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

Band: 54 (1974)

Heft: 2-3: Alpidische Metamorphosen in den Alpen

Artikel: Zur Metamorphose mesozoischer Metasedimente in den mittleren Hohen Tauern (Österreich)

Autor: Höck, Volker

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-42210

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 09.12.2025

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

Zur Metamorphose mesozoischer Metasedimente in den mittleren Hohen Tauern (Österreich)

Von *Volker Höck* (Bochum)*)

Mit 10 Figuren und 5 Tabellen im Text

Zusammenfassung

Die petrologische Untersuchung von Metasedimenten in einem Querschnitt durch die mittleren Hohen Tauern vom Salzachtal im N bis zum Tauernhauptkamm im S ergab eine Zunahme der Metamorphose in der gleichen Richtung. Der Temperaturanstieg konnte sowohl in den Metapeliten als auch, allerdings etwas weniger deutlich, in den Kalksilikatgesteinen verfolgt werden. Für den N-Abschnitt ist in den Metapeliten und Psammiten die Paragenese Stilpnomelan + Phengit + Chlorit charakteristisch. Im Bereich des Tauernhauptkammes sind die Paragenesen Disthen + Chloritoid + Quarz und Chloritoid + Granat + Chlorit weit verbreitet. Die kalksilikatischen Gesteine sind im N durch die Assoziation Calcit + Dolomit + Quarz gekennzeichnet, während im S-Abschnitt noch Tremolit hinzutritt. Die häufige Vierphasenparagenese Calcit + Tremolit + Dolomit + Quarz puffert die H_2O-CO_2 Gasphase, so dass bei steigender Temperatur sich die Zusammensetzung der Gasphase bei gleichbleibendem Druck entlang der univarianten Kurve

$$\text{Dolomit} + \text{Quarz} \rightarrow \text{Tremolit} + \text{Calcit}$$

bewegt.

Die Temperatur dürfte im Nordteil des Gebietes deutlich unter 500° C liegen, wie die experimentellen Untersuchungen über die Stabilität der Paragenese Stilpnomelan + Phengit (Nitsch 1969) ergaben, im Tauernhauptkamm aber 500° C zumindest erreichen, wahrscheinlich auch überschreiten, wie das Auftreten von Disthen + Quarz zeigt. Andererseits aber wird die Temperatur von ~540° C, bei der Disthen + Chloritoid zu Staurolith + Quarz reagieren sollte (Hoschek, 1967) noch nicht erreicht.

In pelitischen Gesteinen dürfte die Gasphase neben H_2O auch noch CO_2, CO und CH_4 enthalten. In kalksilikatischen Gesteinen spielt besonders der CO_2-Partialdruck für die Stabilität verschiedener Paragenesen eine grosse Rolle. Das Auftreten von Margarit und Zoisit auch neben Dolomit + Quarz in vielen Gesteinen, weist aufgrund der experi-

---

*) Adresse des Autors: Dr. Volker Höck, Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität Bochum, derzeitige Adresse: Institut für Geologie der Universität Salzburg, Akademiestrasse 26, A-5020 Salzburg.

mentellen Untersuchungen über die Stabilität von Zoisit und Margarit in einer binären H_2O-CO_2-Gasphase (NITSCH und STORRE, 1972 und STORRE und NITSCH, 1972) auf relativ niedrigen CO_2-Partialdruck hin.

Abstract

The petrological investigation of metasediments in a cross-section through the middle part of the Hohe Tauern from the Salzach Valley in the N to the main ridge in the S shows an increase of metamorphism in the same direction. The increase of temperature could be persued in metapelites as well as in the calcsilicates. Pelitic and psammitic rocks in the northern part of this area are characterized by the assemblage: stilpnomelan + phengite + chlorite. In the main ridge area the assemblages: kyanite + chloritoid + quartz and chloritoid + garnet + chlorit are abundant. In the north calcite + dolomite + quartz is the typical assemblage of the calcsilicates which is joined by tremolite in the south. The four phase assemblage calcite + tremolite + dolomite + quartz buffers the H_2O-CO_2 gasphase so that with increasing temperature at constant pressure the composition of the gasphase follows the univariant reaction curve:

dolomite + quartz → tremolite + calcite.

Experimental investigation on the stability of stilpnomelan + muscovite (NITSCH 1969) indicates that in the northern part of the area the temperature lies remarkably below 500° C; in the main ridge at least 500° C are reached and probably exceeded, as indicated by the assemblage kyanite + quartz. On the other hand a temperature of about 540° C at which kyanite + chloritoid should react to staurolite + quartz (HOSCHEK 1967) is not reached.

In pelitic rocks the gasphase should contain CO_2, CO and CH_4 beside H_2O. Especially in calcsilicate rocks the role of CO_2 partial pressure is important for the stability of different assemblages. The numerous occurrence of margarite and zoisite beside dolomite + quartz in many rock types indicates a relatively low CO_2 partial pressure, as it has been shown by experimental investigations on the stability of margarite and zoisite in a binary H_2O-CO_2 gasphase (NITSCH and STORRE, 1972 and STORRE and NITSCH, 1972).

EINLEITUNG

Seit etwa 40 Jahren sind die Gesteine der mittleren Hohen Tauern Gegenstand intensiver geologischer Untersuchungen, die allerdings in ihrer Fragestellung neben der petrographischen Beschreibung der Gesteine mehr auf stratigraphische und tektonische Probleme ausgerichtet waren als auf die Untersuchung von Mineralparagenesen und die Frage nach den Bedingungen der Metamorphose (HOTTINGER 1935, CORNELIUS und CLAR 1939, BRAUMÜLLER 1939, FRASL 1958, FRASL und FRANK 1966, FRANK 1969). Während sowohl aus dem Ostabschnitt der Hohen Tauern bereits erste petrologische Ergebnisse vorliegen (CLIFF et al. 1971) als auch aus dem Westabschnitt (RAITH 1971, MORTEANI 1971, RAASE et al. 1971. ACKERMAND et al. 1972, RAASE 1972), gab es bisher noch keine genaueren Untersuchungen über Mineralparagenesen und Mineralreaktionen im Mittelabschnitt der Hohen Tauern.

GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Zwischen dem Brennerpass im Westen und dem Katschberg im Osten treten metamorphe Gesteinsfolgen verschiedenen Alters auf, die schon seit langem mit den penninischen Decken der Schweizer Alpen verglichen und als ihre Fortsetzung nach Osten gedeutet werden. Diese penninischen Gesteinszüge tauchen in allen Richtungen unter die überlagernden ostalpinen Gesteine ab und werden deshalb hier nach dem Hauptgebirgszug als «Tauernfenster» bezeichnet.

Die Gesteine innerhalb des Tauernfensters sind fast gänzlich fossilfrei, weshalb die altersmässige Einstufung der einzelnen Gesteinszüge grosse Schwierigkeiten bereitete. Erst nach verschiedenen vergeblichen Versuchen ist es dann FRASL (1958) gelungen ein stratigraphisches Schema für die mittleren Hohen Tauern zu erstellen. Er unterscheidet fünf verschiedene Serien:

1. Die «Altkristallinserie», bestehend aus Gesteinen altpaläozoischen oder präkambrischen Alters, die noch deutliche Anzeichen einer variszischen Metamorphose neben der alpidischen zeigen.
2. Die «Habachserie», eine ebenfalls altpaläozoische Schichtfolge mit nur sehr schwacher variszischer Umwandlung.
3. Die permoskytische «Wustkogelserie», aufgebaut aus Quarziten und Metaarkosen.
4. Die Karbonatgesteinsserie der Trias und
5. Die jurassische Bündnerschieferserie.

Die letztere besteht aus Phylliten, Glimmerschiefern, Kalkglimmerschiefern, Quarziten und Dolomitbrekzien mit zwischengeschalteten, zum Teil recht mächtigen Lagen von Metavulkaniten und Serpentiniten. Diese Serie baut den grössten Teil der mittleren Hohen Tauern auf. Die Untersuchungen in dieser Arbeit beziehen sich nur auf die Metasedimente dieser Serie, die sicher postvariszisches Alter hat und daher nur der alpidischen Metamorphose unterworfen wurde. Die Bearbeitung der Metavulkanite soll einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben. Die Zunahme der Metamorphose von N nach S ist schon im Gelände zu erkennen. Wie aus dem geologischen Übersichtskärtchen (Fig. 1) zu ersehen ist, finden sich Minerale, die für die höher temperierte Grünschieferfazies charakteristisch sind, wie z. B. Granat, Disthen oder Tremolit in Verbindung mit Calcit nur um den Tauernhauptkamm, etwa im Gebiet zwischen Kitzsteinhorn-Grossglockner und Hochtor. Nur im Nordabschnitt hingegen unmittelbar südlich des Salzachtales, kommt an einigen Stellen Stilpnomelan vor, der für die tiefer temperierte Grünschieferfazies bzw. die Anchizone (FREY et al. 1973) charakteristisch ist.

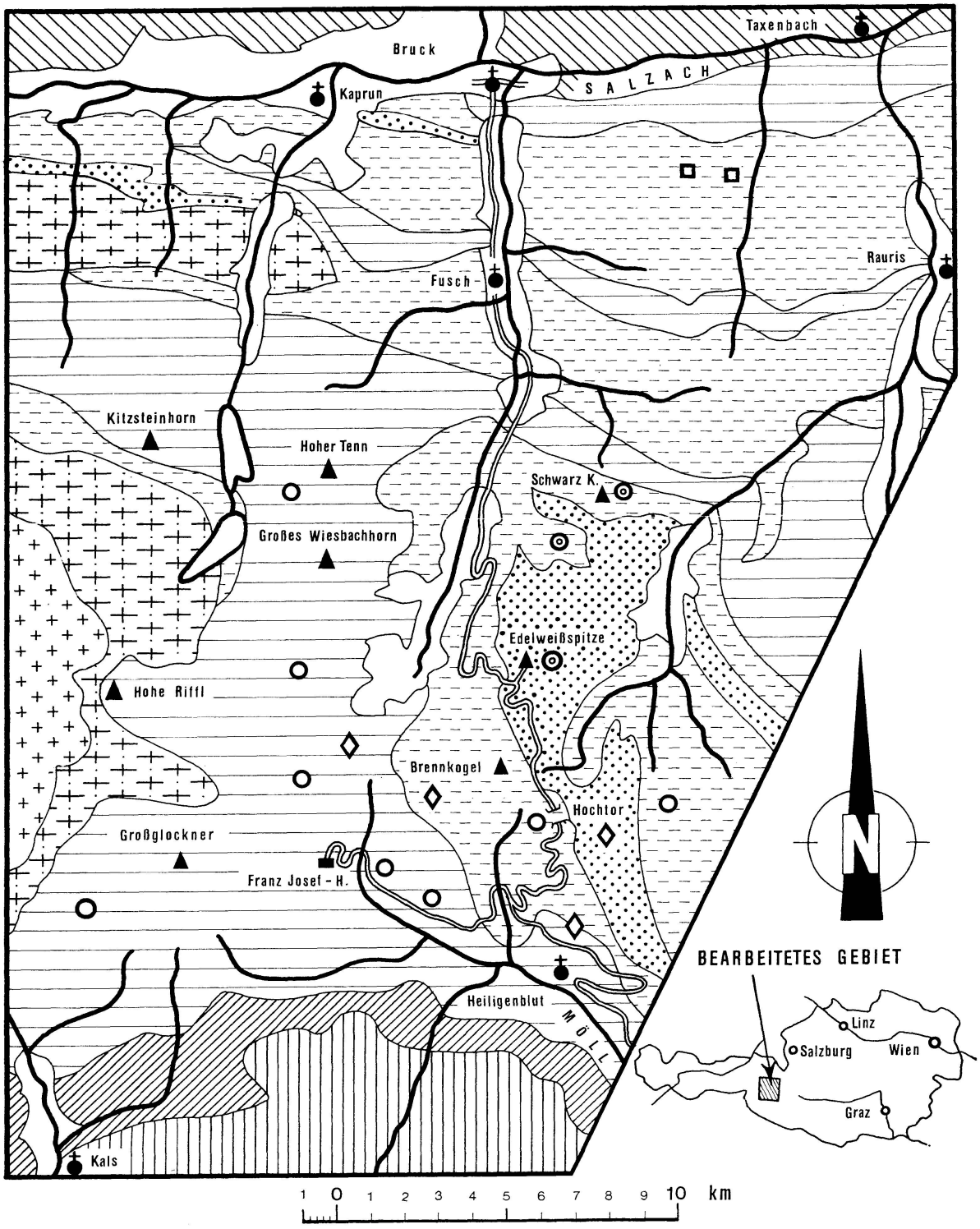

Fig. 1. Geologische Übersichtskarte über die mittleren Hohen Tauern mit wichtigen Mineralvorkommen. Offene Kreise: Granat, Karos: Tremolit + Calcit, doppelte Kreise: Disthen + Quarz, Quadrate: Stilpnomelan.

UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Röntgenanalysen: Die einzelnen Minerale wurden aus der 60–100 μ-Fraktion mit Hilfe von Magnetschneider, Trockenschütteltisch und Schwereflüssigkeiten angereichert und mit Si oder KCl als internem Standard gemahlen. Die Diffraktometeraufnahmen wurden auf einem Philipsgerät unter folgenden Bedingungen gefahren: 50 KV, 30 mA, $Cu_{K\alpha}$-Strahlung, Ni-Filter, $\frac{1}{4}^\circ$ 2 θ/min und 600 mm/h Papiervorschub. Die Gitterkonstanten wurden aus den erhaltenen Daten mit Hilfe des Least square Programmes von BURNHAM (1962) errechnet.

Chemische Analysen: Die Gesteinsanalysen wurden nasschemisch durchgeführt: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, MnO, P_2O_5 wurden photometrisch, CaO, Na_2O und K_2O mit Flammenemission und MgO mit Atomabsorption auf dem ZEISS Flammenphotometer FA II, und FeO titrimetrisch bestimmt. Die H_2O-Bestimmung wurde mit Hilfe der von LINDNER und RUDERT (1969) beschriebenen Methode durch automatische Karl-Fischer-Titration ausgeführt; CO_2 wurde gravimetrisch bestimmt.

Die Mineralanalysen wurden auf einer Cambridge Microscan MkV Elektronenmikrosonde durchgeführt bei 20 KV Anregungsspannung, einem Strahlstrom von 30 nA und einem Strahldurchmesser von 1–5 μ. Pro Mineral wurden 4–6 Punkte gemessen. Die einzelnen Messwerte wurden auf Totzeit und Untergrund korrigiert und anschliessend gemittelt. Diese Mittelwerte wurden mit Hilfe eines Programmes, das mir Herr Dr. K. ABRAHAM freundlicherweise zur Verfügung stellte, entsprechend der Vorschrift von SWEATMAN und LONG (1970) korrigiert. Als Standards dienten sowohl reine Metalle (Fe, Mn) als auch Oxide (Al_2O_3, TiO_2, SiO_2, MgO). Für die Bestimmung von Kalium und Natrium wurden entsprechende Gläser, für Calcium Wollastonit als Standard herangezogen.

ZUR PETROGRAPHIE DER METASEDIMENTE

Zwei grosse Gruppen von Gesteinen stehen sich gegenüber: Die kalkfreien Metapelite und Metapsammite (Phyllite, Glimmerschiefer, Quarzite, Quarzglimmerschiefer) und die karbonatführenden Kalkglimmerschiefer.

Dementsprechend sind die Mineralparagenesen in zwei Gruppen aufgelistet.

Bei der Zusammenstellung der Paragenesen wurde darauf geachtet, dass die verschiedenen Minerale im Dünnschliff mit klaren und deutlichen Rändern aneinander grenzten und diese Ränder keine Reaktionssäume zeigten. War die Unterscheidung verschiedener Minerale im Schliffbild nicht möglich (z. B. bei der Bestimmung der Hellglimmer: Phengit, Paragonit und z. T. Margarit), wurden zur optischen Identifizierung dieser Minerale und ihrer Paragenesen teilweise wenigstens Mikrosonden-Scanning-Bilder der rückgestreuten Elektronen herangezogen. Die Helligkeit der Mineralphasen auf diesen Bildern ist von der Ordnungszahl der die Minerale aufbauenden Elemente abhängig und ist damit ein Hinweis auf das Mineral selbst.

Folgende *Paragenesen* wurden gefunden:

Kalkfreie Metapelite und Metapsammite:

1 Chlorit-Phengit-Quarz
2 Chlorit-Phengit-Paragonit-Quarz ± Pyrit
3 Chlorit-Phengit-Paragonit-Quarz ± Klinozoisit ± Pyrrhotin
4 Chlorit-Stilpnomelan-Phengit-Quarz
5 Chlorit-Phengit-Chloritoid-Quarz-Magnetit ± Hämatit
6 Chlorit-Phengit-Paragonit-Chloritoid-Quarz
7 Phengit-Paragonit-Chloritoid-Disthen-Quarz ± Chlorit ± Dolomit
7 Phengit-Paragonit-Chloritoid-Disthen-Quarz
9 Phengit-Paragonit-Chloritoid-Chlorit-Granat-Quarz ± Pyrit ± Pyrrhotin

Kalkglimmerschiefer, karbonatführende Quarzite:

1 Chlorit-Calcit-Phengit-Quarz
2 Chlorit-Calcit-Dolomit-Phengit-Quarz
3 Chlorit-Calcit-Phengit-Paragonit-Quarz
4 Chlorit-Calcit-Dolomit-Phengit-Paragonit-Quarz
5 Chlorit-Calcit-Phengit-Paragonit-Margarit-Quarz
6 Chlorit-Calcit-Dolomit-Phengit-Margarit-Quarz
7 Chlorit-Calcit-Dolomit-Phengit-Paragonit-Margarit-Quarz ± Pyrit ± Pyrrhotin
8 Chlorit-Calcit-Dolomit-Phengit-Margarit-Chloritoid-Quarz ± Pyrrhotin
9 Chlorit-Calcit-Dolomit-Phengit-Paragonit-Chloritoid-Quarz
10 Chlorit-Calcit-Dolomit-Phengit-Paragonit-Margarit-Chloritoid-Zoisit-Quarz ± Pyrit ± Pyrrhotin
11 Chlorit-Calcit-Dolomit-Phengit-Klinozoisit-Quarz
12 Chlorit-Calcit-Phengit-Paragonit-Klinozoisit-Quarz ± Albit ± Pyrrhotin
13 Chlorit-Calcit-Dolomit-Phengit-Zoisit-Granat-Quarz ± Pyrrhotin
14 Chlorit-Calcit-Dolomit-Phengit-Paragonit-Zoisit-Granat-Quarz ± Pyrrhotin
15 Calcit-Dolomit-Tremolit-Zoisit
16 Calcit-Dolomit-Tremolit-Zoisit-Quarz
17 Chlorit-Calcit-Dolomit-Phengit-Zoisit-Tremolit-Quarz

Chemische Gesteinsanalysen

Einen Überblick über die chemische Zusammensetzung verschiedener Gesteine gibt Tabelle 1. Verglichen mit der chemischen Durchschnittszusammensetzung von Tonschiefern nach CLARKE (1924) zeigt sich, dass die Metapelite neben z. T. höherem SiO_2-Gehalt, der auf grössere Mengen freien Quarzes zurückzuführen ist, im allgemeinen höhere Al_2O_3-Werte und häufig relativ niedrige ($FeO + Fe_2O_3$)-Werte aufweisen. Auch der Gehalt an Alkalien ist

Tabelle 1. *Chemische Zusammensetzung der Metasedimente*

	41/70	51/70	74/70	78/70	112/70	114/70	126/70	131/70	148/70	157/70	163/70
SiO_2	25,6	61,9	62,2	54,6	48,3	5,7	71,0	35,2	42,9	64,1	51,8
TiO_2	0,1	0,7	0,2	0,6	1,5	0,1	0,7	0,5	0,6	0,5	0,6
Al_2O_3	3,3	19,9	3,3	15,3	32,0	2,3	14,6	13,8	16,1	16,0	20,7
Fe_2O_3	0,4	2,9	0,3	1,8	0,1	0,1	3,9	0,6	2,5	1,3	0,3
FeO	0,6	3,0	2,9	3,2	4,0	0,6	2,2	6,1	1,8	6,2	10,4
MnO	0,12	0,03	0,18	0,16	0,04	0,04	0,03	0,16	0,09	0,51	0,32
MgO	0,65	2,15	1,28	2,03	0,93	1,43	0,81	4,90	2,18	2,20	4,10
CaO	36,5	0,3	14,9	8,4	0,3	47,9	0,1	19,0	15,3	0,9	1,1
Na_2O	0,3	0,5	0,4	1,2	1,2	0,02	0,3	0,4	0,04	0,1	0,2
K_2O	0,8	2,8	0,5	2,5	4,0	0,3	3,8	0,6	2,1	2,9	3,3
P_2O_5	0,05	0,07	0,06	0,14	0,08	0,05	0,08	0,23	0,19	0,08	0,04
CO_2	30,5	0,2	12,0	6,8	0,6	40,2	0,3	16,1	14,7	1,1	1,1
H_2O	0,73	3,98	0,95	3,74	5,94	1,52	2,94	2,24	2,56	3,11	4,51
Total	99,65	98,43	99,17	100,47	98,99	100,26	100,76	99,83	101,06	99,0	98,47
Minerale	Phengit Chlorit Calcit Quarz	Phengit Paragonit Chlorit Quarz Pyrit Titanit	Phengit Chlorit Calcit Quarz	Phengit Paragonit Margarit Chlorit Calcit Quarz ± Dolomit	Phengit Paragonit Chlorit Chloritoid Disthen Quarz ± Dolomit	Phengit Paragonit Margarit Chlorit Calcit Dolomit Quarz ± Zoisit Pyrit Pyrrhotin	Phengit Chlorit Chloritoid Quarz Hämatit Magnetit	Phengit Paragonit Margarit Chlorit Chloritoid Calcit Dolomit Quarz Zoisit Pyrit Pyrrhotin	Phengit Margarit Chlorit Calcit Dolomit Quarz Zoisit	Phengit Paragonit Chlorit Chloritoid Granat Quarz ± Calcit ± Dolomit	Phengit Chlorit Chloritoid Granat Quarz ± Calcit ± Dolomit

Verzeichnis der wichtigsten Gesteinsproben

41/70: Kalkphyllit 1,5 km SE Bruck a. d. Glocknerstrasse
51/70: Schwarzphyllit, 5 km ENE Fusch
74/70: Kalkphyllit, 2 km S Taxenbach
78/70: Phyllit 3 km NE Schwarzkopf
112/70: «Rhätizit»schiefer Schwarzkopf
114/70: Kalkglimmerschiefer, 2,5 km S Fusch
126/70: «Lichter Chloritoidschiefer», 1 km W Edelweissspitze
131/70: Kalkiger Glimmerschiefer Hochtor
148/70: Kalkiger Glimmerschiefer Brennkogel
157/70, 163/70: Granatglimmerschiefer 300 m E Hochtor
19/71: Tremolitführender Quarzit, 1,5 km N Heiligenblut
63/71, 64/71: Granatführender Kalkglimmerschiefer 3 km SE Franz-Joseph-Haus

niedrig. Die kieseligen Karbonatgesteine zeigen ebenso einen relativ hohen Al_2O_3-Wert; besonders deutlich wird dies an der Probe 114/70, die in ihrer chemischen Zusammensetzung einem durchschnittlichen Kalk nahe kommt, aber einen fast dreifachen Gehalt an Al_2O_3 aufweist.

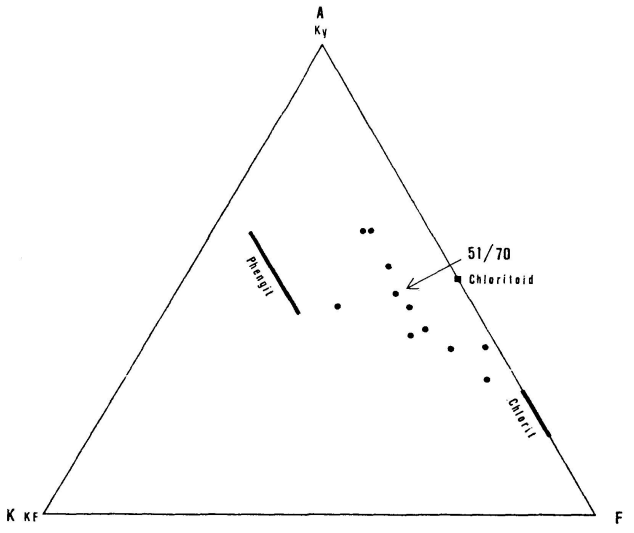

Fig. 2. AKF-Diagramm mit den darstellenden Punkten der Gesteinsanalysen. KF: Kalifeldspat, Ky: Disthen.

Eine Darstellung der verschiedenen Analysen im AKF-Diagramm (Fig. 2) zeigt, dass die darstellenden Punkte immer in das Zwei-Phasenfeld Phengit-Chlorit, oder in die Drei-Phasenfelder Phengit-Chlorit-Chloritoid bzw. Phengit-Disthen-Chloritoid fallen, was auch mit den tatsächlich beobachteten Paragenesen übereinstimmt. Eine Ausnahme stellt die Analyse 51/70 dar, deren bereits für Paragonit korrigierter darstellender Punkt in das Drei-Phasenfeld Phengit-Chlorit-Chloritoid fällt, obwohl nur Phengit und Chlorit als Mineralphasen identifizierbar sind. Möglicherweise liegt hier eine röntgenamorphe Al-Phase als Verwitterungsprodukt vor, die für den überhöhten Al_2O_3-Gehalt verantwortlich ist.

Das Verhältnis zwischen Kristallisation und Deformation

Gerade im Gebiet Hochtor-Franz Josephshaus, dem Zentralteil der mittleren Hohen Tauern, lässt sich in den Metapeliten und relativ karbonatarmen Gesteinen die erste Gefügeprägung s_1 und B_1 an verschiedenen Gefügerelikten noch recht gut wahrnehmen, einerseits am gegen s_2 verdrehten und gefältelten Interngefüge von Porphyroblasten wie Chloritoid, Disthen und Granat, andererseits sind manchmal noch Faltenrelikte der ersten Deformation im Erngefüge erkennbar. Diese genannten Porphyroblasten sind offensichtlich synkinematisch bezüglich der ersten Deformationsphase gewachsen. Die zweite Schieferung verdreht dann das B_1, das bis auf verschiedene Relikte verschwindet. Gleichzeitig mit der zweiten Deformation rekristallisieren Hellglimmer,

Chlorite, Quarz und die Karbonate, wobei die Kristallisation die Deformation überdauert.

Im nördlichen Abschnitt der mittleren Hohen Tauern fehlen zwar grosse Porphyroblasten, die erste Deformation ist aber doch in pelitischen Gesteinen an reliktischen Falten noch rekonstruierbar. Gegenüber dem Zentralteil ist aber nördlich der Linie Fusch-Rauris die zweite Schieferung postkristallin in bezug auf die Rekristallisation von Hellglimmer, Quarz, Chlorit und Karbonaten. Die Verschiebung der zweiten Kristallisation im Verhältnis zur zweiten Deformation von N nach S hängt wohl mit der früheren Abkühlung der äusseren Gebirgsteile zusammen, während in den zentralen Teilen die Temperatur am längsten erhalten blieb.

MINERALOGIE DER METASEDIMENTE

Hellglimmer: Phengit ist neben Chlorit das häufigste Mineral, das in fast allen Paragenesen auftritt. Paragonit ist ebenfalls in verschiedenen Paragenesen anzutreffen. Margarit findet sich häufig in karbonatführenden Gesteinen, in Ca-armen, pelitischen Gesteinen fehlt er. Die Mineralogie dieser Glimmer und ihre gegenseitigen Beziehungen wurde in einer eigenen Arbeit diskutiert (Höck 1974) und soll deshalb hier nicht weiter behandelt werden.

Chlorit: Chlorit kann sehr leicht optisch und am 14-Å-Reflex röntgenographisch erkannt werden. Die chemischen Analysen, die Gitterkonstanten und

Tabelle 2. *Mikrosondenanalysen von Chlorit*

	51/70	114/70	131/70	157/70	163/70
SiO_2	24,9	27,33	24,1	26,17	25,25
Al_2O_3	23,02	23,33	22,9	20,99	20,96
FeO	22,8	6,38	22,4	21,85	23,42
MgO	14,6	27,56	16,0	17,04	15,48
MnO	0,23	0,13	0,0	0,25	0,22
Total	85,33	84,73	85,5	86,32	85,43
Si	5,3 } 8,0	5,37 } 8,0	5,13 } 8,0	5,5 } 8,0	5,47 } 8,0
Al^{IV}	2,7	2,63	2,87	2,5	2,53
Al^{VI}	3,8	2,78	2,90	2,69	2,94
Fe	4,07 } 11,81	1,05 } 11,93	4,00 } 11,99	3,84 } 11,91	4,22 } 12,17
Mg	4,62	8,07	5,09	5,33	4,97
Mn	0,04	0,03	—	0,05	0,04
a_0	5,352±0,005 Å			5,358±0,002 Å	
b_0	9,261±0,008 Å			9,278±0,004 Å	
c_0	14,238±0,016 Å			14,254±0,007 Å	
β	97,248±0,072°			97,199±0,035°	
V	700,017±0,915 Å³			702,949±0,426 Å³	
$\frac{n_x+n_y}{2}$	1,616±2			1,631±2	1,630±2

die Lichtbrechung sind in Tab. 2 dargestellt. Der Wassergehalt der Chlorite konnte mit der Elektronenmikrosonde nicht bestimmt werden. Da die Summen der bestimmten Oxide 85 bis 86 Gew.-% ergeben, dürfte der H_2O-Gehalt der einzelnen Chlorite bei etwa 14–15 Gew.-% liegen. Die von FOSTER (1962) beschriebenen Substitutionen $Mg\,(Fe)^{2+}\,Si \rightleftarrows AlAl$ und $Fe^{2+} \rightleftarrows Mg^{2+}$ sind vorhanden. Die Variation des Si-Gehaltes zwischen 5,20 und 5,50 ist relativ gering. Das $\frac{Fe_{tot}}{Fe_{tot}+Mg}$-Verhältnis schwankt zwischen 0,11 und 0,45. Dem Nomenklaturvorschlag von HEY (1954) folgend, handelt es sich um Rhipidolithe, lediglich der Chlorit der Probe 114/70 muss als Sheridanit (Grochauit bei TRÖGER 1971) bezeichnet werden. Die Messung der Lichtbrechung (Tab. 2) ergab Werte, die der jeweiligen chemischen Zusammensetzung entsprechen, die Doppelbrechung hingegen (0,005–0,010) liess die noch Al-reichere Varietät Corundophilit erwarten (Diagramm bei TRÖGER 1971, p. 118). Oxidierte Chlorite, wie sie von CHATTERJEE (1966) beschrieben wurden, dürften in den mittleren Hohen Tauern ziemlich selten sein. Nur einmal wurden Minerale mit deutlich hellbrauner Farbe und hoher Doppelbrechung in enger Verwachsung mit Chloriten grüngelblicher Farbe und Doppelbrechung $> 0{,}010$ festgestellt. Die Überprüfung mit dem Diffraktometer zeigte nur Chlorit. Diese oxidierten Chlorite finden sich in einem Graphit-freien Al-Fe^{3+} Epidot-führenden Kalkglimmerschiefer. Die Koexistenz dieses Chlorites mit dem in den Metasedimenten nur sehr spärlich auftretenden Al-Fe^{3+}-Epidot deutet eher darauf hin, dass sich die Oxidation des Chlorites noch während der Metamorphose unter höherem f_{O_2} vollzog und wohl nicht auf Verwitterungsvorgänge, die von CHATTERJEE (1966) als eine Entstehungsmöglichkeit oxidierter Chlorite herangezogen wurden, zurückzuführen ist, da an denjenigen Chloriten, die in den Metasedimenten häufig mit Klinozoisit oder Zoisit koexistieren, keine Anzeichen von Oxidation erkennbar sind. Hinweise auf das f_{O_2} in der betreffenden Probe wie durch Gehalte an Graphit oder Fe-Oxide fehlen.

Zoisit und Klinozoisit: Beide Minerale sind mit Ausnahme des Nordabschnittes relativ weit verbreitet, finden sich aber besonders im Tauernhauptkamm. Optisch sind die Zoisite an der geraden Auslöschung und röntgenographisch am 2,702-Å-Reflex zu erkennen. Die Mikrosondenanalyse eines Zoisites findet sich auf Tab. 3. Zoisit und Klinozoisit kommen zusammen vor mit Quarz, Calcit, Dolomit, Granat, Chlorit, Margarit, Paragonit, Phengit und Chloritoid.

HOLDAWAY (1972) vermutet auf Grund experimenteller Untersuchungen, dass Zoisit erst über einer Temperatur von $635° \pm 75°$ C und 3 ± 1 kb Druck stabil wäre, während bei tieferen Temperaturen Klinozoisit die stabile Mineralphase darstelle. Die für die Stabilität von Zoisit geforderten Temperaturen wurden im Bereich der mittleren Hohen Tauern nicht erreicht, wie etwa die Paragenese Chloritoid + Disthen zeigt, die oberhalb von ca. 540° C zu Staurolith + Quarz reagieren sollte (HOSCHEK 1967). Das Fehlen von Diopsid in

Tabelle 3. *Mikrosondenanalyse von Zoisit*

	148/70	
SiO_2	39,03	
Al_2O_3	32,51	
Fe_2O_3	1,13	
CaO	27,75	
Total	97,42	
Si	5,97	6
Al^{IV}	0,03	
Al^{VI}	5,84	5,97
Fe^{3+}	0,13	
Ca	4,06	

Kalksilikatschiefern bei gleichzeitigem Auftreten von Tremolit und Calcit sowie das Fehlen von Forsterit in benachbarten Serpentiniten weist darauf hin, dass die Temperatur 500° C nicht oder nur wenig überschritten hat (METZ und TROMMSDORFF 1968, SCARFE und WYLLIE, 1967). Das Auftreten von Zoisit in derartigen, niedrig temperierten Kalkschiefern, ein Faktum, das schon verschiedentlich beschrieben wurde (HARKER, 1932, p. 262–266; KENNEDY, 1949) steht zu den experimentellen Ergebnissen HOLDAWAYS deutlich im Widerspruch, was von diesem Autor selbst auch schon erkannt und diskutiert wurde. Sowohl Zoisit, als auch Klinosoisit – sehr selten auch Fe^{3+}-reicher Epidot – treten in Kalksilikatgesteinen auf, die zum Teil in enger räumlicher Nachbarschaft liegen. In Metapeliten hingegen konnte, wenn auch sehr selten, nur Klinozoisit gefunden werden. Da wegen der häufig engen räumlichen Nachbarschaft zwischen beiden Mineralen angenommen werden kann, dass sie unter gleichen P_{tot}-T-Bedingungen entstanden sind, könnte neben höherem Fe-Gehalt möglicherweise auch unterschiedlicher CO_2-Partialdruck für das Auftreten des einen oder anderen Minerals verantwortlich sein.

Chloritoid: Optisch lassen sich zwei verschiedene Chloritoide unterscheiden. Ein deutlich grün-blau gefärbter Fe-reicher Chloritoid, der nur auf die sogenannten «lichten Chloritoidschiefer» (FRASL 1958) beschränkt ist, deren charakteristische Minerale Chloritoid, Chlorit, Phengit, Quarz, Magnetit ± Hämatit sind.

Der zweite Chloritoid ist fast farblos mit relativ niedriger Lichtbrechung und deshalb im Dünnschliff manchmal schwer von Zoisit zu unterscheiden. Mikrosondenanalysen dieser farblosen Chloritoide sind in Tab. 4 angeführt. Wie das $\frac{Mg}{Fe+Mg}$-Verhältnis zwischen 0,21 und 0,33 zeigt, sind diese Chloritoide etwas Mg-reicher als der Grossteil der Chloritoide, deren $\frac{Mg}{Fe+Mg}$-Verhältnis bis etwa 0,25 (HOSCHEK 1967) reicht, aber noch nicht so Mg-reich wie die von BEARTH (1963) beschriebenen Chloritoide aus dem Saastal und der Fluhalp bei Zermatt.

Tabelle 4. *Mikrosondenanalysen von Chloritoid*

	131/70	157/70	163/70
SiO_2	23,9	24,42	24,1
Al_2O_3	40,4	40,71	40,4
FeO	22,7	19,09	21,01
MgO	3,3	5,26	4,22
MnO	0,0	0,26	0,25
Total	90,3	89,74	89,98
Si	2,00	2,02	2,02
Al	3,99	3,98	3,97
Fe^{2+}	1,59	1,32	1,47
Mg	0,41	0,65	0,52
Mn	0,0	0,02	0,02
$\frac{Mg}{Fe+Mg}$	0,21	0,33	0,26
a_0	$9{,}475 \pm 0{,}004$ Å		
b_0	$5{,}484 \pm 0{,}002$ Å		
c_0	$18{,}177 \pm 0{,}005$ Å		
β	$101{,}820 \pm 0{,}024°$		
V	$924{,}521 \pm 0{,}49$ Å^3		

Dass Chloritoide mit einem derartig hohen Mg/Fe-Verhältnis in den Hohen Tauern relativ weit verbreitet sein dürften, zeigt der Bericht von ANGEL und WEBER (1971) über solche Chloritoide in den östlichen Hohen Tauern.

Alle in dieser Untersuchung bearbeiteten Chloritoide sind monoklin. Die wichtigsten mit Chloritoid koexistierenden Minerale sind Disthen, Chlorit, Granat, Phengit, Paragonit, Margarit, aber auch Calcit und selten Zoisit in Kalkschiefern. Über Chloritoid-Calcit-Paragenesen wurde schon von HALFERDAHL (1961) und NIGGLI und NIGGLI (1965) berichtet, in letzter Zeit wurde diese Paragenese wieder von CHATTERJEE (1971) beschrieben. Chloritoid tritt also auch in Gesteinen auf, die wesentlich mehr CaO enthalten können als die von HOSCHEK (1967) zusammengestellten Analysen von Chloritoid-führenden Gesteinen zeigen.

Beide hier beschriebenen Chloritoidtypen finden sich nie zusammen in einem Gestein, sondern immer getrennt in verschiedenen Gesteinen, so dass aus dem Auftreten von Chloritoiden mit verschiedenem Chemismus nicht auf die Existenz einer Mischungslücke geschlossen werden kann.

Granat: Sowohl in den pelitischen als auch in den karbonatführenden Metasedimenten sind Granate zu finden. Ihre regionale Verteilung (Fig. 1) zeigt, dass nur in den zentralen Teilen um den Tauernhauptkamm Granate auftreten, während sie am N-Rand des Tauernfensters fehlen – ein Hinweis auf die Zunahme der Temperatur von N vom Salzachtal nach S zum Tauernhauptkamm. Andererseits wird das Auftreten von Granat auch zweifellos durch den Pauschalchemismus kontrolliert. Denn nur Gesteine mit relativ niedrigen Al-Gehalten aber höheren (Fe + Mn)-Gehalten sind granatführend.

Tabelle 5. *Mikrosondenanalysen, Gitterkonstanten und Lichtbrechung von Granat*

	157/70 Mitte		157/70 Rand		163/70 Mitte		163/70 Rand		63/71
SiO_2	37,51		38,13		37,35		37,40		
Al_2O_3	20,65		21,06		20,70		20,96		
FeO*)	23,32		31,58		28,56		31,59		
MgO	0,90		3,15		1,45		2,53		
CaO	5,93		5,96		6,21		5,78		
MnO	12,10		0,83		5,35		1,08		
Total	100,41		100,71		99,62		99,34		
Si	3,02		3,02		3,02		3,01		
Al	1,96		1,96		1,97		1,99		
Fe^{2+}	1,57		2,09		1,93		2,13		
Mg	0,11	3,02	0,37	3,03	0,17	2,99	0,30	3,00	
Ca	0,51		0,51		0,53		0,50		
Mn	0,83		0,06		0,36		0,07		
Almandin	52,1		69,1		64,5		71,0		
Pyrop	3,6		12,3		5,7		10,0		
Grossular	12,0		16,7		17,7		16,7		
Spessartin	27,4		1,8		12,0		2,3		
a_0	11,587±0,001 Å				11,584±0,001 Å				11,636±0,00 Å
n	1,82				1,82				$1{,}79_5$

*) Gesamteisen als FeO

Die chemischen, optischen und röntgenographischen Daten sind in Tab. 5 dargestellt. Quantitative Mikrosondenanalysen liegen nur von Granaten aus pelitischen Gesteinen vor, Analysen von Granaten aus kalksilikatischen Gesteinen fehlen leider noch. Der Vergleich der Gitterkonstanten und der Lichtbrechung von Granaten aus Kalkglimmerschiefern (z. B. 63/71) mit solchen aus Metapeliten (157/70, 163/70) zeigt jedoch, dass bei 63/71 die Gitterkonstante a_0 deutlich höher und die Lichtbrechung niedriger liegt, als die entsprechenden Werte der Proben 157/70 und 163/70 (Tab. 5). Dies deutet darauf hin, dass die Granate in Kalkglimmerschiefern – zumindest randlich – einen wesentlich höheren Anteil an Grossularkomponente aufweisen, als solche in Metapeliten.

Alle analysierten Granate sind zonar gebaut (Tab. 4) und zwar die Granate in Metapeliten in der Weise, dass die Konzentration von Mn deutlich, die von Ca weniger eindeutig gegen den Rand hin abnimmt, während Fe und Mg vom Kern gegen den Rand hin zunimmt (Fig. 3b). In Fig. 4 ist die Position der analysierten Granate aus Metapeliten (Kern und Rand) im Diagramm nach STURT (1962) dargestellt. Der Kern des Granates 157/70 liegt noch in der Biotitzone, der Rand bereits in der Granatzone, in der auch Granat 163/70 mit Kern und Rand zu finden ist. Die Kerne von 157/70 und 163/70 liegen weit auseinander, während die Zusammensetzung der Randzone beider Granate sehr ähnlich ist. Der Unterschied in der (CaO + MnO)-Richtung ist im wesentlichen auf den unterschiedlichen Mn-Gehalt im Kern zurückzuführen, der bei

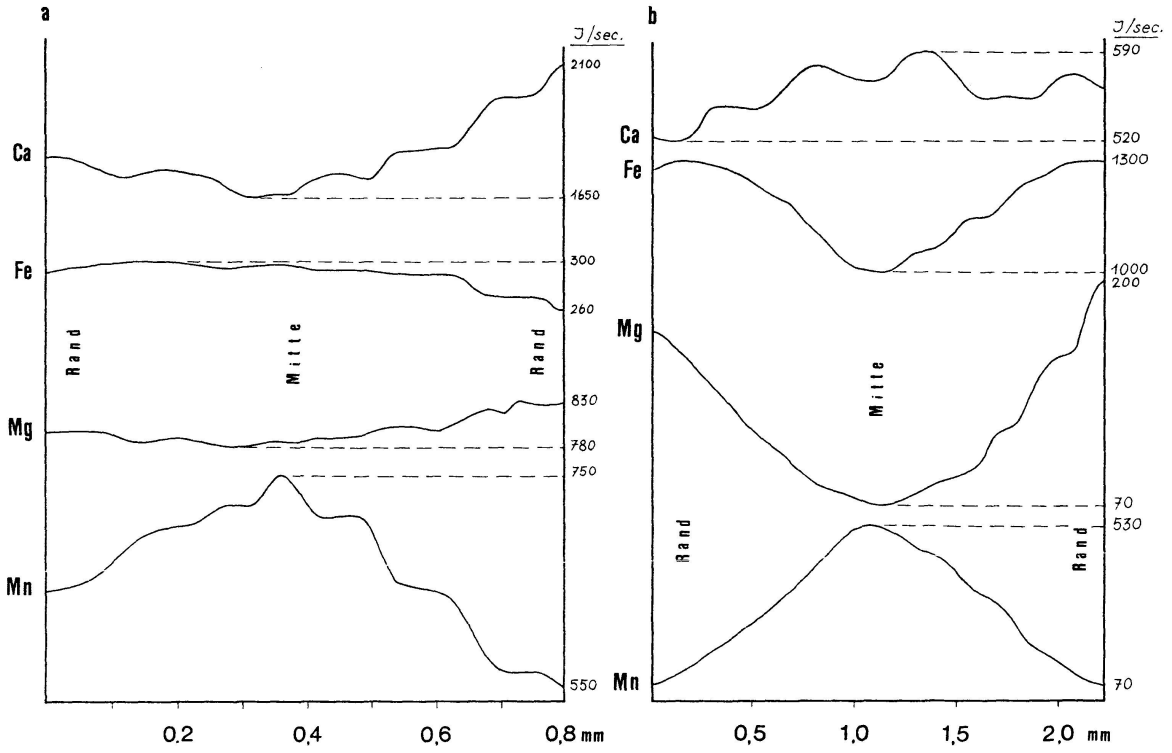

Fig. 3. Profile von Ca, Fe, Mg, Mn durch zwei Granatkristalle. a) Zonarbau in einem Granat im Kalkglimmerschiefer (64/71), b) Zonarbau eines Granaten im kalkfreien Glimmerschiefer (157/70). Weitere Erläuterungen im Text.

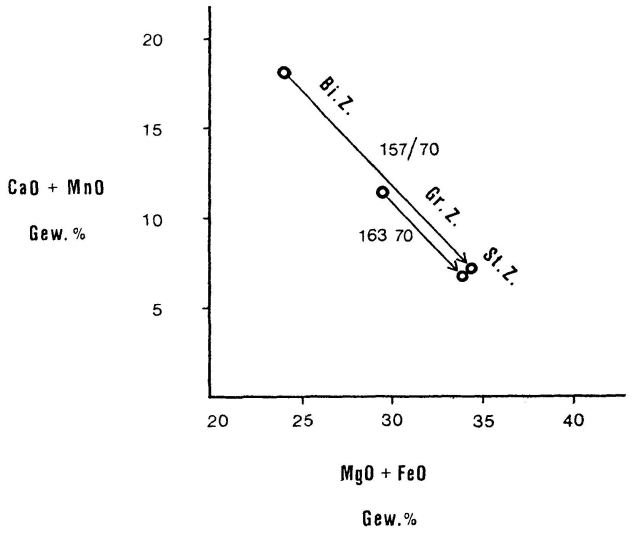

Fig. 4. Darstellung der analysierten Granate in einem (CaO + MnO)- gegen (MgO + FeO)-Diagramm nach STURT (1962). BiZ: Biotitzone, GrZ: Granatzone, StZ: Staurolithzone. Erklärung im Text.

163/70 ca. 5,4 Gew.-%, in 157/70 jedoch 12,1 Gew.-% beträgt, bei annähernd gleichem CaO-Gehalt von 6,2 Gew.-% bzw. 5,9%. Dieser Unterschied spiegelt sich auch im Chemismus der Gesamtgesteine wider. Bei annähernd gleichem CaO-Gehalt ist die MnO-Menge in 157/70 etwa 50% höher als in 163/70 (s. Tab. 1). In ähnlicher Weise spiegelt auch der unterschiedliche (FeO + MgO)-Gehalt der Granate den ihrer Muttergesteine wider. Die (FeO + MgO)-Menge in 163/70

ist deutlich grösser als in 157/70. Diese Parallelität zwischen Pauschchemismus des Gesamtgesteins und dem der Granatkerne legt den Schluss nahe, dass die Zusammensetzung der Granatkerne durch den Chemismus des Gesamtgesteins bedingt ist, was schon von HENLEY (1968) vermutet wurde.

Ob nun die Zonierung (Abnahme von Mn gegen den Rand bei gleichzeitiger Zunahme von Fe und Mg) eine Funktion der Temperatur (MIYASHIRO 1953, STURT 1962) darstellt oder auf Mn-Verarmung des Gesteins zurückgeht (HOLLISTER 1966), ist schwierig zu beantworten. Die Koexistenz von Granat mit Mn-hältigen Phasen wie Chloritoid, Chlorit und auch Karbonaten, lässt – wenngleich auch der Mn-Gehalt dieser Phasen sehr gering ist – die Vermutung zu, dass steigende Temperatur, die den Einbau von Fe und Mg gegenüber Mn begünstigt (MIYASHIRO 1953), doch bei der Bildung der Ränder eine wichtige Rolle spielt.

Die Reaktion, die zur Bildung der eben beschriebenen Granate führt, dürfte ziemlich komplex sein. Als Manganträger für die Bildung des spessartinreichen Kernes dürften neben Chloritoid wohl auch noch Karbonatminerale zu rechnen sein. Neben Quarz sind diese Minerale auch als Einschlüsse in den Granaten zu finden. Als Fe-reiche Phase dürfte auch noch ein Fe-Erz an der Reaktion beteiligt sein, das hier durch ein Sulfid und nicht durch ein Oxid repräsentiert wird.

Daraus lässt sich folgende hypothetische Reaktion ableiten:

$$\text{Dolomit} + \text{Quarz} + \text{Chloritoid} + \text{Pyrrhotin} + H_2O + O_2 \rightarrow \text{Granat} + \text{Calcit} + CO_2 + S_2.$$

Die stöchiometrischen Koeffizienten dieser Reaktion sind stark abhängig von der genauen chemischen Zusammensetzung der einzelnen Phasen. Eine ähnliche Reaktion wurde von JONES (1972) für die Almandin-Granat-Isograde im Rodgers-Pass-Gebiet, B.C. in Canada abgeleitet, allerdings nicht mit Chloritoid, sondern mit Paragonit und Albit als Al-führende Phasen.

Etwas anders als eben beschrieben sind die Granate in den Kalkglimmerschiefern zoniert. Mn und Mg sind in gleicher Weise wie oben verteilt, Ca hingegen nimmt deutlich vom Kern zum Rand hin zu, während die Fe-Konzentration gegen den Rand hin etwas geringer wird (Fig. 3a). Auch hier dürfte eine Verarmung an Mn nicht die Ursache für die Mn-Zonierung darstellen, da der Granat mit Mn-haltigen Karbonaten koexistiert, vielmehr dürfte die Verteilung der einzelnen Elemente im Granat einerseits auf die Temperaturentwicklung, andererseits möglicherweise auch auf Änderungen im X_{CO_2} zurückzuführen sein (Anreicherung an Grossularkomponente!).

Margarit konnte niemals mit diesem Granat zusammen gefunden werden, auch nicht als Einschluss, was darauf zurückzuführen sein könnte, dass beide Minerale in verschiedenen chemischen Pauschalzusammensetzungen vorkom-

men oder durch eine Reaktionsbeziehung verknüpft sind. Eine Reaktion bei der Margarit zugunsten von Granat abgebaut wird, könnte etwa lauten:

$$\text{Quarz} + \text{Margarit} + \text{Pyrrhotin} \pm \text{Dolomit} \pm \text{Calcit} + H_2O + O_2 \rightarrow \text{Granat} + \text{Chlorit} + \text{Zoisit} + CO_2 + S_2.$$

Stilpnomelan: Nur an einigen Stellen in einem relativ Fe-reichen Quarzit konnte Stilpnomelan im Norden der Hohen Tauern nahe dem Salzachtal gefunden werden. Er bildet Büschel von nadeligen Kristallen, die immer goldgelben bis goldbraunen Pleochroismus zeigen. Hellgrüne Stilpnomelane, wie sie von Brown (1971) und Frey et al. (1973) beschrieben wurden, konnten nicht gefunden werden. Das Fehlen grünen Stilpnomelans könnte allerdings auf die relativ starke Verwitterung der Quarzite zurückzuführen sein.

Neben der optischen war die röntgenographische Identifizierung des Stilpnomelans mit Hilfe des Basisreflexes bei 12 Å immer möglich. Die wichtigsten mit Stilpnomelan vergesellschafteten Minerale sind Quarz, Chlorit, Phengit und Calcit. Glaukonit einerseits und auch Biotit andererseits sowie oxidische Erze, die einen Rückschluss auf f_{O_2} zuliessen, fehlen.

Frey et al. (1973) machen in ihrer Zone II die Reaktion:

$$\text{Glaukonit} + \text{Chlorit} + \text{Quarz} \rightarrow \text{Stilpnomelan} + \text{Kalifeldspat} + H_2O + O_2$$

für das Erstauftreten von Stilpnomelan verantwortlich.

Da in den hier beschriebenen Gesteinen Phengit neben Stilpnomelan die kaliumführende Phase darstellt, könnte man diese Reaktion folgendermassen modifizieren:

$$\text{Glaukonit} + \text{Chlorit} + \text{Quarz} \rightarrow \text{Stilpnomelan} + \text{Phengit} + H_2O + O_2.$$

Disthen findet man in einem relativ schmalen Gürtel von pelitischen Gesteinen in der Umrahmung der Triaskarbonatgesteine. Die zahlreichen graphitischen Einschlüsse lassen den Disthen grau bis schwarz erscheinen. Er wird deshalb meist als Varietät «Räthizit» in der Literatur beschrieben (Cornelius und Clar 1939, Frasl 1958, Frasl und Frank 1966). Als Begleitminerale finden sich Quarz, Chloritoid, Phengit, Paragonit ± Chlorit ± Calcit ± Dolomit.

Tremolit: Zusammen mit Dolomit, Calcit, Quarz und seltener Zoisit kommt Tremolit in kieseligen Marmoren, Dolomitbrekzien mit kieseligem Bindemittel und Karbonatquarziten an verschiedenen Stellen am Tauernhauptkamm vor.

Karbonate: Calcit und Dolomit sind in den Kalkglimmerschiefern weit verbreitet, finden sich aber auch in geringen Mengen in den pelitischen Gesteinen. Qualitative Übersichtsmessungen mit der Elektronenmikrosonde zeigten, dass Calcit zusätzlich Mg, Fe und Mn in geringen Mengen, Dolomit, Fe und Mn eingebaut hat.

Als petrologisch wichtige Akzessorien finden sich Rutil, Titanit, Pyrit und Pyrrhotin, sehr selten hingegen Magnetit und Hämatit.

PHASENBEZIEHUNGEN IN DEN METASEDIMENTEN

a) Beziehungen zwischen Mineralphasen in pelitischen und psammitischen Gesteinen

Die interessanteste Paragenese im Nordabschnitt des Gebietes in der Nähe des Salzachtales ist die Mineralassoziation: Quarz + Phengit + Chlorit + Stilpnomelan (Fig. 5). Biotit konnte in keinem Stilpnomelan-führenden Gestein gefunden werden. Die für die Reaktion Stilpnomelan + Phengit → Biotit + Chlorit (NITSCH 1969) nötige Temperatur dürfte also hier noch nicht erreicht

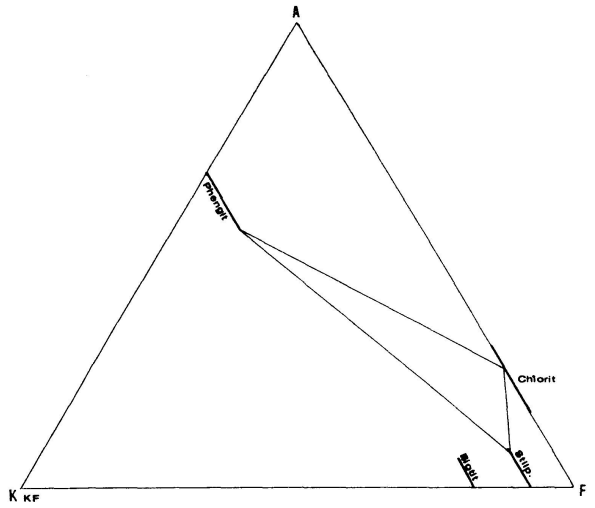

Fig. 5. Phasenbeziehung von Stilpnomelan im AKF-Diagramm.

worden sein. Entsprechend der Abgrenzung der Chloritzone gegenüber der Biotitzone nach BROWN (1971) ist die Paragenese Stilpnomelan + Muskovit (Phengit) auf die Chloritzone und die niedriggradige Biotitzone beschränkt.

Verglichen mit den sehr beschränkten Vorkommen von Stilpnomelan sind Paragenesen mit Chloritoid, die man sowohl nahe dem Salzachtal als auch in den höher temperierten südlich gelegenen Abschnitten des Tauernfensters findet, weit verbreitet.

Die relativ häufige Paragenese Chloritoid + Chlorit + Quarz ist wohl am ehesten auf die von HOSCHEK (1967, 1969) diskutierte Reaktion Chlorit + wasserhaltiges Al-Silikat (Kaolinit, Pyrophyllit) → Chloritoid + Quarz + H_2O zurückzuführen. Aufgrund der extrem niedrigen Reaktionsgeschwindigkeiten ist es bis jetzt nicht gelungen, die Gleichgewichtskurve dieser Reaktion festzulegen (HOSCHEK 1967, 1969). Jedenfalls dürften diese Reaktionen bei niedrigeren Temperaturen ablaufen, als von den Gesteinen im Tauernfenster erreicht wurden. BAUER et al. (1969) beschreiben nämlich aus der nördlich an die Tauernschieferhülle anschliessenden Grauwackenzone, die durch sehr niedrige Temperaturen charakterisiert ist, ebenfalls noch Chloritoide in pelitischen Gesteinen.

Ist beispielsweise Pyrophyllit in sehr Al-reichen Gesteinen als Überschussphase vorhanden, dann wird bei höheren Temperaturen Disthen entstehen nach der Reaktionsgleichung:

$$\text{Pyrophyllit} \rightarrow \text{Disthen} + \text{Quarz} + H_2O.$$

Die Paragenese Disthen + Chloritoid + Quarz, die man im höher temperierten Zentralteil der mittleren Hohen Tauern nicht selten findet, allerdings immer an den sehr Al-reichen Grenzhorizont zwischen Karbonatgesteinen der Trias und den jurassischen Bündnerschiefern gebunden, steht im Einklang mit diesen Reaktionen.

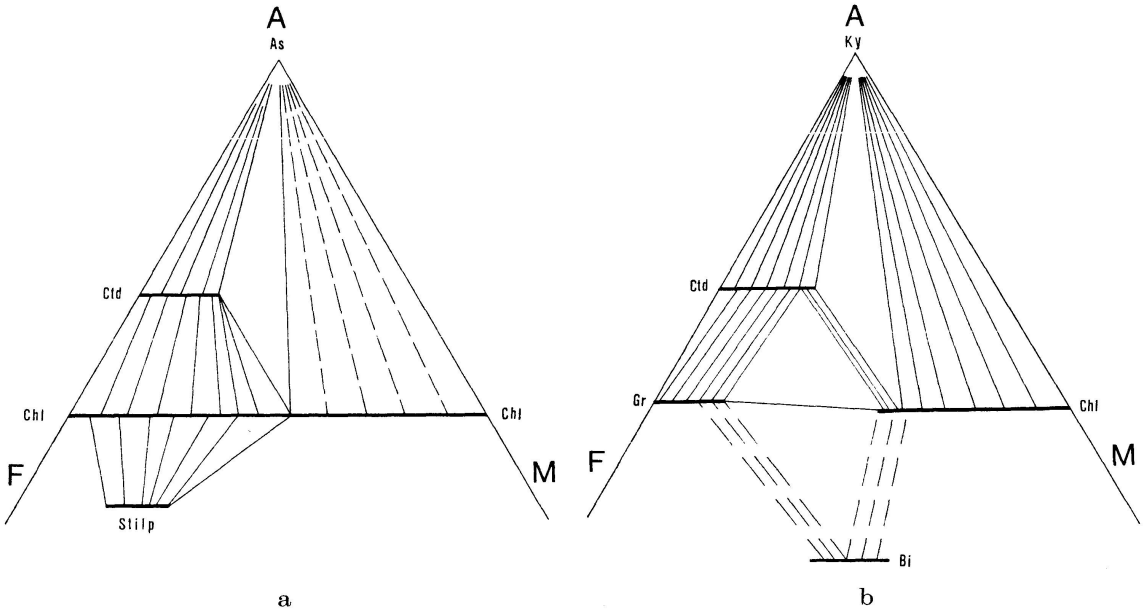

Fig. 6. Phasenbeziehung pelitischer Gesteine in der AFM-Projektion nach THOMPSON. As: Alumosilikat (Pyrophyllit, Disthen), Ky: Disthen, Ctd: Chloritoid, Chl: Chlorit, Gr: Granat. Erklärung im Text.

In Gesteinen, die im südlichen Abschnitt liegen tritt noch Granat hinzu (Fig. 1), möglicherweise entsprechend der oben beschriebenen Reaktion für Granatbildung in Metapeliten. In Fig. 6 sind die aus den beobachteten Paragenesen abgeleiteten Phasenbeziehungen in der AFM-Projektion nach THOMPSON (1957) dargestellt. Die aus 6a ersichtliche Teilparagenese Chlorit-Chloritoid tritt häufiger im N-Teil des Gebietes, aber nur selten im S-Abschnitt, etwa im Bereich um die Edelweissspitze auf (Probe 126/70). In enger räumlicher Nachbarschaft zu diesem eben erwähnten Vorkommen tritt die in 6b dargestellte Paragenese Chloritoid-Chlorit-Granat auf, wobei betont werden muss, dass der Granat einen beträchtlichen Anteil an Spessartin bzw. Grossularkomponente aufweist, der allerdings bei der Darstellung in der AFM-Projektion nicht berücksichtigt wurde. Die Ursache für das Nebeneinanderauftreten von Fe-reichem Chlorit + Fe-reichem Chloritoid einerseits und der Paragenese Chlori-

toid-Chlorit-Granat andererseits, liegt wohl im Pauschchemismus der einzelnen Gesteine begründet. Der Ca- und Mn-Gehalt in Probe 126/70 (Tab. 1) ist sehr niedrig, so dass nur die Bildung praktisch reiner Almandin-Pyrop-Mischkristalle möglich wäre, wofür die Temperatur offensichtlich nicht ausreichte.

b) Beziehungen zwischen Mineralphasen in karbonatischen Paragenesen

Für kieselige Marmore, karbonatführende Quarzite und Dolomitbrekzien mit kieseligem Bindemittel, die sehr arm an Al, Fe und Mn sind, lassen sich die Phasenbeziehungen relativ einfach im Modellsystem CaO-MgO-SiO_2-(H_2O-CO_2) darstellen (Fig. 7).

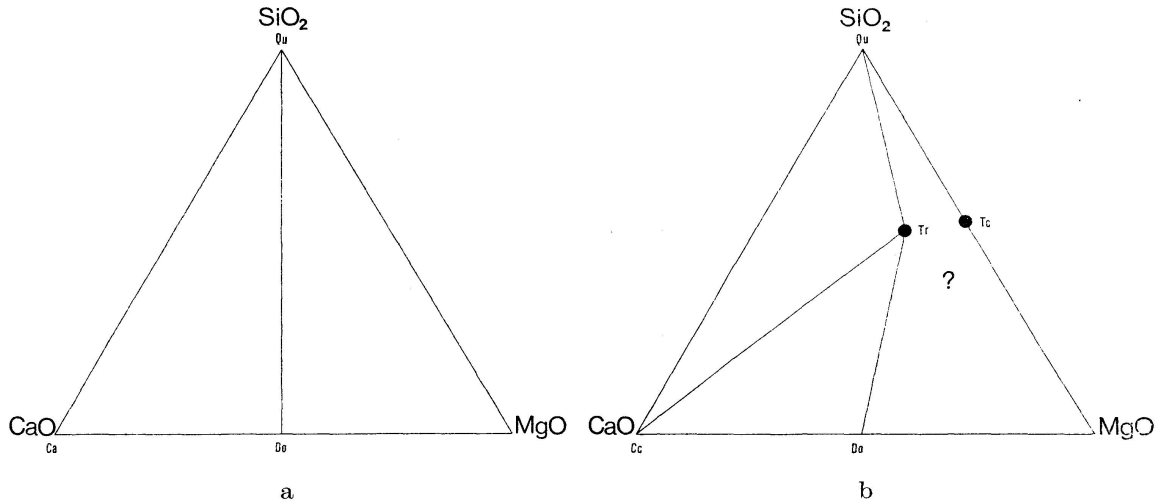

Fig. 7. Phasenbeziehungen in Al-freien kieseligen Karbonatgesteinen im System: SiO_2-CaO-MgO-(H_2O-CO_2). a) Phasenbeziehung im N-Abschnitt, b) Phasenbeziehung im Bereich des Tauernhauptkamms. Qu: Quarz, Cc: Calcit, Do: Dolomit, Tr: Tremolit, Tc: Talk.

Gesteine, in denen zusätzlich zu den Phasen Dolomit, Calcit und Quarz noch Tremolit auftritt, wurden nur in den kieseligen Karbonatgesteinen um den Tauernhauptkamm gefunden. Folgende Paragenesen wurden beobachtet: Die Dreiphasenparagenese Cc + Do + Trem und die Vierphasenparagenese Cc + Do + Qu + Trem. Diesen Paragenesen dürfte die Reaktion

$$5 \text{ Dolomit} + 8 \text{ Quarz} + 1\ H_2O \rightarrow \text{Tremolit} + 3 \text{ Calcit} + 7\ CO_2$$

zugrunde liegen. Diese Vierphasenparagenese mit einer H_2O-CO_2-Gasphase stellt nicht notwendigerweise ein Ungleichgewicht in einem divarianten Feld dar. Bereits GREENWOOD (1967, p. 563/64) zeigte für den Fall, dass in einem TX-Schnitt alle auf einer isobar univarianten Linie liegenden Phasen miteinander koexistieren, diese Paragenese als Puffer gegenüber der H_2O-CO_2-Gasphase wirkt. Die Zusammensetzung des Gasphase bleibt in diesem Fall bei steigender Temperatur nicht konstant, sondern verändert sich bei der progressiven Metamorphose entsprechend der zugehörigen isobar univarianten

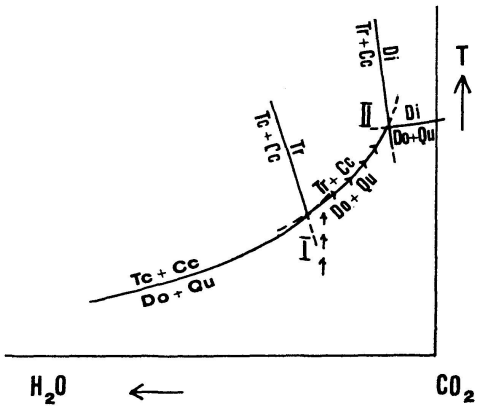

Fig. 8. Schematischer isobarer T-X_{CO_2}-Schnitt für einen Teil des Systems: CaO-MgO-SiO_2-H_2O. Invariante Punkte I und II nach METZ und TROMMSDORFF (1968). Do: Dolomit, Qu: Quarz, Tc: Talk, Cc: Calcit, Tr: Tremolit, Di: Diopsid. Weitere Erklärungen im Text.

Kurve, so dass alle an der Reaktion beteiligten festen Phasen miteinander stabil koexistieren können (Fig. 8). Erst in letzter Zeit wurde die oben beschriebene Vierphasenparagenese, die sich auch häufig in kieseligen Karbonatgesteinen der Schweizer Alpen findet, von TROMMSDORFF (1972) in gleicher Weise gedeutet.

In den Bündnerschiefern, die gegenüber den oben beschriebenen kieseligen Marmoren noch reichlich Al_2O_3 und FeO bzw. F_2O_3 enthalten, treten noch weitere wichtige Phasen auf: Phengit, Paragonit, Margarit, Chlorit, Chloritoid, Zoisit, Granat. Petrologisch wichtig ist das Faktum, dass häufig, besonders im Tauernhauptkamm, Margarit und Zoisit zusammen mit Quarz und Dolomit vorkommen. Wie das verschiedentliche Auftreten von Tremolit und Calcit zeigt, hat die Temperatur in diesem Bereich die des invarianten Punktes I (Fig. 8) bereits überschritten und bei solchen Temperaturen ist die Paragenese Dolomit + Quarz im TX-Schnitt nur rechts des invarianten Punktes I stabil, also bei höherem X_{CO_2}. Bei 1 kb sollte dieser invariante Punkt bei $X_{CO_2} \sim 0{,}98$ liegen (METZ und TROMMSDORFF, 1968, p. 307) bei 2 kb immer noch bei $X_{CO_2} \sim 0{,}75$ (TROMMSDORFF, 1972). Bei derartig hohem X_{CO_2} sollten entsprechend den experimentellen Ergebnissen weder Zoisit noch Margarit stabil sein. Nach den Ergebnissen von STORRE und NITSCH (1972) bzw. NITSCH und STORRE (1972) sind die Stabilitätsfelder beider Minerale im TX-Diagramm auf die wasserreiche Seite beschränkt. Auch steigender Druck dürfte die Stabilitätsfelder beider Minerale nur sehr geringfügig in Richtung auf CO_2 hin erhöhen. Damit aber Zoisit bzw. Margarit mit Dolomit und Quarz stabil koexistieren können, müssen sich die Stabilitätsfelder von Zoisit bzw. Margarit einerseits und das Stabilitätsfeld von Dolomit + Quarz überlappen. Diese Überlappung dürfte durch Verschiebung des invarianten Punktes I zu sehr niedrigem X_{CO_2} bei Druckerhöhung zustande kommen, so dass die Gleichgewichtskurve Dolomit + Quarz → Tremolit + Calcit noch innerhalb des Stabilitätsfeldes von Zoisit bzw. Margarit liegt. Besonders deutlich kommt dies zum Ausdruck bei der Probe 19/71, einem karbonatführenden Quarzit, bei dem Dolomit + Calcit + Quarz + Tremolit noch mit Zoisit koexistieren,

also die Gleichgewichtskurve im Stabilitätsfeld von Zoisit verlaufen muss. Schematisch wurde der Verlauf dieser Gleichgewichtskurve im Zoisitfeld bereits von CHATTERJEE (1971) dargestellt.

Auf die petrologische Bedeutung der auch im Arbeitsgebiet häufig beobachteten Teilparagenesen Paragonit + Calcit, Chloritoid + Calcit und Phengit + .Dolomit wurde von CHATTERJEE (1971) hingewiesen. Da aber alle diese Paragenesen auch mit Zoisit und/oder Margarit (siehe Zusammenstellung der Paragenesen) zusammen vorkommen, müssen sich auch die Stabilitätsfelder dieser Paragenesen mit jenen von Zoisit bzw. Margarit überschneiden.

FRAGE NACH DEM GLEICHGEWICHT BEI DER METAMORPHOSE

Eine wichtige, aber allein nicht hinreichende Voraussetzung für die Erreichung des chemischen Gleichgewichtes einer Paragenese bei der Metamorphose ist die Erfüllung der Gibbsschen Phasenregel. Wenn man von den Komponenten der Gasphase absieht, sind im allgemeinen 9 Komponenten am Aufbau der untersuchten Mineralparagenesen beteiligt, nämlich SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O und K_2O. Entsprechend der Phasenregel dürften also nicht mehr als maximal neun feste Phasen in einem divarianten Feld koexistieren. Die Übersicht über die vorkommenden Paragenesen zeigt auch, dass tatsächlich nie mehr als 9 Phasen miteinander koexistieren, in den meisten Fällen nur sieben oder acht. Die Phasenregel wird also nicht verletzt.

Eine weitere Methode, die Erreichung chemischen Gleichgewichtes zu überprüfen, besteht in der Untersuchung der Elementverteilung in koexistierenden Phasen. Diese Methode geht im wesentlichen zurück auf die Arbeiten von KRETZ (1959, 1960, 1963) und ALBEE (1965). Der Verteilungskoeffizient K_D ist folgendermassen definiert:

$$K_D = \frac{X^A}{1-X^A} \frac{1-X^B}{X^B}.$$

Dabei bedeutet X den Molenbruch zweier Elemente und A bzw. B die untersuchten Mineralphasen. Konstante K_D-Werte werden in einem Diagramm, in dem die Elementverhältnisse der einzelnen Minerale als Koordinaten dienen, als Gerade, die durch den Ursprung geht, dargestellt. In einem Gebiet, in dem die Mineralien einer Paragenese unter gleichen Bedingungen der Metamorphose entstanden sind, sollten auch die entsprechenden K_D-Werte bei Einstellung des Gleichgewichtes gleich sein. Der Verteilungskoeffizient hängt neben den physikalischen Bedingungen aber auch von den Mineralphasen, die an der Paragenese beteiligt sind, ab. Fig. 9, in der die Mg/Fe-Verteilung zwischen Phengit und Chlorit, Phengit und Chloritoid und schliesslich Phengit und

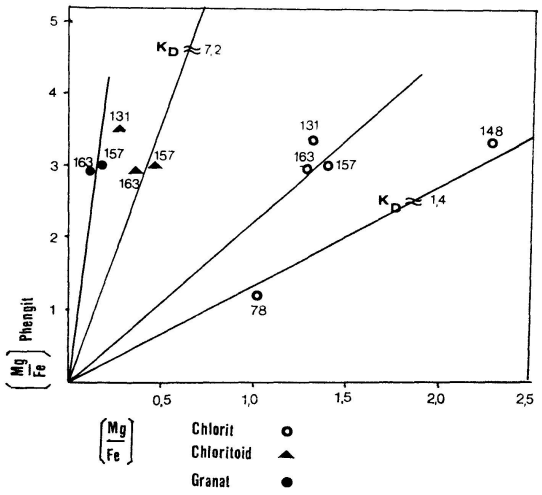

Fig. 9. Mg/Fe-Verteilung zwischen koexistierendem Phengit, Chlorit, Chloritoid und Granat in verschiedenen Gesteinen. Erläuterungen im Text.

Granat dargestellt ist, zeigt deutlich die Änderung des K_D-Wertes in Abhängigkeit von der Gesamtparagenese. Temperatur und Gesamtdruck dürften für alle Proben etwa gleich gewesen sein. Die Proben 163/70 und 157/70, die annähernd gleiche Verteilungskoeffizienten besitzen, haben den gleichen Mineralbestand an Fe-Mg-Silikaten: Phengit-Chlorit-Chloritoid-Granat. Ebenso zeigen 78/70 und 148/70 gleiche Paragenesen: Phengit-Chlorit-Calcit-Dolomit. Die letzten beiden Minerale enthalten auch immer noch Fe neben Mg und müssen deshalb auch berücksichtigt werden. Demgegenüber zeigt Probe 131/70 mit der Paragenese Phengit-Chlorit-Chloritoid-Calcit-Dolomit einen anderen Verteilungskoeffizienten zwischen Phengit und Chlorit bzw. Phengit und Chloritoid.

Insgesamt kann festgestellt werden, dass die vorhandenen Daten zwar nicht ausreichen, die Erreichung des chemischen Gleichgewichtes sicherzustellen, dass aber andererseits keine Hinweise dagegen sprechen.

DIE PHYSIKALISCHEN BEDINGUNGEN BEI DER METAMORPHOSE

In den pelitischen Gesteinen an der Scheitelstrecke der Grossglockner Hochalpenstrasse findet man einige Paragenesen, die man zur Abschätzung von Druck und Temperatur benützen kann. Eine davon ist die Assoziation von Disthen + Quarz, die wahrscheinlich aus dem Zerfall von Pyrophyllit bei der aufsteigenden Metamorphose entstanden ist. Entsprechend den experimentellen Ergebnissen von KERRICK (1968) über die obere Stabilitätsgrenze des Pyrophyllits würde die Paragenese Disthen + Quarz eine Mindesttemperatur von $\sim$475° benötigen. Legt man jedoch die Untersuchungen von ALTHAUS (1969) zugrunde, müssten für die Disthen-Quarz-Paragenese mindestens 510°C erreicht worden sein (Fig. 10).

Um die Temperatur nach oben hin einzugrenzen bietet die Paragenese

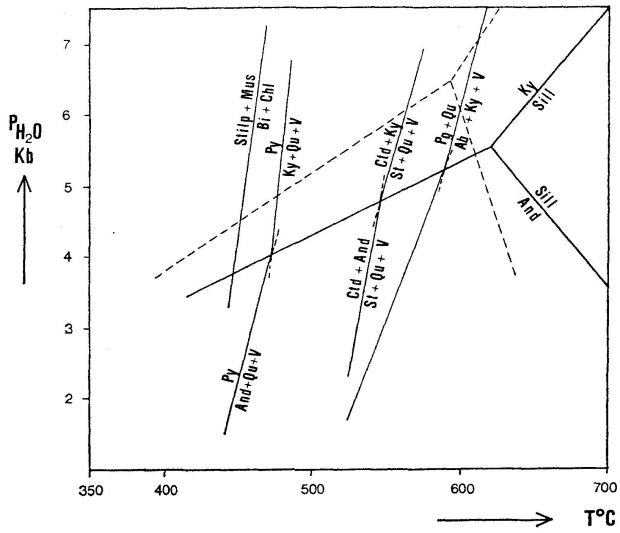

Fig. 10. PT-Diagramm für pelitische Gesteine in den mittleren Hohen Tauern. Ausgezogene Phasengrenzen der Al_2SiO_5-Modifikationen nach RICHARDSON et al. (1968), gestrichelte Phasengrenzen nach ALTHAUS (1969).

Chloritoid + Disthen Anhaltspunkte. Der Abbau dieser Paragenese zu Staurolith + Quarz + H_2O wurde von HOSCHEK (1967) und RICHARDSON (1968) untersucht. HOSCHEK konnte die Reaktion bei 4 kb und 545° ± 20° reversibel nachweisen. Allerdings kann diese experimentell gewonnene Gleichgewichtskurve auf die Chloritoid-Disthen-Paragenese in den mittleren Hohen Tauern schon deshalb nicht ohne weiteres übertragen werden, da HOSCHEK als Ausgangsmaterial für seine Experimente einen natürlichen Chloritoid von einem $\frac{Mg}{Mg+Fe}$-Verhältnis von 0,16 benützte, in den beschriebenen natürlichen Gesteinen dieses Verhältnis aber bis zu 0,30 reicht. Der erhöhte Mg-Gehalt dürfte die Paragenese Chloritoid + Disthen doch zu etwas höheren Temperaturen hin stabilisieren.

Nach HSU (1968) liegt die untere Stabilitätsgrenze von reinem Almandin je nach f_{O_2} ziemlich druckunabhängig zwischen 540° und 600°. Das Auftreten von Granaten mit sehr Almandin-reichem Rand deutet darauf hin, dass die Temperatur beim Höhepunkt der Metamorphose diesen Werten schon ziemlich nahe gekommen ist.

Einen weiteren Anhaltspunkt für die Temperatur liefert die Paragenese Tremolit + Calcit in kalksilikatischen Gesteinen. Der invariante Punkt I (Fig. 8), bei dem Tremolit + Calcit das erste Mal zusammen auftreten können, liegt nach METZ und TROMMSDORFF (1968) für 1 kb Gesamtgasdruck bei etwa 480° C. Einen ersten Anhaltspunkt, bei welchen Temperaturen Tremolit + Calcit unter höherem Druck auftreten könnten, liefern die Untersuchungen von METZ und PUHAN (1970 und 1971) über die Gleichgewichtsdaten der Reaktion Dolomit + Quarz + $H_2O \rightarrow$ Talk + Calcit + CO_2, da diese Reaktion ebenfalls vom invarianten Punkt I ausgeht (Fig. 8). Die Gleichgewichtskurve dieser Reaktion läuft nach den korrigierten Ergebnissen von METZ und PUHAN (1971) bei 5 kb und X_{CO_2} von 0,2 durch ~520° C, bei X_{CO_2} von 0,5 durch

$\sim$560° C und bei X_{CO_2} von 0,7 durch $\sim$580° C. Da sich aber, wie weiter oben gezeigt wurde, der invariante Punkt I bei steigendem Druck stark zur wasserreichen Seite verschieben dürfte, könnte man das erste Auftreten von Tremolit + Calcit auch bei höheren Drucken (5 kb) schon bei Temperaturen nur wenig über 500° C erwarten.

Im nördlichen Abschnitt in der Nähe des Salzachtales steht nur die Paragenese Stilpnomelan + Muskovit (Phengit) zur Temperaturabschätzung zur Verfügung. Experimentelle Daten dazu liegen von NITSCH (1969) vor. Die Gleichgewichtskurve der Reaktion läuft nach seinen Ergebnissen bei 4 kb durch 450° $\pm$ 20° und bei 7 kb durch 470° $\pm$ 20°. Der Verlauf dieser Reaktion dürfte aber noch ganz entscheidend von f_{O_2} und vom Mg/Fe-Verhältnis der beteiligten Reaktionspartner abhängen, so dass man auch diese Ergebnisse nur mit grösster Vorsicht auf natürliche Paragenesen übertragen kann.

Der in fast allen Gesteinen vorhandene reichliche Gehalt an kohliger Substanz, die allerdings nie sicher als kristalliner Graphit nachgewiesen werden konnte, bedingt, dass auch in pelitischen Gesteinen neben H_2O noch weitere wesentliche Komponenten, nämlich CO_2, CO und CH_4 die Gasphase zusammensetzten. Dies bedeutet, das $P_{H_2O} > P_{tot}$ ist, womit sich die Gleichgewichtskurven der oben diskutierten Reaktionen, die für $P_{H_2O} = P_{tot}$ Gültigkeit besitzen, von Fall zu Fall zu tieferen Temperaturen verschieben werden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass im N des Untersuchungsgebietes die Temperatur wohl noch deutlich unter 500° C lag, während sie im Tauernhauptkamm 500° C mindestens erreicht, wahrscheinlich sogar überschritten hat. Der Druck bei der Metamorphose ist charakterisiert durch das Auftreten von Disthen, der über den ganzen Bereich des Tauernfensters weit verbreitet ist. Legt man der Druckabschätzung die von RICHARDSON et al. (1969) bestimmte Phasengrenze zwischen Andalusit und Disthen zugrunde, benötigt man einen Minimaldruck von 4–4,5 kb, nimmt man hingegen die Reaktionskurve von ALTHAUS (1969) als Massstab, muss der Druck zwischen 5 und 6 kb gelegen haben (Fig. 10). Die gesamte Gesteinsüberlagerung des zentralen Teiles des Tauernfensters während der Metamorphose – sie setzt sich aus den höheren penninischen Decken und der gesamten ostalpinen Einheit zusammen – betrug etwa 12–14 km, was einem Druck von etwa 4–5 kb entspricht, ein Wert, der recht gut dem erstgenannten entspricht. Um die 5–6 kb zu erreichen, die sich aus der Paragenese nach ALTHAUS ergeben, wäre noch etwa ein tektonischer Überdruck von 1–1,5 kb nötig.

Diese Arbeit wurde am Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität Bochum während eines zweijährigen Stipendienaufenthaltes, der in dankenswerter Weise von der Alexander-v.-Humboldt-Stiftung finanziert wurde, ausgeführt. Herrn Prof. Dr. W. SCHREYER danke ich herzlich für die freundliche Aufnahme an seinem Institut, die Einführung in die Methoden der Petrologie, zahlreiche interessante Diskussionen und nicht zuletzt für die kritischen Anmerkungen zum Manuskript. Mein besonderer Dank gebührt

Herrn Dr. K. ABRAHAM, der mich in die Methoden der Mikrosondenanalyse einführte, und darüberhinaus auch einige Mineralanalysen mit der Mikrosonde ausführte. Die Grossglockner-Hochalpenstrasse AG ermöglichte mir die mautfreie Benützung der Grossglockner-Strasse für die Geländearbeiten, wofür ich dieser Institution bestens danke. Ebenso möchte ich hier allen Freunden und Kollegen, die die Arbeit durch zahlreiche Diskussionen förderten, meinen Dank abstatten. Neben Herrn Prof. Dr. W. SCHREYER haben noch Prof. Dr. N. D. CHATTERJEE und Dr. M. FREY in dankenswerter Weise das Manuskript kritisch durchgesehen.

LITERATURVERZEICHNIS

ACKERMAND, D., KARL, F., RAASE, P. (1972): Granate mit Zusammensetzungen zwischen Almandin und Grossular aus den westlichen Hohen Tauern, Österreich. Contr. Mineral. and Petrol. *37*, 29–38.

ALBEE, A. L. (1965): Phase Equilibria in Three Assemblages of Kyanite-Zone Pelitic Schists, Lincoln Mountain Quadrangle, Central Vermont. J. Petrol. *6*, 246–301.

ALTHAUS, E. (1969): Das System Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. I–III. N. Jb. Mineral. Abh. *111*, 74–161.

ANGEL, F. und WEBER, A. (1971): Vom Sismondin und seinen Muttergesteinen aus dem obersten Melnikar, Hochalm-Ankogelgruppe (Kärnten). Der Karinthin F. *64*, 208–219.

BAUER, F. K., LOACKER, H. und MOSTLER, H. (1969): Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. Veröffentl. Univ. Innsbruck *13*, Alpenkundliche Studien IV. 30 S.

BEARTH, P. (1963): Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *43*/1, 269–286.

BRAUMÜLLER, E. (1939): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. Mitt. Geol. Ges. Wien *30*, 37–150.

BROWN, E. H. (1971): Phase Relations of Biotite and Stilpnomelane in the Greenschist Facies. Contr. Mineral. and Petrol. *31*, 275–299.

BURNHAM, C. W. (1962): Lattice constant refinement. Carn. Inst. Washington Yearbook *61*, 132–135.

CHATTERJEE, N. D. (1966): On the Widespread Occurrence of Oxidized Chlorites in the Pennine Zone of the Western Alps. Contr. Mineral. and Petrol. *12*, 325–339.

— (1971): Phase Equilibria in the Alpine Metamorphic Rocks of the Environs of the Dora-Maira-Massif, Western Italian Alps, Part I. N. Jb. Mineral. Abh. *114*, 181–210.

CLARKE, F. W. (1924): The data of geochemistry. U.S. Geol. Survey Bull. *770*, 841 S.

CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXBURGH, E. R. and WRIGHT, R. C. (1971): Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. Jahrb. Geol. B.A., *114*, 121–272.

CORNELIUS, H. P. und CLAR, E. (1939): Geologie des Grossglocknergebietes (I. Teil). Abh. Zweiganst. Wien d. Rstf. Bdforsch. (GBA), *25*, 1–305.

FOSTER, M. D. (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, *414-A*, 33 S.

FRANK, W. (1969): Neue Forschungen im Umkreis der Glocknergruppe. Wiss. Alpenvereinshefte *21*, 95–108.

FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. Jb. GBA *101*, 323–472.

Frasl, G. und Frank, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau. Der Aufschluss, Sh. *15*, 30–58.

Frey, M., Hunziker, J. C., Roggwiller, P., Schindler, C. (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. Contr. Mineral. and Petrol. *39*, 185–218.

Greenwood, J. H. (1967): Mineral Equilibria in the System MgO-SiO_2-H_2O-CO_2 in: Abelson, P. H. (ed): Researches in Geochemistry 542–567, J. Wiley & Sons, N.Y.

Halferdahl, L. B. (1961): Chloritoid: Its Composition, X-ray and Optical Properties, Stability and Occurrence. J. Petrol. *2*, 49–135.

Harker, A. (1932): Metamorphism. 362 S, London: Methuen.

Henley, K. J. (1968): The Sulitjelma Metamorphic Complex. Unpublished Ph.D. thesis Univ. London.

Hey, M. H. (1954): A new review of the chlorites. Mineral. Mag. *30*, 277–292.

Höck, V. (1974): Coexisting Phengite, Paragonite and Margarite in Metasediments of the Mittlere Hohe Tauern (Austria). Contr. Mineral. and Petrol. *43*, 261–273.

Holdaway, M. J. (1972): Thermal Stability of Al-Fe Epidote as a Function of f_{O_2} and Fe Content. Contr. Mineral. and Petrol. *37*, 307–340.

Hollister, L. S. (1966): Garnet zoning – an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. Science, *154*, 1647–1651.

Hoschek, G. (1967): Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. Contr. Mineral. and Petrol. *14*, 123–162.

— (1969): The Stability of Staurolite and Chloritoid and their Significance in Metamorphism of Pelitic Rocks. Contr. Mineral. and Petrol. *22*, 208–232.

Hottinger, A. (1935): Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharngruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. Ecl. geol. Helvet. *28*, 250–368.

Hsu, L. C. (1968): Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. J. Petrol. *9*, 40–83.

Jones, J. W. (1972): An Almandine Garnet Isograde in the Rogers Pass Area, British Columbia: The Nature of the Reaction and an Estimation of the Physical Conditions during its Formation. Contr. Mineral. and Petrol. *37*, 291–306.

Kennedy, W. O. (1949): Zones of progressive regional metamorphism in the Moine schists of the Western Highlands of Scotland. Geol. Mag. *86*, 43–56.

Kerrick, D. M. (1968): Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 Kilobars and 3.9 Kilobars water pressure. Am. J. Sci., *266*, 204–214.

Kretz, R. (1959): Chemical study of Garnet, Biotite and Hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. J. Geol. *67*, 371–402.

— (1960): The distribution of certain elements among coexisting calcic pyroxenes, calcic amphiboles and biotites in scarns. Geochim. Cosmochim. Acta *20*, 161–191.

— (1963): Distribution of Magnesium and Iron between Orthopyroxene and Calcic Pyroxene in natural Mineral Assemblages. J. Geol. *71*, 773–785.

Lindner, B. und Rudert, V. (1969): Eine verbesserte Methode zur Bestimmung des gebundenen Wassers in Gesteinen, Mineralen und anderen Festkörpern. Z. anal. Chemie *248*, 21–24.

Metz, P., Puhan, D. (1970): Experimentelle Untersuchung der Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten I. Die Gleichgewichtsdaten der Reaktion 3 Dolomit + 4 Quarz + 1 H_2O $\rightleftarrows$ 1 Talk + 3 Calcit + 3 CO_2 für die Gesamtdrucke von 1000, 3000 und 5000 Bar. Contr. Mineral. and Petrol. *26*, 302–314.

— (1971): Korrektur zur Arbeit «Experimentelle Untersuchung der Metamorphose von

kieselig dolomitischen Sedimenten I. Die Gleichgewichtsdaten der Reaktion 3 Dolomit + 4 Quarz + 1 $H_2O \rightleftarrows$ 1 Talk + Calcit + 3 CO_2 für die Gesamtgasdrucke von 1000, 3000 und 5000 Bar.» Contr. Mineral. and Petrol. *31*, 169–170.

Metz, P. and Trommsdorff, V. (1968): On Phase Equilibria in Metamorphosed Siliceous Dolomites. Contr. Mineral. and Petrol. *18*, 305–309.

Miyashiro, A. (1953): Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. Geochim. et. Cosmochim. Acta *4*, 179–208.

Morteani, G. (1971): Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stilluptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). Verh. Geol. B.A., *1971*, 287–314.

Niggli, E. und Niggli, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkaliamphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). Ecl. Geol. Helv. *58*, 335–368.

Nitsch, K. H. (1969): Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. Referat zum Vortrag 47. Jahrestagung der DMG.

Nitsch, K. H. und Storre, B. (1972): Zur Stabilität von Margarit in H_2O-CO_2-Gasgemischen. Fortschr. Mineral. *50*, Bh. 1, 71–73.

Raase, P. (1972): Petrographie und Geologie des oberen Zillergrundes und Sondergrundes (Zillertaler Alpen, Österreich). Diss., Chr.-Albrechts-Univ. Kiel, 164 p., 1972.

Raase, P., Karl, F. und Morteani, G. (1971): Zur Kennzeichnung der alpidischen Metamorphose in den westlichen Hohen Tauern. Fortschr. Mineral. *49*, Bh. 1, 70–71.

Raith, M. (1971): Seriengliederung und Metamorphose im östlichen Zillertaler Hauptkamm (Tirol, Österreich). Verh. G. B. A., *1971*/H 1, 163–207.

Richardson, S. W. (1968): Staurolite Stability in a part of the System Fe-Al-Si-O-H. J. Petr. *9*, 467–488.

Richardson, S. W., Gilbert, M. C. and Bell, P. M. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria – the aluminium silicate triple point. Am. J. Sci. *267*, 259–272.

Scarfe, C. M. and Wyllie, P. J. (1967): Serpentine dehydration curves and their bearing on serpentine deformation in orogenesis. Nature *215*, 945–946.

Storre, B., Nitsch, K.-H. (1972): Die Reaktion 2 Zoisit + 1 $CO_2 \rightleftarrows$ 3 Anorthit + 1 Calcit + 1 H_2O. Contr. Mineral. and Petrol. *35*, 1–10.

Sturt, B. A. (1962): The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. J. Petrol. *3*, 181–191.

Sweatman, T. R. and Long, J. V. P. (1969): Quantitative Electron-probe Microanalysis of Rock-forming Minerals. J. Petrol., *10*/2, 332–379.

Thompson, J. B. (1957): The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schist. Am. Miner. *42*, 842–858.

Tröger, W. E. (Ed) (1971): Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 Bestimmungstabellen. 188 S., Stuttgart, Schweizerbart, 1971.

Trommsdorff, V. (1972): Change in T-X during Metamorphism of Siliceous Dolomitic rocks of the Central Alps. SMPM *52*, 567–571.

Manuskript eingegangen am 12. November 1973.