einen relativen und absoluten Gewinn an Mg kompensiert oder sogar überkompensiert worden ist. Für das Letztere zeugt überdies der Chloritoidgehalt der Glaukophanite und die Tatsache, dass die Glaukophanite mit talk- und chloritführenden Schiefern assoziiert sind. An Ca-Mineralien sind Epidot und Granat vorhanden, aber beide scheinen von der Umwandlung Eklogit → Glaukophanit nicht berührt zu werden. Vor allem ist keine Zunahme an Epidot festzustellen. Hingegen wird die nördliche Randpartie des Aufschlusses P. 3130 von ungewöhnlich epidotreichem Amphibolit umrahmt. Das aus dem glaukophanitisierten Bezirk abgewanderte Ca könnte somit hier abgefangen und im Epidot fixiert worden sein. In kleinerem Massstab zeigt sich etwas Analoges bei vielen glaukophanitisierten Pillows, deren glaukophanreicher Kern von einer epidotreichen Matrix umgeben ist.

Verglichen mit unseren Eklogiten zeigen die aus ihnen hervorgegangenen Glaukophanite nun nicht nur eine Umkehrung des Ca : Mg-Verhältnisses, sondern auch noch einen wesentlich höheren Wassergehalt. Es ist naheliegend, beides miteinander zu verbinden und auf ein Instabilwerden des Omphazits mit zunehmendem Druck der fluiden Phase, verbunden mit einer Ausfällung des Mg- und H_2O-reichen Glaukophans zurückzuführen. Eine Verschiebung im Ca-Mg-Verhältnis muss eintreten, wenn aus irgendeinem Grunde die Keimbildung und das Wachstum von Glaukophan begünstigt werden.

Die Glaukophanbildung aus Eklogiten geht im ganzen hier betrachteten Komplex mit variabler Intensität vor sich. Eine vollständige Glaukophanitisierung, wie sie am Felskopf P. 3130 zu sehen ist, kann an verschiedenen Punkten im Täschtal und am Rimpfischhorn beobachtet werden, stellt aber immer einen lokal begrenzten Fall dar.

Die hier beschriebenen Verhältnisse und Paragenesen sind aber in der ganzen inneren Zone der Westalpen verbreitet. Wie hier findet man chloritoid-

führende Glaukophanite auch im Aostatal an mehreren Stellen (Oph. S. 57) stets mit Eklogiten assoziiert, aber immer nur auf kleinem Raum begrenzt. Hierfür können also nicht regionale Faktoren wie Druck und Temperatur geltend gemacht werden. Derartige lokale Erscheinungen sind entweder auf begrenzte Unterschiede im Chemismus – die wir in unserem Falle ausschalten möchten – oder auf Unterschiede in der Zusammensetzung und der Dauer oder Durchflussgeschwindigkeit u. a. von während der Metamorphose zirkulierenden Lösungen zurückzuführen.

Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und für manchen wertvollen Diskussionsbeitrag während seiner Abfassung sei Herrn Prof. W. G. Ernst herzlich gedankt.

Literaturverzeichnis

BEARTH, P. (1967): Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 132.

— (1970): Zur Eklogitbildung in den Westalpen. Fortschr. Mineral. 47, 27–33.

BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser-Verlag, Basel.

CANN, J. R. (1969): Spilits from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. J. Petrology 10, 1–19.

CHATTERJEE, N. D. (1971): Phase Equilibria in the Alpine Metamorphic Rocks of the Environs of the Dora Maira Massif. N. Jb. Mineral. Abh. 114, 109–135 und 211–245.

CHURCH, W. R. (1968): Eclogites, in BASALT, Vol. 2, 755–798. (Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition).

DEER, W. A., HOWIE R. A. and ZUSSMAN, J.: Rock forming Minerals. Vol. 2, 337–338.

DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins. Diss. Verlag H. Lang, Bern.

ERNST, W. G. (1963): Petrogenesis of Glaucophane Schists. J. Petrology 4, 1–30.

— (1967): Petrologic Comparison of the Franciscan and Sanbagawa Metamorphic Terranes. Tectonophysics 4, 463–478.

ERNST, W. G., SEKI, Y., ONUKI, H. and GILBERT, M. C. (1970): Low-Grade Metamorphism in California and Japan. Geol. Soc. Amer. Mem. 124.

GJELSVIK, T. (1958): Extremely Soda Rich Rocks in the Karelian Zone, Northern Norway. Geol. För. Förh. 80, 381–406.

KUNO, HISASHI (1968): Differentiation of Basalt Magmas, in Basalt, vol. 2, 623–688.

MACDONALD, G. A. and KATSURA, T. (1964): Chemical Compositions of Hawaiian Lavas. J. Petrology 5, 82–133.

MARTINI, J. und VUAGNAT, M. (1970): Metamorphose niedrigst temperierten Grades in den Westalpen. Fortschr. Mineral. 47, 52–64.

NICOLAS, A. (1966): Le complex Ophiolites-Schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis, Thèse Nantes.

SMULIKOWSKI, K. (1967): Eklogites of the Snieznik Mts. in the Sudetes. Geol. Sudetica, 3, 1967 R.

Manuskript eingegangen am 20. Juni 1971.