

Aus dem Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München,
Bundesrepublik Deutschland

Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen/Tirol)

K. Weber-Diefenbach

Mit 10 Abbildungen

Eingegangen am 11. April 1975;
angenommen am 12. August 1975

Zusammenfassung

Ein Amphibolitzug der Greiner Schieferserie wurde im Streichen über eine Länge von 20 km beprobt und von 31 Gesteinen Haupt- und Spurenelementchemismus bestimmt. Die Amphibolite gehören nicht einem einzigen Band an, sondern bauen sich aus mehreren, langgestreckten Lagen auf. Mikroskopische und geochemische Untersuchungen beweisen, daß die Mehrzahl der Amphibolite orthogenes Edukt (Tuffe, Basalte) besitzen. Untersuchungen zum Verlauf des Metamorphosegrades ergeben ein Ansteigen von SW (Pfitschtal) nach NE (Mörchner Scharte).

Zwei Metamorphosestadien sind feststellbar. Das ältere war in der Greiner Serie schwächer oder gleich als das jüngere, alpidische.

Die Anorthitmessungen der Plagioklase ergaben, daß bei der Aufstellung von Anorthit-Isolinien folgende Parameter berücksichtigt werden müssen: ähnlicher Pauschalchemismus, ähnliche Verhältnisse im Mineralbestand, ähnlicher Chemismus der Amphibole, und schließlich chemische Analysen im engeren Phasengrenzbereich.

Summary

Geochemistry and Metamorphism of Some Amphibolites of the Greiner-Schist Series (Zillertaler Alps, Tyrol)

Samples were taken over a distance of 20 km along the strike of amphibolite assemblages, consisting of a number of extended layers, in the Greiner-schist series. Bulk and trace element chemistry of 31 samples was determined. The thinsections and the geochemistry prove that the majority of the amphibolites is composed of orthogenic educts (tuffs and basalts). The studies show that the grade of metamorphism increases from the southwest (Pfitschtal) to the northeast (Mörchner Scharte).

Two metamorphic events can be recognized an earlier metamorphism in the Greiner series was of a lower or equal grade as compared to the younger Alpidian metamorphism. The anorthite data of the plagioclases allowed the construction of anorthite isograds only after considering the following parameters: similar bulk chemistry, similar proportions in the mineral content, similar chemistry of the amphiboles, and chemical analyses of the phase boundary areas.

Einleitung

Die Greiner Schieferserie in den Zillertaler Alpen befindet sich zwischen den beiden Zentralgneisästen des Zillertaler Alpen-Hauptkammes.

Innerhalb eines Untersuchungsprogrammes, das die genetische Aufhellung der Greiner Schieferserie und ihre geologische Stellung zu den angrenzenden Gesteinsverbänden zum Ziel hat, soll die hier vorliegende Arbeit sich mit der Geochemie von amphibolitischen Gesteinen dieser Serie beschäftigen.

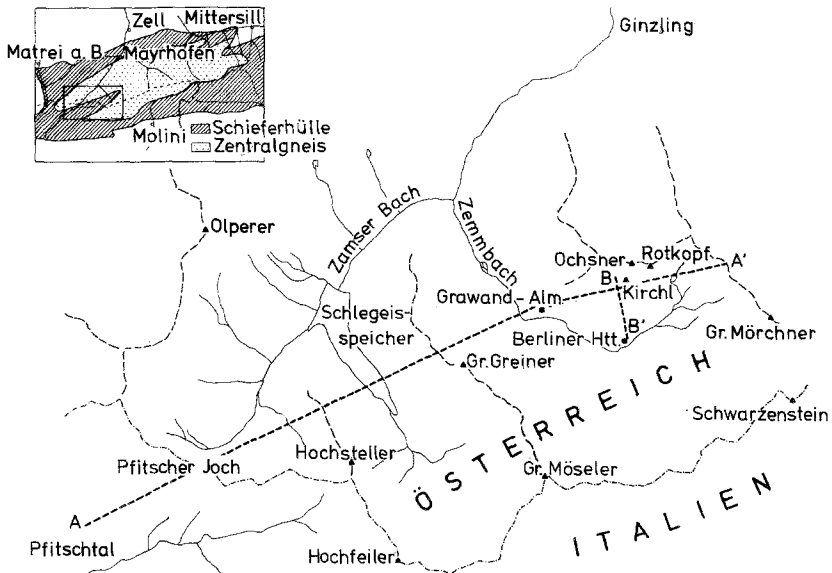


Abb. 1. Skizze des Arbeitsgebietes in den Zillertaler Alpen. A–A' = Profil 1, B–B' = Profil 2.

Um Aussagen über die Genese der Amphibolite und über die Entwicklung des Metamorphosegrades machen zu können, wurden zwei Profile beprobt. Das erste verläuft im Streichen und erstreckt sich vom Pfitschtal (Südtirol) bis hin zur Mörchner Scharte; das zweite liegt senkrecht dazu, beginnt W des Kirch und endet nahe der Berliner Hütte (Abb. 1).

Insgesamt wurden von 31 Proben Vollanalysen (Mikrosonde) angefertigt und bis zu 9 Spurenelemente mittels Röntgenfluoreszenz und Atomabsorption bestimmt. Einzelheiten über Analysenmethodik und Fehlerberechnung sind in *Klemm et al. (1970)* und *Klemm und Weber-Diefenbach (1972)* zu finden.

Geologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet liegt in den Zillertaler Alpen zwischen den beiden Zentralgneisästen: Tuxer Gneis und Zillertaler Gneis, die aufgrund von Rb/Sr

Gesamtgesteinsaltersbestimmungen vorwiegend in das Perm eingestuft werden. Die Greiner Schieferserie, aus der die untersuchten Amphibolite stammen, ist eine metamorphe Gesteinsfolge weitgehend ungeklärter tektonischer und zeitlicher Stellung. Charakteristisch für die Greiner Serie sind rascher Fazieswechsel, starke Mächtigkeitsschwankungen, Migmatisierung und tektonische Verschuppung.

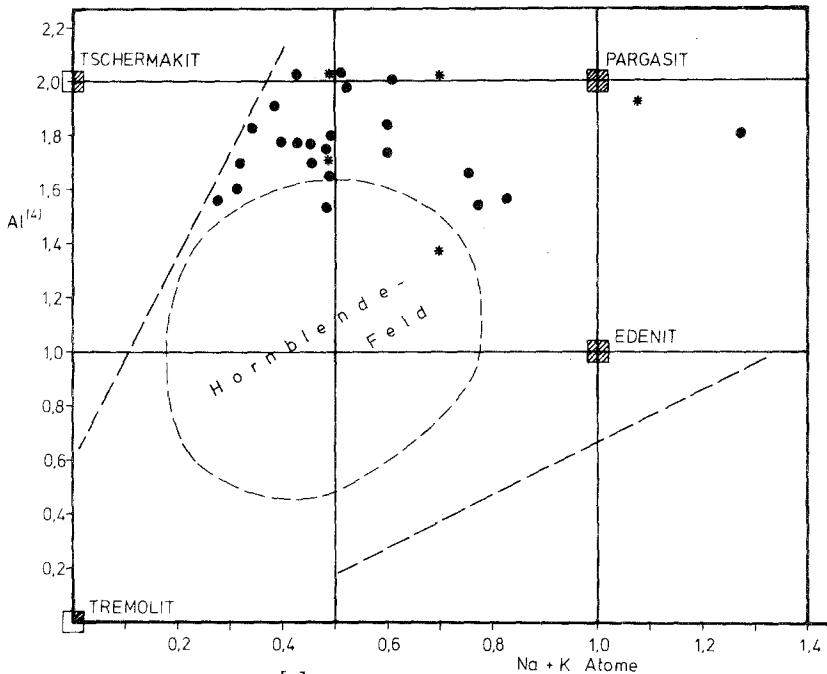


Abb. 2. Hornblende-Zelle $Al^{[4]}-Na+K$ -Atome nach Deer et al (1963). Eingetragen sind die Durchschnittswerte der analysierten Amphibole. Meist handelt es sich um tschermakisch-ferrotschermakisch/pargasitisch-hastingsitische Hornblenden.

* = ältere Hornblendegeneration, • = jüngere Hornblendegeneration

Die Gesteine können als metamorphe Produkte klastischer Sedimente (Konglomerate, bituminöse Tonschiefer, sandige Pelite) und basischer Vulkanite angesehen werden.

Aus der Vielzahl geologischer Veröffentlichungen seien hier genannt: *Christa* (1934), *Thiele* (1970), *Morteani* (1971), *Frisch* (1975) und *Lammerer et al.* (1976).

Petrographie

Die Verfolgung des ersten, südlich des „Tuxer-Gneises“ gelegenen Amphibolitbandes innerhalb der Greiner Schieferserie erwies sich zuweilen als schwierig,

da im Verlauf dieses Bandes, das sich vom Pfitschtal bis über die Mörchner Scharte hin erstreckt, die Erhebungen von Rotbachspitze, Hochsteller, Greiner und Kirchgrad liegen.

Die Geländebeobachtungen ergaben, daß die untersuchten Amphibolite nicht einem *einzigem* Band zuzuordnen sind; vielmehr handelt es sich um einige langgestreckte, z. T. wohl miteinander verbundene Linsen, deren Mächtigkeit (5–100 m) und Mineralbestand sehr schwanken. Die in diesen langen schmalen Linsen auftretenden Gesteine können vereinfacht petrographisch unterschieden werden als Amphibolite, Hornblendite und Hornblende-Biotit-Gneise.

Die Gesteine unterscheiden sich – zuweilen innerhalb weniger hundert Meter – erheblich in Mineralbestand, Gefüge und makroskopischem Aussehen. Neben Paralleltextur sind auch nematoblastische und Retikulargefüge festzustellen. Streifenamphibolite wechseln mit gneisigen Proben und relativ massig struieren; „Garbenschiefer“ werden durch die strahlige Anordnung der Hornblenditen gebildet.

Amphibol tritt in zwei Generationen auf, und zwar als xenomorphe bis hypidiomorphe tschermakitisch-ferrotschermakitisch/pargasitisch-hastingsitische Hornblende, zuweilen auch als gemeine Hornblende (Abb. 2; vgl. auch Tab. 3); der Modalbestand kann 80% erreichen (Hornblendit).

Der Plagioklas zeigt nur selten Zwillingslamellen und ist überwiegend homogen aufgebaut, meist mit einem leichten Anorthitanstieg zur Phasengrenzfläche hin (vgl. Abb. 9). Die Anorthitwerte liegen zwischen 2 und 60%; Häufigkeitsmaxima sind bei An 4 und um An 20 zu beobachten (vgl. Abb. 10).

Quarz ist immer anzutreffen – sein Volumenanteil schwankt. Biotit ist in den meisten Proben vorhanden; seine Zunahme ist verbunden mit einer Abnahme von Hornblende.

Hornblende wandelt sich um in Chlorit (Klinochlor, Pennin). In einigen Proben konnte vereinzelt Pyroxen (Diopsid) und Granat beobachtet werden. Minerale der Epidot-Gruppe, Karbonat und Titanit sind Nebenbestandteile.

Geochemie

In den amphibolitischen Gesteinen dieses Gebietes sind nur selten Reliktminerale und -strukturen zu finden, die genetische Deutungen zuließen, deshalb sollen hier bevorzugt geochemische Daten zur Lösung der Genese herangezogen werden. Die Absolutgehalte der Haupt-, Neben- und Spurenelemente und ihr Vergleich mit Werten aus der Literatur sowie die graphische Darstellung in Diagrammen sind dabei im allgemeinen brauchbare Hilfsmittel.

Wie Tab. 1 zeigt, sind die hier analysierten amphibolitischen Proben in ihrem Hauptchemismus sehr unterschiedlich; dies gilt auch für diejenigen, die innerhalb eines gemeinsamen Bandes liegen.

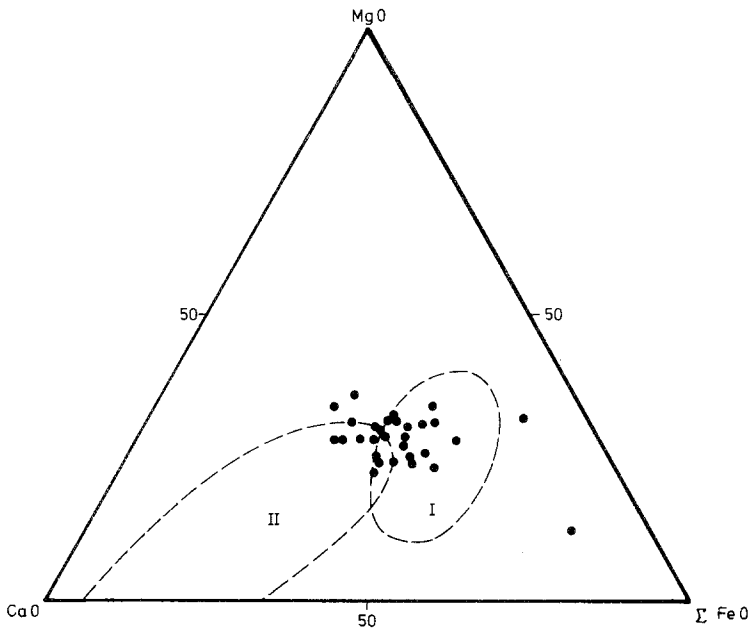


Abb. 3. Konzentrationsdreieck MgO–CaO–ΣFeO. Die darstellenden Punkte der analysierten Zillertaler Amphibolite fallen meist in das Ortho-Feld nach Walker et al. (1960). I = orthogener Bereich; II = paragener Bereich

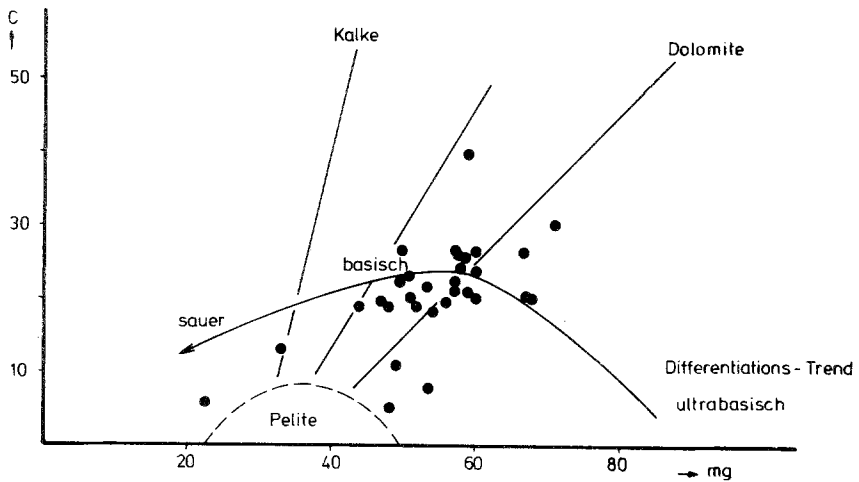


Abb. 4. Niggli-Parameter c–mg. Eingetragen sind die darstellenden Punkte der analysierten amphibolitischen Gesteine. Sie folgen zum Teil dem Differentiationstrend (Leake, 1964), belegen jedoch auch andere Bereiche; keine Probe fällt in das Pelitfeld.

Tabelle 1. Chemische Analysen der amphibolitischen Gesteine

Nr.	1a	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Typ	A	A	A	A	A	A	A	A	A	BGn	A	A	HGn	HGn
SiO ₂	56.2	47.3	51.8	52.7	50.1	50.3	53.8	53.4	53.1	59.9	53.2	57.1	66.2	48.1
TiO ₂	1.8	0.53	0.89	0.82	0.95	1.52	1.03	1.04	0.79	0.82	1.27	0.73	0.69	2.0
Al ₂ O ₃	13.6	18.6	18.3	17.6	15.9	15.3	16.6	15.3	15.7	17.7	17.9	15.1	14.2	17.9
+FeO	12.5	11.1	9.4	9.1	11.2	12.4	10.4	10.1	9.1	6.7	9.2	6.2	6.3	9.1
MnO	0.24	0.14	0.32	0.15	0.24	0.27	0.45	0.24	0.23	0.2	0.22	0.12	0.15	0.16
CaO	4.2	8.3	6.8	6.7	8.9	7.1	7.2	7.3	9.7	3.0	8.35	7.2	1.2	8.6
MgO	3.5	6.6	5.0	5.7	6.0	5.6	5.5	7.1	7.1	3.7	5.55	7.3	3.4	7.5
Na ₂ O	5.3	3.2	4.7	4.1	3.8	3.7	3.6	3.1	2.3	1.6	3.25	3.5	3.1	3.45
K ₂ O	1.7	1.0	1.0	1.0	1.3	0.6	0.6	0.4	0.3	2.3	0.84	0.72	1.3	1.24
P ₂ O ₅	0.36	0.1	0.09	0.11	0.1	0.13	0.31	0.33	0.27	0.19	0.18	0.13	0.1	0.13
GV	0.7	1.1	2.15	1.1	1.4	1.1	1.3	0.6	2.1	0.8	0.55	2.1	1.0	1.1
Σ	99.95	98.97	99.30	99.18	99.39	99.02	100.19	99.41	99.89	98.51	100.66	99.20	98.79	98.68
ppm														
Be	3	3	2	2	2	2	2	3	5	3	3	2	3	4
Co	54	68	42	45	49	55	32	54	47	64	49	42	39	55
Cr	40	36	50	80	58	72	46	66	285	150	35	110	96	135
Ni	26	24	27	51	32	32	20	46	235	90	24	64	72	125
Pb	20	24	23	15	16	12	9	31	69	73	22	16	14	13
Sr	205	220	195	210	195	135	125	180	440	75	205	290	60	340
V	440	465	325	550	455	290	380	205	220	125	325	210	180	220
Zr	60	54	67	64	52	59	57	50	120	120	87	135	115	175

Nr.	14	15	16	17	18	19	21	22	23	24	25	26	27
Typ	HGn	HGn	A	Ho	Ho	Ho	A/Ho	A/Ho	A	A	A	Ho	A/Ho
SiO ₂	50.2	64.8	50.1	49.0	47.4	43.9	49.0	45.2	57.2	46.4	49.9	42.1	60.6
TiO ₂	1.45	0.53	0.67	0.58	0.4	1.05	0.85	0.52	1.09	0.46	0.8	0.98	1.0
Al ₂ O ₃	17.4	18.0	15.2	18.1	17.0	16.1	16.9	16.5	16.0	16.4	16.0	20.6	14.0
+FeO	7.8	3.8	10.8	8.8	8.8	11.4	10.9	7.35	8.2	9.8	9.8	10.3	10.6
MnO	0.13	0.11	0.17	0.15	0.14	0.18	0.14	0.12	0.17	0.15	0.12	0.14	0.17
CaO	9.9	2.0	10.4	10.9	11.9	12.9	10.4	13.5	7.8	15.8	8.5	9.3	1.9
MgO	6.2	2.5	6.0	7.1	10.1	10.0	7.9	10.1	4.9	7.4	7.2	8.7	1.9
Na ₂ O	2.9	5.4	3.1	4.1	2.4	2.8	2.75	2.65	3.3	2.4	4.1	2.8	6.45
K ₂ O	2.0	2.0	0.42	0.4	0.33	0.32	0.34	0.32	0.39	0.22	0.36	0.9	0.35
P ₂ O ₅	0.13	0.09	0.27	0.12	0.14	0.15	0.15	0.13	0.12	0.14	0.14	0.85	0.46
GV	1.4	1.1	1.3	0.6	2.1	0.8	1.1	3.3	0.5	1.0	2.2	2.0	2.3
Σ	99.51	100.33	98.43	99.85	100.71	99.60	100.08	99.69	99.67	100.17	99.12	98.67	99.73
ppm													
Be	5	2	2	2	1	1	2	1	6	1	3	4	3
Co	45	63	55	51	43	49	58	35	50	100	88	100	90
Cr	88	20	44	48	130	72	170	130	96	64	520	640	440
Ni	72	18	26	38	82	84	88	69	48	67	66	140	12
Pb	13	25	17	24	14	10	12	9	44	8	15	24	15
Sr	240	110	220	260	350	160	115	190	340	180	n.b.	n.b.	n.b.
V	180	40	550	275	165	230	320	155	190	270	n.b.	n.b.	n.b.
Zr	190	220	33	42	62	29	29	30	95	50	n.b.	n.b.	n.b.

Fortsetzung der Tab. 1. Chemische Analysen der amphibolitischen Gesteine

Nr.	28	29	30	31
Typ	A	A	A	A
SiO ₂	47.9	52.1	51.2	56.9
TiO ₂	1.33	0.76	0.9	0.6
Al ₂ O ₃	16.8	15.8	12.5	14.6
⁺ FeO	10.5	9.9	10.8	7.0
MnO	0.08	0.19	0.27	0.11
CaO	7.0	7.9	9.5	7.2
MgO	7.8	8.5	9.4	8.6
Na ₂ O	3.6	2.0	2.3	2.6
K ₂ O	1.3	1.7	0.2	1.0
P ₂ O ₅	0.34	0.1	1.2	0.2
GV	2.2	0.8	1.2	1.3
Σ	98.85	99.75	99.47	100.11
ppm				
Be	2	4	4	3
Co	90	92	80	100
Cr	500	510	680	420
Ni	76	68	200	58
Pb	20	29	33	36
+	= Σ Fe als FeO			
GV	= Glühverlust			
A	= Amphibolit			
A/Ho	= Amphibolit/Hornblendit			
HGn	= Hornblende-Biotit-Gneis			
BGn	= Biotit-Chlorit-Gneis			
Ho	= Hornblendit			

Gewöhnlich besitzen die Hornblende-Biotit-Gneise den sauersten Pauschalchemismus; die „normalen“ Amphibolite nehmen einen eigenen Bereich ein und am basischsten sind die Hornblendite. Diese Aufteilung schlägt sich auch in den Darstellungen nieder, doch lassen sich selten klare Abtrennungen in einzelne Bereiche vornehmen.

Auch die Konzentrationswerte der Spurenelemente variieren beträchtlich. Selbst Amphibolite, deren Fundpunkte innerhalb einiger hundert Meter Entfernung liegen, zeigen größere Unterschiede. So wurden Cr-Gehalte von 35 bis 680 ppm gemessen; ähnlich ist es bei den Elementen Ni, Sr und V. Genetische Aussagen durch einen Vergleich von Mittelwerten und Bereichen der Spurenelementkonzentrationen lassen sich deshalb nur bedingt durchführen. Eine eindeutige Zuordnung der Amphibolite zu einem Edukt ist nicht möglich. Eine Erklärung – gestützt auch von geologisch-petrographischer Seite – könnte durch das lithofazielle Ablagerungsmilieu einer gemischt vulkano-sedimentären Abfolge gegeben werden (Basalte, Tuffe, Tuffite).

Im Diagramm $\text{MgO}-\text{CaO}-\Sigma\text{FeO}$ (Abb. 3) ist eine Konzentrierung der Punkte auf das Ortho-Feld nach Walker et al. (1960) festzustellen. Nur wenige Proben belegen das Gebiet paragenen Eduktes.

Geht man von der Annahme aus, daß die untersuchten Amphibolite zum großen Teil basaltischen Ursprungs sind, kann man durch das Diagramm $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ Aufschluß darüber erhalten, ob sie ehemals als Alkali-basalte oder Tholeiite vorlagen. Hier läßt sich jedoch kein eindeutiger Schluß

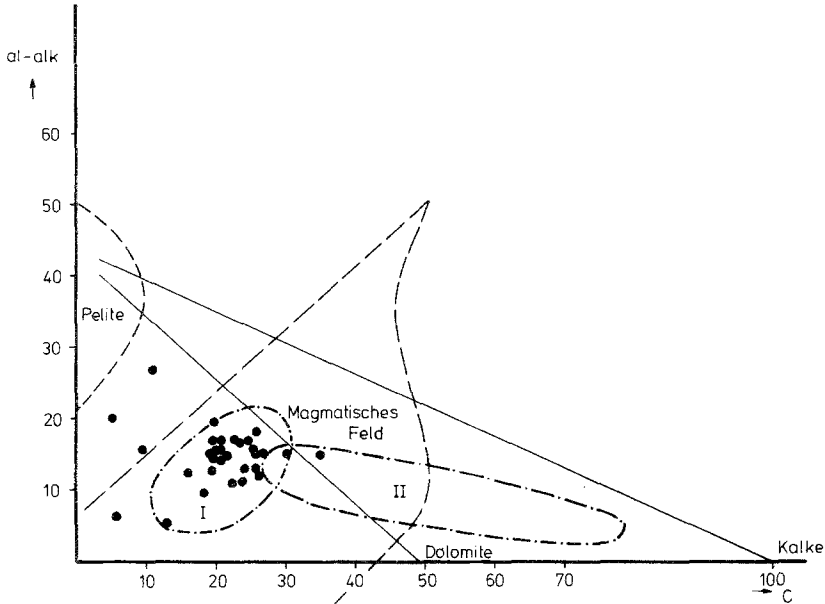


Abb. 5. Niggli-Parameter ($al-alk$)- c . Die Punkte der analysierten Zillertaler Gesteine fallen überwiegend in das magmatische Feld. I = Bereich der Ortho-Amphibolite nach Van de Kamp (1968), II = Bereich der Para-Amphibolite nach Van de Kamp (1968).

ziehen: die untypische Felderung könnte auch durch sedimentäre Komponenten (Tuffite, Pelite) verursacht worden sein.

In Abb. 4 sind die Niggli-Parameter c und mg einander gegenübergestellt. Die Zillertaler Amphibolite folgen zum großen Teil dem Differentiationstrend der Karoo-Dolerite (Leake, 1963); keine Probe fällt in den Bereich der Littleton- und Connemara-Pelite. Interessant erscheint, daß die hier eingetragenen Hornblende-Biotitgneise einen mittleren Bereich zwischen den Amphiboliten (Differentiationstrend) und den Peliten einnehmen, ähnlich kanadischen Gneisen (Van de Kamp, 1968).

Abb. 5 zeigt im $(al-alk)-c$ -Diagramm eine Punkthäufung im magmatischen Feld innerhalb eines Bereiches, den auch kanadische Ortho-Amphibolite belegen (Van de Kamp, 1968), während in das Gebiet der Para-Amphibolite nur eine einzige Probe fällt.

Spurenelemente mit ihren höheren Konzentrationsschwankungen gestatten Stoffverschiebungen und -entwicklungen statistisch genauer zu verfolgen, als dies mit Haupt- oder Nebenelementen möglich ist.

Auffallend sind die hohen Cr-Gehalte im Bereich des Serpentingebietes des Ochsner und Rotkopfes und anderer Serpentinistöcke. Die Vermutung liegt nahe, daß es sich um eine metasomatische Beeinflussung durch diese

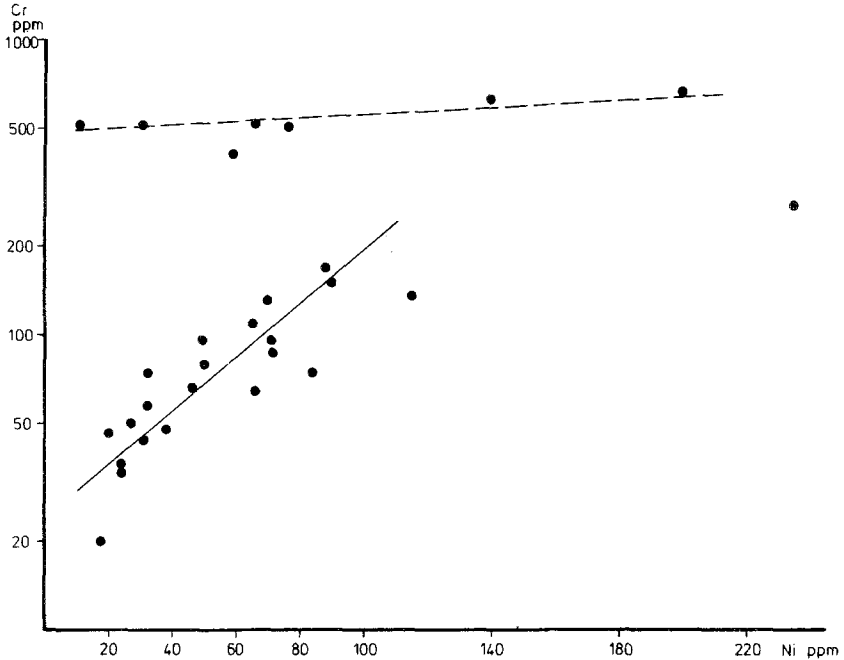


Abb. 6. Variationsdiagramm Cr-Ni. Eine positive Korrelation aller Proben ist gegeben. Im Bereich des Serpentingebietes des Ochsner-Rotkopfes besitzen die Amphibolite weit- aus höhere Cr-Gehalte als in den übrigen Gebieten.

Cr-reichen Gesteine handelt. Andererseits darf auch die Möglichkeit eines in diesen Amphiboliten primär erhöhten Cr-Gehaltes nicht außer Betracht gelassen werden.

Im Diagramm Ni-Cr (Abb. 6) wird eine positive Korrelation sichtbar, der sich nur wenige Proben entziehen. Ähnlich ist dies im Korrelationsdiagramm Cr-V. Beide Darstellungen sprechen überwiegend für ein orthogenes Edukt dieser amphibolitischen Gesteine. Einschränkend soll gesagt werden, daß in anderen Diagrammen wie Cr-TiO₂, Ni-Co, Ni-TiO₂ sich keine klaren Trends ergeben: die darstellenden Punkte häufen sich in kleinen Feldern – genetische Schlüsse können daraus nicht gezogen werden.

Ca–Al/Na–Si). Bei diesem Vorgang der diffusiven Transformation wird im Plagioklas nicht nur Ca, sondern auch Al aufgenommen; dagegen Na und Si abgegeben.

Ein höherer Anorthitgehalt des Plagioklases und damit ein den neuen *P-T*-Bedingungen besser angeglichenes Mineral wird sich am schnellsten dann ergeben, wenn die dem Plagioklas benachbarten Phasen Minerale mit geeignetem Chemismus sind (genügend hohe Ca- und Al-Gehalte; eventuell Aufnahme von Na und Si; siehe *Weber-Diefenbach*, 1970; *Wenk et al.*, 1974).

Für die Geschwindigkeit dieser Stoffangleichung spielen dabei neben Temperatur, Druck und dem Zugang liquider und fluider Phasen auch die Größe der Konzentrationsgradienten und Diffusionskoeffizienten eine wichtige Rolle.

Aus dem oben dargelegten geht hervor, daß für die Aufstellung von ausreichend exakten Anorthit-Isolinien, die eine flächenhafte Registrierung des Metamorphosegrades ermöglichen sollen, bei der Auswahl der zu vergleichenden Gesteine einige wichtige Kriterien gegeben sein müssen. Einzig bei praktisch identischem Pauschal-Chemismus der Gesteine kann man darauf verzichten, weitere Vergleichsmerkmale anzuwenden.

Morteani und *Raase* (1974) sind der Meinung, daß geringe Unterschiede im Pauschalchemismus der Gesteine keinen Einfluß auf den Anorthitgehalt der Plagioklase besitzen. Dem darf man mit Einschränkungen zustimmen; allerdings weisen die Maxima der von den beiden Autoren angegebenen Anorthitwerte von Meta-Granodioriten, Meta-Tonaliten und Amphiboliten durchaus verschiedene Werte auf und über den Chemismus der zum Vergleich herangezogenen Gesteine ist nichts ausgesagt worden.

Da bei den untersuchten amphibolitischen Gesteinen ein praktisch identischer Pauschalchemismus nicht gegeben ist, wurden noch weitere Parameter berücksichtigt.

Folgende Kriterien wurden angewandt:

1. ähnlicher Pauschalchemismus;
2. ähnliche Verhältnisse im Mineralbestand;
3. ähnlicher Chemismus der Amphibole;
4. chemische Variation im engeren Phasengrenzbereich.

Zu 1.

Zur Feststellung der weitgehenden chemischen Ähnlichkeit der Amphibolite sind Vollanalysen notwendig. Tab. 2 zeigt, daß sich selbst unter der relativ kleinen Gruppe dieser Metamorphite größere geochemische Unterschiede ergeben; es erweist sich wiederum, daß makroskopische und mikroskopische Untersuchungen allein keine sicheren Schlüsse auf den Chemismus zulassen.

Zu 2.

Herangezogen wurde der Quotient (modaler Amphibol)/(modaler Plagioklas); nur Proben mit einem Verhältnis Amphibol/Plagioklas = 1,3–1,8 wurden

Tabelle 2. Beziehungen zwischen Anorthitgehalt, Ca-Gesteinschemismus und Modalbestand

Nr.	Typ	An.-%	<i>n</i>	CaO % Gestein	Hornblende/Plagioklas -Quotient
1a	A	2.1	41	4.2	0.9
1	A	19.2	50	8.3	1.4
2	A	19.6	45	6.8	1.3
3	A	17.5	50	6.7	0.95
4	A	20.1	50	8.9	1.4
5	A	17.9	20	7.1	0.8
6	A	20.2	50	7.2	1.5
7	A	18.1	40	7.3	1.2
8	A	20.6	45	9.7	1.4
9	BGn	34.4	20	3.0	— keine Hornblende
10	A	21.5	40	8.25	1.4
11	A	23.5	70	7.2	1.3 mit Biotit
12	HGn	17.2	25	1.2	— wenig Hornblende
13	HGn	23.8	70	8.6	1.7
14	HGn	22.5	60	9.9	0.65
15	HGn	14.8	30	2.0	— wenig Hornblende
16	A	24.4	60	10.4	1.8
17	Ho	—	—	10.9	— kaum Plagioklas
18	Ho	—	—	11.9	— kaum Plagioklas
19	Ho	—	—	12.9	— kaum Plagioklas
21	A/Ho	25.6	80	10.4	2.9 wenig Plagioklas
22	A/Ho	30.2	50	13.5	3—4 wenig Plagioklas + Calcit
23	A	22.0	90	7.8	1.4
24	A	21.6	110	15.8	1.7
25	A	17.8	50	8.5	1.5
27	A/Ho	3.5	15	1.9	0.8
29	A	25.6	30	7.9	1.3
31	A	26.1	60	7.2	1.5

Erläuterungen der Gesteinstypen in Tab. 1. *n* = Zahl der vermessenen Plagioklase.

benützt. Die Festlegung eines solchen (willkürlich gewählten) Bereiches ist wichtig; da z. B. der Ca-Gehalt eines amphibolitischen Gesteins für die Einstellung des Anorthitgehaltes bei progressiver Metamorphose nicht allein maßgebend ist, weil Ca sowohl in den Plagioklasen als auch in den Amphibolen enthalten sein kann. Ist nun ein Amphibolit überwiegend aus Hornblende und nur zu geringerem Teil aus Plagioklas aufgebaut, wird die Mehrzahl der Plagioklase als benachbarte Mineralphasen Hornblenden besitzen. Dies bedeutet eine Vergrößerung derjenigen Phasengrenzflächen über die Austauschreaktionen erfolgen. Bei steigender Metamorphose sind dies sehr günstige Bedingungen für die Erhöhung des Anorthitgehaltes. Wie die Mikro-

sondenmessungen ergeben haben, gilt umgekehrt: Je höher der Plagioklas- und geringer der Hornblende-Anteil des Gesteins einer ungefähr isochemischen Serie ist, desto geringer ist auch der gemessene Anorthitgehalt (weniger gemeinsame Grenzflächen Plagioklas/Hornblende; größere Diffusionswege).

Zu 3.

Beim Vergleich der verschiedenen Amphibolite sollte auch der Chemismus der Hornblenden berücksichtigt werden. Die Größe der Ca- und Al-Konzentrationsgradienten der hier besprochenen Minerale Plagioklas/Hornblende beeinflussen die Diffusionskoeffizienten und können diese sowohl erhöhen als auch erniedrigen. Dies wirkt sich wiederum auf die Reaktionsgeschwindigkeit und damit auch auf die Höhe des Anorthitgehaltes bei der erreichbaren Gleichgewichtseinstellung aus. Tab. 3 bringt die Durchschnittswerte der Mikrosondenanalysen der Amphibole.

Zu 4.

Vor allem die Bereiche in der Nähe der Phasengrenzfläche zwischen Plagioklas und Hornblende sollten genau analysiert werden, da diese Auskunft über die zeitlich letzten Vorgänge in Richtung auf ein neues chemisches Gleichgewicht geben können. Diese Bereiche sind, wie *Weber-Diefenbach* (1970) gezeigt hat, vor allem in Gebieten von ca. 20–50 μm beiderseits der Phasengrenzflächen zu finden; deshalb sollte in Ergänzung zur chemischen Analyse eine Mikrosondenuntersuchung herangezogen werden.

Durch Berücksichtigung der oben angeführten Kriterien muß eine größere Anzahl der Gesteinsproben aus den Profilen für die graphische Darstellung des Metamorphosetrends ausgeschieden werden. Trotzdem sind sie mit in die Abb. 8 aufgenommen worden, um zu verdeutlichen, wie wichtig eine kritische Auswahl der zu vergleichenden Gesteine ist, um Metamorphosetrends exakt bestimmen zu können.

In Abb. 8 sind auf der Ordinate die Durchschnittswerte (Anzahl der jeweils gemessenen Plagioklase: $n = 25-110$) der Anorthitgehalte aufgetragen; auf der Abszisse maßstabsgetreu die Entfernungen innerhalb des Profiles und die Probennahmepunkte.

Verbindet man nun alle darstellenden Punkte der Metamorphite des Profiles, so ergibt sich ein unruhiger Kurvenverlauf. Erst bei Berücksichtigung der genannten Auswahlkriterien ist deutlich die Metamorphoseentwicklung im Streichen zu erkennen (durchgezogene Linie).

Charakteristisch erscheint, daß im allgemeinen die Amphibolite mit den geringsten Anorthitgehalten der Plagioklase auch die niedrigsten CaO-Gesteinswerte (Probe 1a) haben, während die Gesteine mit den höchsten An-Werten meist hohe Ca-Gesteinswerte aufweisen und entweder Calcit oder nur sehr wenige Hornblenden besitzen.

Zieht man bei der Betrachtung des Profiles die Tab. 3 hinzu, so bestätigt sich, daß die Höhe des Anorthitgehaltes nicht allein vom CaO-Wert des

Gesteins abhängt, sondern hier auch vom modalen Quotienten Hornblende/Plagioklas.

Deutlich fallen in dieser Darstellung die Hornblende-Biotit-Gneise heraus, die meist nur wenig Hornblende aufweisen. So zeigt Probe Nr. A 9, ein Gneis, bei niedrigem CaO-Gesteinswert, den höchsten durchschnittlichen Anorthitgehalt. Dies läßt sich dadurch erklären, daß fast keine Hornblenden, sondern nur Biotit und Chlorit vorkommen; die Plagioklase können also praktisch über den gesamten Ca-Haushalt verfügen. Treten dagegen in den Gneisproben (A 12, A 15) Hornblenden auf, sinkt der Anorthitgehalt, weil nun das Calcium sowohl den Plagioklasen als auch den Hornblenden zuteil wird.

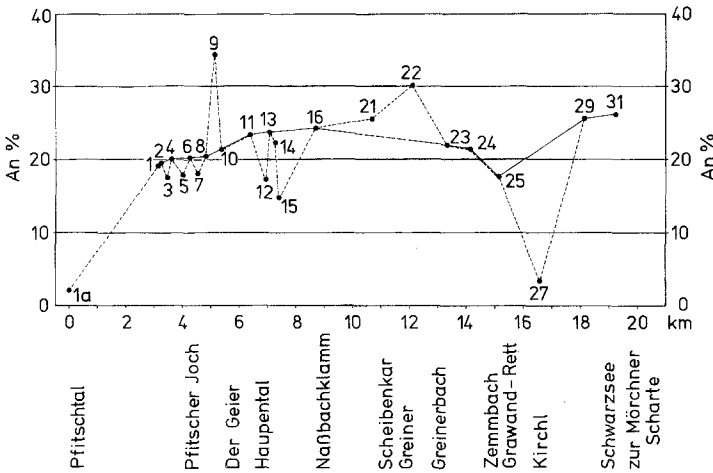


Abb. 8. Durchschnittliche Anorthitgehalte der amphibolitischen Gesteine. Profil 1. — — — = Verbindungslinie aller Proben; — = Verbindungslinie der chemisch weitgehend ähnlichen Proben. Nur bei Berücksichtigung des Pauschalchemismus ergibt sich ein klarer Metamorphostrend.

In der amphibolitischen Probe A 22 (wenig Plagioklas, sehr viel Hornblende + Calcit) weisen diejenigen Plagioklase, die als benachbarte Mineralphase Calcit besitzen, durchschnittliche Anorthitgehalte von 44% auf.

Systematische Mikrosondenmessungen an den Plagioklasen ergaben, daß der Anorthitgehalt im allgemeinen vom Chemismus der benachbarten Mineralphasen beeinflusst wird. So ist zu beobachten: Plagioklase neben Calcit besitzen die höchsten Anorthitwerte, dann folgen Plagioklase mit Hornblenden als Nachbarn; die geringsten Anorthitgehalten weisen schließlich Feldspäte mit Biotit, Chlorit und Quarz als koexistierende Phasen auf. Dies weist darauf hin, daß zumindest in den untersuchten Gesteinen während der Metamorphose kein thermodynamisches Gleichgewicht erreicht wurde.

Diese Messungen stehen in offensichtlichem Gegensatz zu *Morteani* und *Raase* (1974), die der Meinung sind, daß in den von ihnen untersuchten Gesteinen Karbonatgehalte bis zu 20% keinen sichtbaren Einfluß auf den Plagioklaschemismus besitzen.

Mikrosonden-Scanningmessungen

Neben Punkt- wurden mit der Mikrosonde auch Scanningmessungen durchgeführt. Bei genügend langsamen Vorschub des Präparates erhält man entlang eines gewählten Profils genaue Informationen über die chemische Zusammensetzung.

Als günstig erwies sich, den Dünnschliff mechanisch mit Geschwindigkeiten von 10–30 $\mu\text{m}/\text{min}$ unter dem feinfokussierten Elektronenstrahl ($< 1 \mu\text{m} \phi$) vorbeizuziehen. Beschleunigungsspannung 15–20 keV, Probenstrom 10–15 nA. Gleichzeitig wurde auch der Papiervorschub des 3-Linienschreibers (Spektrometer 1 und 2, Probenstrom) auf 4–6 cm/min eingestellt. Diese Kombination gestattet ausreichend exakte Informationen über den Feinbau der Minerale. Mittels chemischer Leitelemente wurde auch auf die Lage der Phasengrenzflächen geachtet (siehe *Weber-Diefenbach*, 1970).

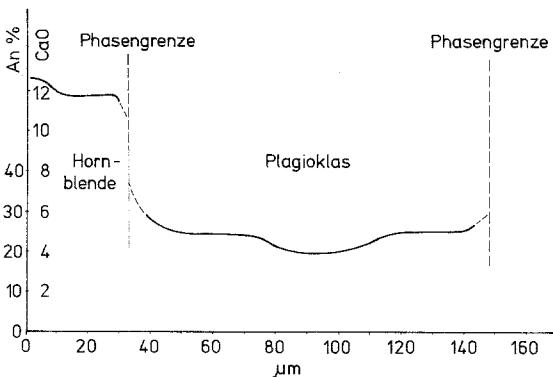


Abb. 9. Typische Mikrosonden-Scanning-Messung eines Plagioklases. Der weitgehend homogene Kristall besitzt eine leicht inverse Struktur, mit deutlichem Anorthitanstieg zur Phasengrenze. Probe Nr. 1/1.

Die Mikrosondenanalysen an Plagioklasen und Hornblenden amphibolitischer Gesteine der Greiner Schieferserie ergeben:

1. Die Homogenität beider Minerale ist im allgemeinen gut; nirgends sind größere Abweichungen im Chemismus festzustellen. Dies spricht für eine weitreichende, jedoch *nicht vollständige* Einstellung des chemischen Gleichgewichtes während der Metamorphose innerhalb eines Kornes.
2. Denn in fast allen Fällen zeigen die Plagioklase folgenden Aufbau: ein homogener Kern führt langsam über in einen etwas basischeren Saum, während am äußersten Rand fast immer die höchsten Anorthitgehalte gemessen werden können (Abb. 9).

Diese Gelegenheiten lassen verschiedene Deutungsmöglichkeiten zu: Der beobachtete, leicht inverse Aufbau der Plagioklase ist auf einen zweiphasigen Ablauf der Tauernkristallisation zurückzuführen. Dabei werden die P-T-Bedingungen der obersten Grünschieferfazies bzw. der unteren Amphibolitfazies erreicht. Der höchste Stand dieser Metamorphose fällt mit ihrem

zeitlichen Ende zusammen. *Morteani* (1971, 1974), *Raith* (1971) und *Prosser* (1975) kommen zu ähnlichen Ergebnissen.

Die in Analogie zu den Westalpen zu erwartenden präalpidischen Metamorphosen (v. *Raumer*, 1974) konnten mit Hilfe der Plagioklasuntersuchungen in den Amphiboliten der Greiner Schieferserie nicht beobachtet werden. Nimmt man jedoch eine ältere Metamorphose als gegeben an, so muß diese in der Greiner Serie gleich oder schwächer gewesen sein als die alpidische, da sie sich sonst im erhöhten Anorthitgehalt der Plagioklase zumindest in Form von Relikten hätte bemerkbar machen müssen.

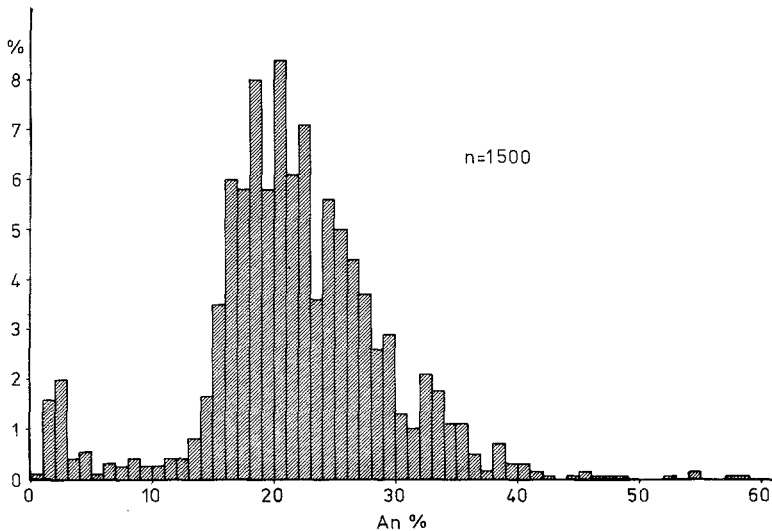


Abb. 10. Anorthit-Histogramm. Dargestellt sind die Anorthitwerte der Plagioklase (Mikrosondenmessungen) der untersuchten Gesteine. Anzahl der einzelnen Messungen: $n = 1500$. Das Hauptmaximum liegt bei An 20–21%, ein viel kleineres bei An 3–4%. Die Peristerit-Lücke spiegelt sich wider.

Nur in einem einzigen Plagioklaskorn konnte ein etwas saurer Rand festgestellt werden. Dagegen ist in Probe A 23 zu beobachten, wie auf einen relativ basischen Kern (An 30) ein leichter Rückgang des Anorthitgehaltes im Saum folgt und schließlich am Rand wieder höhere An-Werte auftreten.

3. Mikrosondenuntersuchungen im Phasengrenzbereich von Plagioklas zur Hornblende ergaben, daß Al und Ca der Hornblende nur innerhalb eines schmalen Bereiches entzogen und vom Plagioklas aufgenommen werden. Dies deckt sich mit den Ergebnissen *Weber-Diefenbachs* (1970) an Odenwälder Amphiboliten. Die von *Wenk et al.* (1974) beobachtete positive Korrelation Anorthitgehalt/Plagioklas-Modalbestand bei steigender Metamorphose konnte nicht festgestellt werden; allerdings war die Steigerung des Metamorphosegrades (An 19 bis An 26) nur gering. Ein möglicher Abbau der Amphibole und das Vordringen der Plagioklase werden jedoch in-

direkt durch die Scanningmessungen gestützt: eine weitreichende Angleichung der Amphibole an die Plagioklase im Na-, Ca-, Al- und Si-Chemismus war nie zu beobachten.

Erschwert wird eine Austauschreaktion auch dadurch, daß zwar ein hohes Gefälle im Ca-Gehalt von Hornblende zu Plagioklas besteht, umgekehrt aber die Hornblende weniger Al als der Plagioklas enthält. Ein Anorthitanstieg ist jedoch immer mit einer Ca- und Al-Erhöhung verbunden. Der Diffusionskoeffizient des Al müßte demnach sehr hoch gewesen sein um den Vorgang der Anorthiterhöhung trotz ungünstiger Konzentrationsbedingungen zu ermöglichen.

Es konnte nicht festgestellt werden, welche Anteile der Mineralumwandlung auf Festkörperreaktionen, welche auf Beteiligung intergranularer liquider und fluider Phasen zurückzuführen sind.

Wird jedoch die Abhängigkeit der Plagioklas-Anorthitwerte vom Chemismus der jeweils koexistierenden Minerale berücksichtigt (vgl. auch S. 14), darf es wohl als gesichert (z. B. *Schmalzried*, 1971) angesehen werden, daß ein bedeutender Teil des Stofftransportes durch liquide bzw. fluide Phasen über die Intergranulare erfolgte.

Abb. 10 bringt auf Grund von 1500 Mikrosondenmessungen ein Histogramm der Anorthitwerte der Plagioklase. Das Hauptmaximum bei 20–21% An ist sehr stark ausgeprägt; ein sehr viel kleineres Maximum liegt bei 3–4% An.

Folgerungen

a) Zur Genese der amphibolitischen Gesteine

Faßt man die geologischen, petrographischen und geochemischen Ergebnisse zusammen, ergibt sich folgendes Bild:

Die untersuchten Amphibolite gehören nicht einem einzigen Band, sondern mehreren, zum Teil ineinander verzahnten, langgestreckten Lagen an. Die Mächtigkeit der einzelnen Partien schwankt stark, ebenso variieren Mineralbestand und Gefüge außerordentlich. Der Pauschalchemismus und die Spurenelementgehalte sind uneinheitlich.

Korrelationsdiagramme und die graphischen Darstellungen sprechen überwiegend für orthogenes Edukt, ebenso die reliktschen Pyroxene in einigen Proben. Die undeutlichen geochemischen Trends und untypischen Absolutgehalte sollten aber nicht unberücksichtigt bleiben. Aus all diesen Gegebenheiten darf geschlossen werden, daß die Mehrzahl der amphibolitischen Gesteine orthogener Natur ist, entstanden aus Basalten und Tuffen. Eine rein sedimentäre Abstammung kann ausgeschlossen werden, doch immerhin sind paragene Beteiligungen wahrscheinlich.

Die rasch wechselnden Bänder, die sich im Streichen ablösen, sind als Produkte eines effusiven Vulkanismus mit damit abwechselnden Sedimenten zu deuten.

b) Zur Metamorphose

Die amphibolitischen Gesteine der Greiner Schiefer Serie sind in die oberste Grünschieferfazies bzw. unterste Amphibolitfazies einzustufen.

Mikrosondenanalysen an Plagioklasen und Amphibolen, sowie besondere Analysen im Phasengrenzbereich dieser beiden Minerale ergaben:

1. Zwei Metamorphosestadien sind feststellbar.

Die metamorphen Vorgänge haben dazu geführt, daß die Plagioklase und Hornblendens chemisch weitgehend homogenisiert wurden.

Das ältere Metamorphose-Stadium war etwas schwächer oder höchstens gleich als das jüngere; Untersuchungen im Phasengrenzbereich von Plagioklasen und Hornblendens beweisen den progressiven Charakter der alpidischen Metamorphose; Anzeichen für eine schwache Diaphtorese konnte nur in einem Fall gefunden werden.

Der Chemismus der Plagioklase stimmt nicht mit dem der Zentralgneis-Plagioklase überein; dort wurden von *Morteani* (1971, 1974) und *Prosser* (1975) prätauernkristalline Andesine bis Labradorite beobachtet. Zentralgneis und Greiner Serie waren demnach zwar im gleichen Maß von der alpidischen Metamorphose erfaßt worden, besitzen jedoch eine unterschiedliche Entwicklung in der bzw. in den früheren Metamorphosen: Im Zentralgneis sind in den Plagioklasen noch die Relikte höherer Anorthitgehalte zu finden; dies trifft nicht zu bei den Amphiboliten der Greiner Serie.

Eine präalpidische Metamorphose war in diesen Gesteinen – wenn überhaupt – also nur so schwach ausgeprägt, daß sie von der Tauernkristallisation vollkommen überlagert und ausgelöscht werden konnte.

2. Die Entwicklung des Metamorphosetrends im Streichen der amphibolitischen Gesteine wurde ermittelt.

Vom Pfitschtal im SW bis zur Mörchener Scharte, über eine Erstreckung von ~ 20 km, wurde an ausgewählten Amphiboliten mittels Anorthitmessungen festgestellt, daß der Metamorphosegrad im Streichen nach NE hin ansteigt, im Gebiet des Greiners ein Maximum erreicht, dann wieder abfallende Tendenz aufweist (Kirchl) und schließlich im Gebiet des Schwarzsees und der Mörchner Scharte ein zweites Maximum zeigt.

Die Ergebnisse des zweiten, quer zur Greiner Serie verlaufenden Profiles bestätigen die Annahme, daß Greiner Schiefer-Serie und die Gesteine des Zentralgneisgebietes sich vor der alpidischen Metamorphose in unterschiedlichen Tiefen befanden; denn vom NW nach SE zum Zentralgneis hin nimmt der Anorthitgehalt (und damit der Metamorphosegrad) von Plagioklasen vergleichbarer Amphibolite zu; die höchsten Temperaturen dokumentieren sich schließlich in den Migmatiten der Gletscherschiffe nahe der Berliner Hütte.

Ich danke den Herren Dr. *I. Fruth*, Prof. *D. Klemm* und Dr. *B. Lammerer*, München, für gemeinsame Geländebegehungen und anregende Diskussionen. Für die freundliche und kritische Durchsicht des Manuskriptes möchte ich mich bei Prof. *G. Troll*, München, bedanken.

Literatur

- Christa, E.*, 1934: Das Greiner-Schwarzensteingebiet der Zillertaler-Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. Veröffentl. Mus. Ferdinandeum (Innsbruck) 13
- Frisch, W.*, 1975: Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). Verh. Geol. Bundesanst. (Wien). Jg. 1974, 201–221.
- Hess, H. H.*, and *A. Poldervaart*, 1968: Basalts, Vol. 1+2. New York-London-Sydney: John Wiley.
- Hörnass, S.*, und *G. Hoschek*, 1972: Metamorphose im Westteil des Tauernfenster. Nachr. Deutsch. Geol. Ges. 5, 119.
- Ishikawa, A.*, 1968: Some Aspects of Geochemical Trend and Fields of the Ratio of V, Ni and Co. Geochim. Cosmochim. Acta 32, 913–917.
- Janda, I., E. Schroll*, und *M. Sedlazeck*, 1965: Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 10, 552–572.
- Kamp, P. C. Van de*, 1968: Geochemistry and Origin of Metasediments in the Haliburton-Maroc-Arae, Southeastern Ontario. Canadian J. Earth Sci. 5, 1337–1380.
- Klemm, D. D., B. Lammerer*, und *K. Weber-Diefenbach*, 1970: Quantitative Gesteinsanalyse mit der Elektronenmikrosonde. Beitr. elektronenmikroskop. Direktabb. Oberfl. 4, 211–220.
- Klemm, D. D.*, und *K. Weber-Diefenbach*, 1972: Ein Beitrag zur Geochemie basischer Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes. N. Jb. Min. Abh. 118, 43–73.
- Lammerer, B., I. Fruth, D. D. Klemm, E. Prosser*, und *K. Weber-Diefenbach*, 1976: Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen, Tirol). Geol. Rundschau. (Im Druck.)
- Lapadu-Hargues, P.*, 1952: The Origin of Amphibolites. Compt. Rend. 234, 352–353.
- Leake, B.*, 1974: The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. J. Petr. 5, 238–254.
- MacDonnald, G. A.*, and *T. Katsura*, 1974: Chemical Composition of Hawaiian Lavas. J. Petr. 5, 82–133.
- Morteani, G.*, 1971: Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stilluptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). Verh. Geol. Bundesanst. (Wien) Jg. 1971, 287–314.
- Morteani, G.*, and *P. Raase*, 1974: Metamorphic Plagioclase Crystallization and Zones of Equal Anorthite Content in Epidote-Bearing, Amphibole-Free Rocks of the Western Tauernfenster, Eastern Alps. Lithos 7, 101–111.
- Prosser, E.*, 1975: Zum Stoffbestand und Genese des Zillertaler Zentralgneises. Diss. Univ. München.
- Raase, P., R. Karl*, und *G. Morteani*, 1972: Tauernkristalline Plagioklasbildung und Plagioklas-Isograden in den westlichen Hohen Tauern. Nachr. Deutsch. Geol. Ges. 5, 122–123.

- Raith, M.*, 1971: Seriengliederung und Metamorphose im östlichen Zillertaler Hauptkamm (Tirol/Österreich). Verh. Geol. Bundesanst. (Wien) Jg. 1971, 163–207.
- Reissinger, M.*, 1975: Die Geochemie der Greiner Schieferserie im Bereich des Oberen Schlegeisgrundes (Zillertal, Tirol). Diss. Univ. München. (In Vorbereitung.)
- Raumer, J. v.*, 1974: Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54, 471–488.
- Schmalzried, H.*, 1971: Festkörperreaktionen. Weinheim: Verlag Chemie.
- Thiele, O.*, 1970: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. Verh. Geol. Bundesanst. (Wien) Jg. 1970, 230–244.
- Voultsidis, V.*, 1973: Petrographische und geochemische Untersuchungen an Amphiboliten des Bayerischen Waldes. Ein Beitrag zur Klärung ihrer Genese. Diss. Univ. München.
- Walker, K. R., G. A. Joplin, J. F. Lovering, and R. Grenn*, 1960: Metamorphic and Metasomatic Convergence of Basic igneous Rocks and Lime-Magnesia Sediments of the Precambrian of North-Western Queensland. J. Geol. Soc. Australia 6, 149–177.
- Weber-Diefenbach, K.*, 1970: Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. Diss. Univ. München.
- Wenk, E.*, 1958: Über Diskontinuitäten in Plagioklasserien metamorphen Ursprungs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 38, 494–498.
- 1962: Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42, 139–152.
- Wenk, E.*, und *F. Keller*, 1969: Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 49, 157–198.
- Wenk, E., H. Schwander, and W. Stern*, 1974: On Calcic Amphiboles and Amphibolites from the Lepontine Alps. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54, 97–151.

Anschrift des Verfassers: Dr. *K. Weber-Diefenbach*, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität, Abt. Geochemie und Lagerstättenkunde, Luisenstraße 37, D-8000 München 2, Bundesrepublik Deutschland.