

## Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel)

Von ALI ZAYDAN & HEINZ G. SCHARBERT\*)

Mit 19 Abbildungen und 11 Tabellen

*Niederösterreich  
Waldviertel  
Moldanubikum  
Metamorphose  
Petrologie  
Geochemie*

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 37, 38, 54, 55

### Inhalt

Zusammenfassung, Summary .....	182
1. Einleitung .....	182
2. Geologischer Bau des Untersuchungsgebietes .....	182
3. Die Paragneise .....	183
3.1. Drosendorfer Einheit (Bunte Serie) .....	183
3.1.1. Granat-Biotit-Plagioklasgneise .....	183
3.1.2. Granat-Biotit-Sillimanit-Alkalifeldspat-Gneise .....	184
3.2. Ostrong-Einheit (Monotone Serie) .....	185
3.3. Chemismus der ferromagnesischen Mineralphasen .....	187
3.3.1. Drosendorfer Einheit .....	187
3.3.1.1. Granat-Biotit-Plagioklas-Gneise .....	187
3.3.1.2. Granat-Biotit-Sillimanit-Alkalifeldspat-Gneise .....	187
3.3.2. Ostrong-Einheit .....	187
4. Die Marmore und Kalksilikatfelse .....	187
4.1. Die Marmore .....	187
4.2. Die Kalksilikatfelse .....	189
5. Die Amphibolite .....	190
5.1. Drosendorfer Einheit .....	190
5.2. Ostrong-Einheit .....	190
5.3. Gföhler Einheit (?) .....	190
5.4. Chemismus und chemische Klassifikation der Amphibolite .....	191
5.5. Mineralchemismus der Amphibolite .....	192
5.5.1. Amphibole .....	192
5.5.2. Klinopyroxene .....	192
5.5.3. Granate .....	193
6. Die Metamorphoseentwicklung im südwestlichen Waldviertel .....	193
6.1. Die Paragneise .....	193
6.1.1. Die Paragenesen .....	193
6.1.2. P/T-Bedingungen für die Sillimanit-Alkalifeldspat-Zone .....	194
6.1.2.1. Granat-Plagioklas-Paare .....	194
6.1.2.2. Granat-Biotit-Paare .....	194
6.1.2.3. Anatexis .....	194
6.1.3. P/T-Bedingungen für die Cordierit-Alkalifeldspat-Zone .....	195
6.2. Die Kalksilikatfelse .....	195
6.3. Die Amphibolite .....	196
7. Schlußfolgerungen .....	197
8. Ausblick .....	197
Dank .....	198
Literatur .....	198

\*) Anschrift der Verfasser: ALI ZAYDAN, Univ.-Prof. Dr. HEINZ G. SCHARBERT, Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring, A-1010 Wien.

## Zusammenfassung

Im südwestlichen Waldviertel wurden Gesteine der Moldanubischen metamorphen Serien (Drosendorfer Einheit, Ostrong-Einheit und mutmaßlich Gföhler Einheit) untersucht. Letztere repräsentiert sich durch Amphibolite, die das unmittelbar Liegende des Granulites von Pöchlarn-Wieselburg bilden.

Die pelitisch-psammitischen Gneise der Drosendorfer Einheit (Bunte Serie) sind durch zwei Typen gekennzeichnet: 1. Granat-Biotit-Plagioklas-Quarzgneise und 2. Granat-Biotit-Sillimanit-Alkalifeldspat-Quarz-Plagioklasgneise. Jene der Monotonen Serie sind Cordieritgneise. Cordierit fehlt den Gesteinen der Bunten Serie, Granat jenen der Monotonen. In letzterer ist Muskovit vorhanden. Eine Sillimanit-Alkalifeldspat-Zone und eine Cordierit-Alkalifeldspat-Zone sind synonym mit der Bunten, bzw. der Monotonen Serie. Amphibolite, aus Ozeanbodenbasalten, sind besonders in der Bunten Serie in breiter Folge entwickelt. Die zwischen Marmoren und Paragneisen eingeschalteten Kalksilikatfelse mit Granat, Diopsid und Wollastonit werden als regionalmetamorph aus mergeligem Ausgangsmaterial gedeutet.

Der Metamorphosegrad ist jener der Amphibolitfazies. Unterschiede in den P/T-Bedingungen zwischen Bunter und Monotoner Serie bestehen jedoch: erstere wurde unter Bedingungen von rund 670°C/5 kb geprägt, letztere bei 630°C/3 kb. Die Bunte Serie zeigt außerdem Anzeichen von Anatexis. Die Metamorphose ist älter als der kaledonische Deckenbau, der die beobachtbare Inverslagerung (Bunte Serie als Hangendes der Monotonen Serie) hervorrief. Leichte retrograde Überprägungen werden mit variszischen Störungen in Zusammenhang gebracht, können aber auch jünger sein.

## Summary

Rocks of Moldanubian series in the southwestern Waldviertel (Drosendorf-unit, Ostrong-unit and presumably Gföhler-unit) have been investigated. The Gföhler-unit is represented by a strip of amphibolites underlying the granulite complex of Pöchlarn-Wieselburg.

The pelitic-psammitic gneisses of the variegated series (Drosendorf-unit) are characterized by a twofold assemblage: 1. garnet-biotite-plagioclase-quartz and 2. garnet-biotite-sillimanite-potash feldspar-quartz-plagioclase, those of the monotonous series (Ostrong-unit) by cordierite gneisses (cord-bio-sill-k-feldspar-quartz-plag). There is no cordierite in the variegated series, whereas there is no garnet in the monotonous series. Muskovite is present in the latter. A sillimanite-potash feldspar zone and a cordierite-potash feldspar zone is synonymous with the variegated and monotonous series, respectively. Amphibolite, having originated from ocean floor basalts are intensively developed in the Drosendorf-unit. Between marbles and sedimentary gneisses a series of calc-silicates recrystallized from original marls under regional metamorphic conditions identical to those which brought forth the metamorphic grade of the mentioned area.

The rocks of all the series considered in this article have been recrystallized under conditions of the amphibolite facies. Difference in P/T conditions between the variegated and the monotonous series have been found, viz. around 670°C/5 kbs in the former and around 630°C/3 kbs in the latter. The variegated series shows feature of anatectic phenomena. The metamorphism is older than the caledonian overthrust which caused the observable inverse layering of the higher variegated series upon the lower monotonous series. Slight regression may be in connection with hercynian faulting or may even be younger.

## 1. Einleitung

Die drei unterscheidbaren metamorphen Serien des Niederösterreichischen Moldanubikums (Ostrong, Drosendorfer und Gföhler Einheit; FUCHS, 1976; SCHARBERT & FUCHS, 1981), erscheinen im Gebiete zwischen Marchbach a. d. Donau – Persenbeug – Ostrong auf engstem Raume. Zwischen dem Cordieritgneisareal der Ostrong Einheit und dem Granulitmassiv von Pöchlarn-Wieselburg (Gföhler Einheit) schieben sich die Südwestausläufer der Bunten Serie (Drosendorfer Einheit)

stark verengt dazwischen und keilen aus (MATURA, 1978; Karte von WALDMANN, 1951).

In der vorliegenden Studie werden petrologische und geochemische Untersuchungsergebnisse aufgezeigt, die an pelitisch-psammitischen Gneisen der Bunten und der Monotonen Serie im Bereiche des Lojatales und dessen näherer Umgebung gewonnen wurden. Außerdem wurden Amphibolite der Bunten Serie in reicher Folge untersucht. Es gelang auch, einen Amphibolit der Monotonen Serie zu beschreiben; derartige Gesteine sind bekanntlich in der Ostrong Einheit eine ausgesprochene Seltenheit. Die bekannten Kalksilikatfelse der Loja, die aus Wollastonit, Grossular, Diopsid etc. bestehen, wurden ebenfalls studiert, und der Fall aufgezeigt, daß sie nicht kontaktmetamorpher Prägung sind, sondern im Zuge der allgemeinen Regionalmetamorphose geprägt wurden. Bekanntlich wurden diese Minerale als durch die Hitzewirkung der Lamprophyre, sowie Porphyrite an Marmoren entstanden aufgefaßt (KÖHLER, 1924).

Einbezogen in die Studien wurden auch einige Amphibolite, die das unmittelbar Liegende des Granulitkörpers von Pöchlarn-Wieselburg darstellen und somit höchstwahrscheinlich zur Gföhler Einheit zu stellen sind. Sie überlagern die Gesteine der Drosendorfer Einheit (Bunte Serie).

Im Folgenden sind nur einige ausgewählte Gesteins- und Mineralanalysen wiedergegeben, soweit diese zum Verständnis der Verhältnisse nötig sind. Die Autoren sind bereit, auf Anfrage weitere Analysen zur Verfügung zu stellen.

## 2. Geologischer Bau des Untersuchungsgebietes

Gleich an der NNW-Grenze des Granulitkörpers von Pöchlarn-Wieselburg (SCHARBERT, 1963) gegen die Bunte Serie schiebt sich ein Amphibolit, der unter den Granulitkörper einfällt und der auch in der Kartenskizze von FUCHS (in SCHARBERT & FUCHS, 1981, p. 130) zu einem ganz schmalen Streifen von Gföhler Einheit zu rechnen ist, die ihrerseits die Bunte Serie überlagert. Dieser Amphibolit (im Folgenden Probe Z-2) erreicht mehrere Meter Mächtigkeit und ist mit Kalksilikaten vergesellschaftet. Ob dieser zum Typus „Rehberg“ zu stellen ist, sollen erst Studien an den mächtigen Vorkommen von „Rehberger Amphibolit“ klarstellen. Orthogneise kommen auch hinzu. Allerdings ist die genaue Abgrenzung gegen die Drosendorfer Einheit sehr problematisch und der schlechten Aufschlüsse wegen erschwert durchzuführen. Ferner ist bekannt, daß die Gegend durch ihre intensive Gangentwicklung charakterisiert ist (KÖHLER, 1928).

Die weiteren Beobachtungen an der Donauuferbahn in Richtung Lojatal stellen eine Vorherrschaft der Amphibolite (nun wohl schon zur Drosendorfer Einheit zu rechnen) fest. Weiter donauaufwärts nehmen die Amphibolite ab und die Paragneise der Bunten Serie treten mehr in Erscheinung.

Die Drosendorfer Einheit selbst ist in den berühmten Steinbrüchen des Lojatales bestens studierbar. Diese liegen in einem Zentrum ausgedehnter tektonischer Zerrüttung, was wahrscheinlich auf junge Bruchtektonik, die den Verlauf der Donau in diesem Gebiet bestimmt, zurückzuführen ist. Außerdem kommt es gerade in dieser Gegend durch das Einschwenken der Gesteinszüge der Drosendorfer Einheit, die von NE–NNE

heranstreichen und nach ENE wechseln zu der erwähnten Verengung. Charakteristischerweise werden die Marmore, die aus dem übrigen Waldviertel als mehr oder weniger lang anhaltende Züge bekannt sind, in kleine Linsen zerlegt.

Im wesentlichen sind in der Drosendorfer Einheit Paragneise verschiedener Ausbildung, sowie neben den erwähnten Marmorlinsen Kalksilikatfelse und Amphibolite von Bedeutung.

Im oberen Lojatal läßt sich die Grenze gegen die Ost-rong-Einheit festlegen und ebenso weiter östlich im Thiemlingtal. Eine Granulitlamelle (FUCHS, 1976; MATURA, 1978) markiert diese Grenze in wechselnder Intensität.

### 3. Die Paragneise

#### 3.1. Drosendorfer Einheit (Bunte Serie)

Die Paragneise der Bunten Serie sind überaus mannigfaltig entwickelt, sowohl in mineralogischer Zusammensetzung, wie in Textur. Diese Eigenschaften wechseln oft auf kleinem Raume. Andererseits sind die Paragneise wieder recht gleichförmig über weite Strecken hin. An anderen Stellen sind sie von Orthogneismaterial durchadert und durchtränkt.

Es ist möglich, im wesentlichen zwei Hauptarten von Paragneisen in der Bunten Serie des Lojatales und Umgebung zu unterscheiden:

1. Granat-Biotit-Plagioklasgneise und
2. Granat-Biotit-Sillimanit-Alkalifeldspatgneise.

#### 3.1.1. Granat-Biotit-Plagioklasgneise

Diese Gesteine sind deutlich parallel texturiert, wobei Biotit, bzw. die hellen Gemengteile Plagioklas und Quarz lagenweise angereichert sind. Granate sind makroskopisch sehr selten sichtbar.

In Tabelle 1, Kol. A sind die chemischen Analysen zweier Paragneise (St-2, St-3), zusammen mit deren Modalbeständen, angegeben. Man bemerkt, daß mit Ausnahme der Granate und der Opakphasen, die Minerale Biotit, Plagioklas und Quarz in etwa gleichen Mengen vorhanden sind.

Biotit, dessen Zusammensetzung in Tabelle 2, Kol. A (Probe St-2) angegeben ist, bildet Idioblasten mit graugelbrotbraunem Pleochroismus, Zirkoneinschlüsse besitzen deutliche pleochroitische Höfe. Andere Einschlüsse sind Quarz und Erz. Manchmal bildet Biotit Parallelverwachsungen mit Graphit. Biotit ist stets leicht umgewandelt. Dies führt zu einer unregelmäßigen Auslöschung und zu hellgrünem Pleochroismus. Diese hydrothermale Chloritisierung von Biotit ist immer mit ano-

Tabelle 1: Chemische Zusammensetzung und Modalgehalte moldanubischer Paragneise aus der Bunten (A,B) und der Monotonen Serie (C) des südwestlichen Waldviertels.

	A		B		C	
	Gr-Bi-Plag-Gneis		Sill-Gr-Bi-Alkf-Gneis		Cordieritgneis	
	St-2	St-3	Lst-5	St-5	Cord-2	P-10
SiO <sub>2</sub>	60,07	59,50	51,50	60,30	59,30	56,50
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,61	1,46	1,02	1,31	1,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,99	17,48	18,31	19,91	17,65	19,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,07	0,85	0,50	1,57	1,13	0,50
FeO	5,39	6,13	13,50	9,54	7,77	9,15
MnO	0,12	0,08	0,21	0,20	0,15	0,17
MgO	2,46	2,78	4,68	2,69	3,85	4,33
CaO	5,61	5,96	2,83	0,66	1,80	0,53
Na <sub>2</sub> O	4,58	5,15	3,45	1,01	1,20	1,83
K <sub>2</sub> O	1,87	1,68	3,45	3,26	4,13	4,72
P <sub>2</sub> O	0,20	0,10	0,05	0,13	0,13	0,12
H <sub>2</sub> O <sub>ges.</sub>	1,06	0,46	1,19	0,41	2,50	1,61
Total	100,08	100,78	101,13	100,70	100,92	99,59
A	33,3	30,5	28,2	48,8	39,8	39,5
K	12,7	11,0	11,4	10,7	15,7	15,6
F	54,0	58,5	60,4	40,5	44,5	44,9
Mg/Mg+Fe <sup>2+</sup>	0,448	0,433	0,381	0,331	0,469	0,457
Modalgehalte						
Biotit	26,60	22,10	37,80	24,98		
Plagioklas	33,60	40,20	7,85	3,30		
Alkalifeldspat	—	—	19,10	8,85		
Quarz	28,80	20,30	7,96	29,50		
Granat	3,00	14,50	20,37	10,68		
Sillimanit	—	—	4,63	19,39		
Opake	5,90	1,80	—	—		
Akzessorien	2,10	1,10	2,22	3,30		

Tabelle 2: Chemismus der Biotite; FeO als Gesamteisen. Die einzelnen Kolonnen repräsentieren die selben Serien wie in Tabelle 1.

	A		B		C	
	St-2	St-5	St-5	Cor-2	P-10	
		(Bio <sub>1</sub> )	(Bio <sub>2</sub> )			
SiO <sub>2</sub>	36,77	35,87	34,48	34,43	35,57	
TiO <sub>2</sub>	4,40	5,65	6,46	3,49	2,95	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,28	17,57	17,82	19,59	21,11	
FeO	15,76	13,78	16,46	21,46	20,27	
MnO	0,13	0,03	0,08	0,08	0,10	
MgO	13,51	13,19	10,58	7,91	8,26	
CaO	0,03	0,04	0,04	n. d.	n. d.	
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,46	0,17	0,12	0,17	
K <sub>2</sub> O	9,29	9,02	9,60	9,29	8,75	
Σ	95,28	95,61	95,69	96,37	97,18	
Mg/Mg+Fe <sup>2+</sup>	0,604	0,630	0,534	0,40	0,42	

malen Interferenzfarben verbunden. Manchmal tritt auch neugebildeter Aktinolith auf, der von Titanit-Epidotausscheidungen begleitet wird.

Granat bildet Idioblasten, die poiklitisch von Fremdmineralen durchwachsen sind. Dabei handelt es sich hauptsächlich um Quarz, Plagioklas und Erz, seltener um Rutil, Muskovit und chloritisierten Biotit. Die chemische Zusammensetzung eines Granats der Probe St-2 ist in Tabelle 3, Kol. A angegeben. Man stellt leichten Zonarbau fest, mit Anstieg von MnO und FeO gegen den Rand zu, sowie MgO und CaO gegen den Kern zu. Dieser Umstand spricht für eine leicht abklingende Metamorphose während des Granatwachstums.

Plagioklas ist nach dem Albit- und Periklingesetz und nach dem Albit-Karlsbadergesetz verzwillingt. Die An-Gehalte schwanken zwischen 35 und 45 Mol.-%. Or liegt bei 1,5 Mol.-%. Es ist eine leichte Serizitisierung zu beobachten. An Einschlüssen findet man Erz, Apatit, Turmalin und Zirkon. Tektonische Risse sind mit Erz ausgeheilt.

Tabelle 3: Zusammensetzung der Granate; FeO als Gesamteisen. Granate kommen nur in den Paragneisen der Bunten Serie (A,B) vor.

	A		B	
	St-2		St-5	
	Rand	Kern	Rand	Kern
SiO <sub>2</sub>	37,95	38,74	37,17	36,93
TiO <sub>2</sub>	0,06	n. d.	0,03	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,52	22,32	23,07	22,81
FeO	25,05	23,03	30,82	30,59
MnO	1,47	0,96	0,58	0,42
MgO	6,21	7,51	7,12	6,88
CaO	5,70	6,16	1,63	2,45
Σ	97,96	98,72	100,42	100,13
Pyr	16,3	17,4	28,1	26,5
Alm	55,8	50,9	67,3	66,0
Gross	24,6	29,6	3,4	6,5
Spess	3,3	2,1	1,2	0,9
Mg/Mg+Fe <sup>2+</sup>	0,306	0,368	0,294	0,287

Quarz bildet große xenoblastische Individuen mit undulöser Auslöschung.

An opaken Phasen trifft man auf Graphit, sowie Ilmenit und Sulfide, wie Pyrit und Pyrrothin. Graphit ist stets mit Biotit verwachsen. Auch bildet er oft Säume um Ilmenit. Dieser liegt selbst als Leukoxen vor. In diesem wiederum liegen sehr kleine, eierförmige Rutilkristalle. Diese Erscheinungen sind an jene Zonen gebunden, die reich an Biotit sind. Vielleicht drückt sich hier der Zusammenbruch eines älteren Ti-reicheren Biotits aus.

### 3.1.2. Granat-Biotit-Sillimanit-Alkalifeldspatgneise

Diese scheinen in erster Näherung an die Hangendpartien der Bunten Serie gebunden zu sein, also gegen die Gföhler Einheit zu.

Das Handstück zeigt eine rotviolette Farbe, geprägt durch den Granat, der hier bis einige Millimeter Durchmesser erreichen kann und bis gegen 20 Vol.-% ausmacht. Die dünnen, stark ausgeprägten Schieferungsflächen der Granat-Biotit-Plagioklasgneise fehlen hier. Dafür sind immer helle, dünne aplitische Lagen zu erkennen, die die Paralleltexur der Gesteine markieren. In Tabelle 1, Kol. B, sind die chemischen Zusammensetzungen zweier dieser Granat-Biotit-Sillimanit-Alkalifeldspatgneise (Proben Lst-5, St-5) angeführt, zusammen mit den Modalbeständen. Der Mineralgehalt schwankt ziemlich stark, entsprechend dem ebenfalls beträchtlich schwankenden Chemismus.

U. d. M. ist ebenmäßige Korngröße festzustellen. Es herrscht granoblastische-lepidoblastische Textur vor.

Biotit tritt in zwei Generationen auf. Der ältere Biotit (Bio<sub>1</sub>) ist MgO-reicher (Tabelle 2, St-5) und auch dementsprechend ärmer an FeO und MnO als der „Hauptbiotit“ (Bio<sub>2</sub>) des Gesteins. Beide Biotitarten sind reich an TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O ist hoch in Bio<sub>1</sub>. Bio<sub>1</sub> tritt als Einschluß im Granat auf und kommt mit Disthen verwachsen vor. Der jüngere Hauptbiotit (Bio<sub>2</sub>) bildet frische, tafelige Idioblasten. Der Pleochroismus schwankt zwischen hellgelbbraun und dunkelbraun. Die Kristalle zeigen eine leichte postkristalline Deformation und führen Einschlüsse von Zirkon und Apatit. Außerdem bildet Bio<sub>2</sub> fast immer Verwachsungen mit Sillimanit. Diese werden oft von Erzleiten begleitet.

Muskovit tritt untergeordnet auf.

Granat bildet Idioblasten (Abb. 1), die zentral gela-

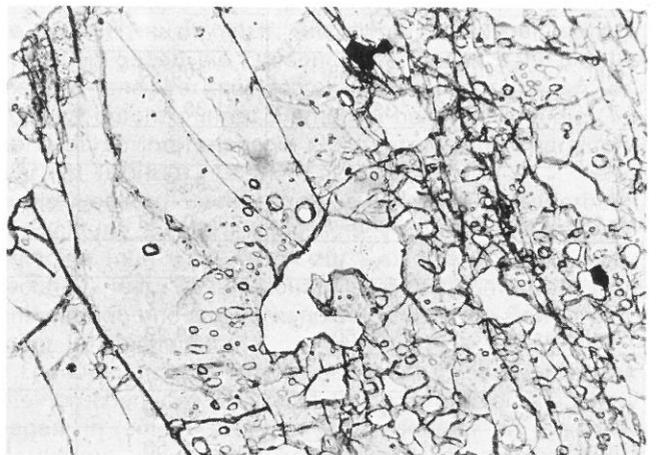


Abb. 1: Teil eines Granats aus einem Granat-Biotit-Sillimanit-Alkalifeldspatgneise der Bunten Serie. Der Zentralteil ist voll von Einschlüssen, der Rand frei davon.

Durchlicht, Vergr. ca. 45x.

gerte Einschlüsse führen. Diese bestehen aus Quarz und Muskovit, sowie Disthen und Bio<sub>1</sub>, die oft miteinander verwachsen sind. Die chemische Zusammensetzung des Granats kann der Tabelle 3, Kol. B, St-5 entnommen werden. Zonarbau ist kaum vorhanden. Kleine Schwankungen kann man bei CaO und MnO feststellen.

Sillimanit bildet stengelige Aggregate, die nach der c-Achse gestreckt sind und eine vollkommene Spaltbarkeit zeigen. In mehreren Fällen scheinen Sillimanitpseudomorphosen nach Disthen vorzuliegen.

Disthen kommt äußerst selten vor und dann in Zusammenhang mit den Leukosommineralen Quarz und Feldspat. Ferner wurde er als Einschuß im Bio<sub>1</sub> und im Granat bemerkt.

leicht antiperthitisch entmischt und ist von postkristallinen Deformationen nicht verschont geblieben. Abb. 2 zeigt einen Plagioklassaum um eine reliktsche Disthen-Bio<sub>1</sub>-Verwachsung. In Abb. 3 sind Plagioklassäume um Disthen zu sehen; außerdem findet man Myrmekitbildung in diesen Dünnschliffen.

Quarz ist als Xenoblasten von einigen Millimetern Durchmesser vorhanden. Er zeigt undulöse Auslöschung. Tritt er als Einschuß auf, zeigt er glatte Auslöschung. Außerdem bildet Quarz ein Mörtelgefüge zwischen den Sillimanitstengeln.

### 3.2. Ostrong-Einheit (Monotone Serie)

Das typische Gestein der Ostrong-Einheit ist der Cordieritgneis, von dem in der vorliegenden Studie zwei texturell verschiedene Abarten beschrieben werden. Der erste Typ zeigt im Handstück eine deutliche gneisartige Paralleltexur mit Wechsellagen von hellen und dunklen Gemengteilen. Die hellen Lagen zeigen oft Isoklinalfalten. Biotit und Cordierit geben dem Gestein die blauviolette Farbe. Granat ist mit freiem Auge nicht sichtbar. Der zweite Typ zeigt eine hornfelsartige bis leicht gneisige Textur und bis cm-dicke helle Adern, die unorientiert verlaufen.

Beide Typen sind u. d. M. gleichkörnig (fein- bis mittelkörnig) und haben granoblastische bis lepidoblastische Texturen.

Die chemischen Analysen sind in Tabelle 1, Kol. C (Cord-2, P-10) angeführt. Auffallend gegen die Paragneise der Bunten Serie ist der durchschnittlich höhere K<sub>2</sub>O-Gehalt, bedingt durch das Auftreten von Alkalifeldspat und die deutlich niedrigeren Gehalte an Na<sub>2</sub>O und CaO.

Biotit (Tabelle 2, Kol. C) ist in ersterem Gesteinstyp grobkörniger als im zweiten, zeigt blaßbraunen bis rotbraunen Pleochroismus und meist gebogene Tafeln. Er ist fast immer mit Muskovit oder Sillimanit verwachsen. Manchmal ist er randlich zu Muskovit umgewandelt und im pinitisierten Cordierit als Einschuß zu finden. Chloritisierung kommt häufig vor.

Tabelle 4: Chemische Zusammensetzung von Cordieriten aus den Cordieritgneisen der Monotonen Serie; FeO als Gesamteisen.

	Cord-2	P-10
SiO <sub>2</sub>	48,45	47,22
TiO <sub>2</sub>	n. d.	n. d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,18	34,62
FeO	10,10	9,52
MnO	0,26	0,34
MgO	7,32	6,75
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,26
Σ	99,53	98,71
Mg/Mg+Fe	0,564	0,558

Cordierit (Tabelle 4) ist im ersten Gesteinstyp völlig pinitisiert, im zweiten hingegen wenig umgewandelt. Er führt Einschlüsse von Sillimanitbüscheln und Biotit (Abb. 4). Beide eingeschlossenen Minerale sind räumlich voneinander getrennt, was für die Cordieritbildung von Bedeutung ist (s. u.).

Sillimanit ist im Cordierit zu finden, aber auch als selbstständige Büschel.

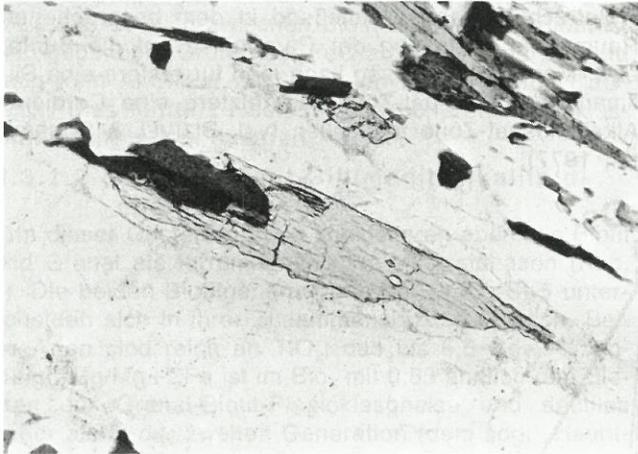


Abb. 2: Disthen-Biotitverwachsung (reliktsch) wird von Plagioklassaum umgeben. Leukosom eines Granat-Biotit-Sillimanit-Alkalifeldspatgneises der Bunten Serie. Durchlicht, Vergr. ca. 130×.

Unter den Feldspaten treten sowohl Alkalifeldspat als auch Plagioklas auf. Sie erscheinen zusammen mit Quarz im Leukosom. Der Alkalifeldspat überwiegt an Menge stets den Plagioklas. Seine Zusammensetzung wurde mit Or<sub>84,2-87,5</sub>Ab<sub>12-15,2</sub>An<sub>0,5</sub> ermittelt. Er ist mikroperthitisch entmischt, ist manchmal leicht serizitiert und kann Bio<sub>1</sub> umschließen. Der Plagioklas bildet polysynthetische Zwillinge nach dem Albit-Karlsbadergesetz. Die An-Gehalte bewegen sich zwischen 27 und 32 Mol.-%. Or kann bis 2,5 Mol.-% anwachsen. Er ist

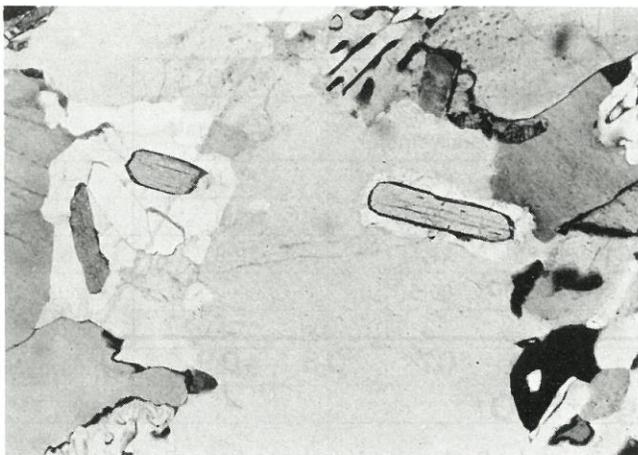


Abb. 3: Disthenrelikte von Plagioklas ummantelt. Myrmekitisches Leukosom in einem Granat-Biotit-Sillimanit-Alkalifeldspatgneis der Bunten Serie. Durchlicht, Vergr. ca. 200×.

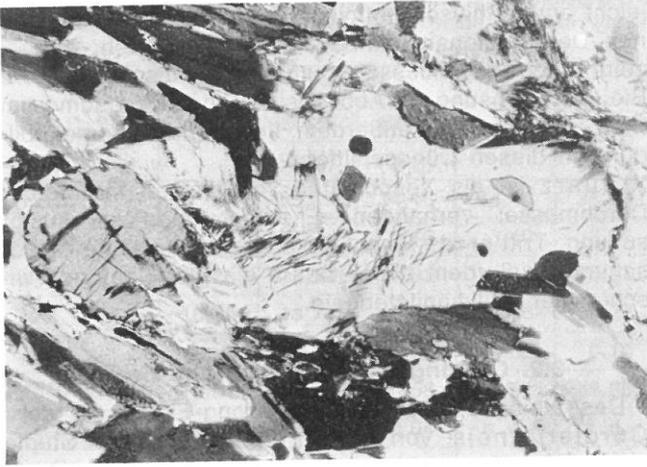


Abb. 4: Cordieritgneis der Monotonen Serie. Cordierit umschließt Biotit und Sillimanit. Beide eingeschlossenen Minerale sind räumlich voneinander getrennt und weisen auf die Reaktion  $\text{Bio} + \text{Sill} + \text{Qu} = \text{Cord} + \text{Alkf} + \text{H}_2\text{O}$  hin. Nicols gekreuzt, Vergr. ca. 75 $\times$ .

Muskovit tritt teils als mit Biotit verwachsen vor, kommt aber auch als Neubildung vor. Besonders in den hellen Lagen ist dieses Mineral als Neubildung zu sehen. Als älterer, mit Biotit verwachsen, ist er reich an  $\text{Na}_2\text{O}$  (bis 0,7 Gew.-%).

Unter den Feldspaten herrscht mikroperthitischer Alkalifeldspat vor. Seine Zusammensetzung ist ziemlich konstant zwischen  $\text{Or}_{74,2-74,9}\text{Ab}_{25,3-25,5}\text{An}_{0-0,5}$ . Die untergeordneten Plagioklase sind Oligoklase mit Angehalten zwischen 15 und 18 Mol.-%. Sie führen bis 1,2 Mol.-% Or.

Quarz tritt als große Xenoblasten auf, die undulös auslösen. Granat kommt ganz untergeordnet in kleinen Körnchen vor.

Betrachtet man abschließend in dem besprochenen Raume die Verteilung der Paragneise auf die Bunte, bzw. Monotone Serie, so kann man für erstere eine Sillimanit-Alkalifeldspat-Zone, für letztere eine Cordierit-Alkalifeldspat-Zone feststellen (vgl. BLÜMEL & SCHREYER, 1977).

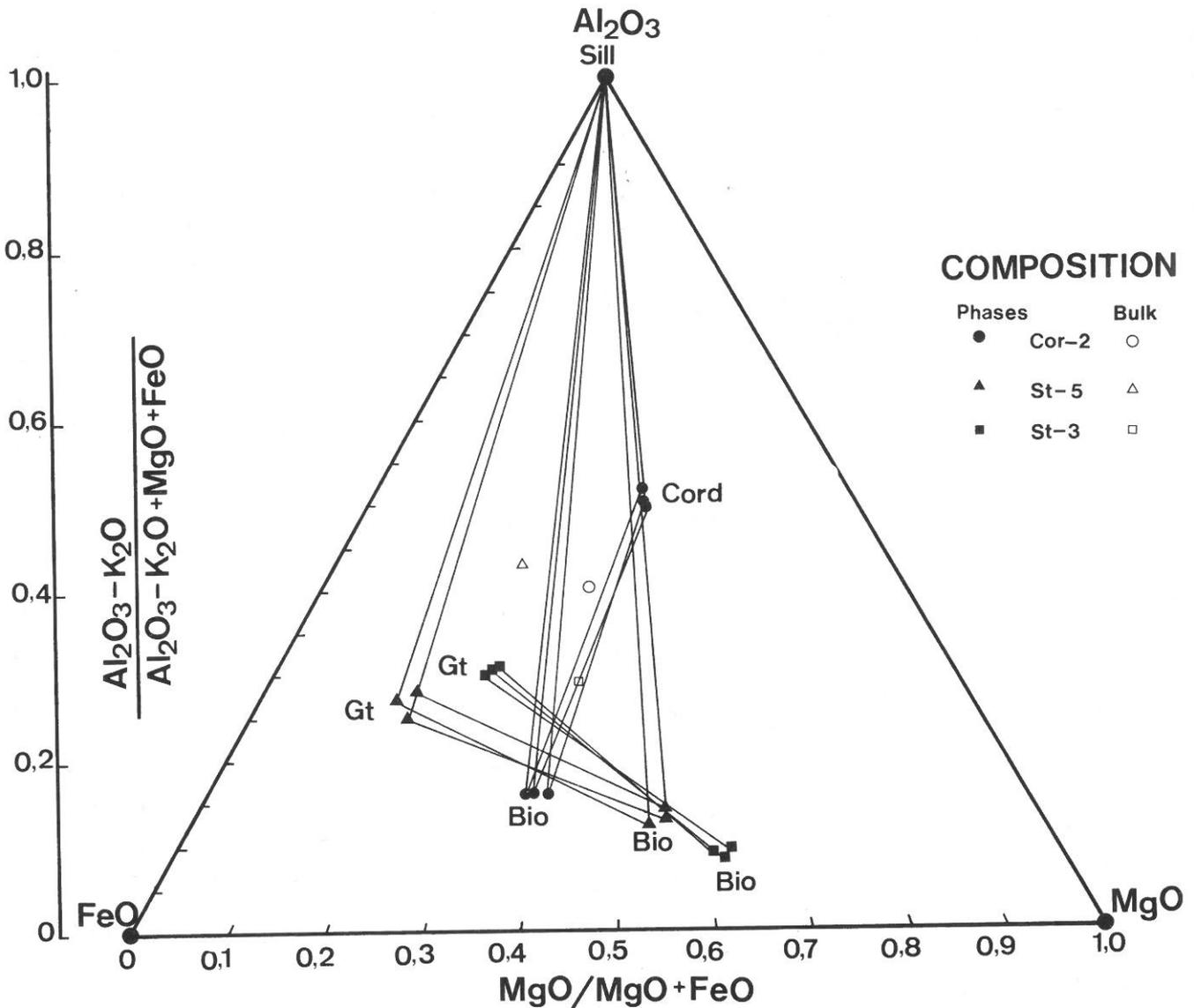


Abb. 5: Zusammensetzung der ferromagnesischen Minerale der Paragneise der Buntten und Monotonen Serie. Projektion auf die AFM-Ebene vom Or-Punkt des AKFM-System (J. B. THOMPSON, 1957). Bunte Serie: Quadrate (Grt-Bio-Plaggneise), Rechtecke (Grt-Bio-Sill-Alkfneise). Monotone Serie: Punkte. Offene Symbole sind die entsprechenden Gesteinschemismen. In Gesteinen der Buntten Serie sind die Biotite der Mg-reichere Partner, in den Gesteinen der Monotonen Serie ist dies der Cordierit. Die Dreiphasenfelder Sill-Grt-Bio, bzw. Sill-Cord-Bio sind deutlich entwickelt.

### 3.3. Chemismus

#### der ferromagnetischen Mineralphasen

##### 3.3.1. Drosendorfer Einheit (Bunte Serie, Sill-Alkf-Zone)

###### 3.3.1.1. Granat-Biotit-Plagioklasgneise

In dieser Paragenese koexistieren Biotit und Granat als ferromagnetische Mineralphasen (Abb. 5).

Mg/Mg+ $\Sigma$ Fe des Biotits liegt zwischen 0,60 und 0,63. Außerdem ist Biotit reich an TiO<sub>2</sub>. Der koexistierende Granat ist schwach zonar gebaut mit Anstieg von CaO und MgO gegen den Kern, sowie Anstieg von FeO und MnO gegen den Rand zu. Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup> liegt für den Rand bei 0,306, für den Kern bei 0,368, also in jedem Falle deutlich niedriger als beim Biotit, wenn bei diesem auch Gesamteisen in Betracht gezogen wurde.

Der Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup> Quotient des Gesamtgesteins liegt mit 0,448 deutlich zwischen Biotit und Granat. Biotit ist also gegenüber Granat der FeO-ärmere Partner. Es tritt auch kein Al-Silikat auf, dagegen ist die Probe CaO-reich. Dies führte zu der deutlich höheren Plagioklasentwicklung als in anderen Proben.

###### 3.3.1.2. Granat-Biotit-Sillimanit-Alkalifeldspatgneise

In dieser Gesteinsgruppe koexistieren ebenfalls Biotit und Granat als ferromagnetische Mineralphasen (Abb. 5). Die beiden Biotitgenerationen der Probe St-5 unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung deutlich. Beide Arten sind reich an TiO<sub>2</sub>, das bis 6,5 Gew.-% ansteigt. Mg/Mg+ $\Sigma$ Fe ist im Bio<sub>1</sub> mit 0,63 ähnlich den Biotiten der Granat-Biotit-Plagioklasgneise und deutlich höher als in der zweiten Generation (dem sog. „Hauptbiotit“), in der Mg/Mg+ $\Sigma$ Fe mit 0,534 anzugeben ist. Im koexistierenden, fast unzonaren Granat, liegt der Quotient Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup> bei 0,29, des Gesamtgesteins bei 0,331, also wiederum zwischen Biotit und Granat. Biotit, wenn auch eisenreicher als im Granat-Biotit-Plagioklasgneis ist auch hier das FeO-ärmere Parageneseglied.

##### 3.3.2. Ostrong-Einheit (Monotone Serie, Cord-Alkf-Zone)

In den untersuchten Cordieritgneisen der Monotonen Serie koexistieren Biotit und Cordierit als ferromagnetische Mineralphasen (Abb. 5). Die Mg/Mg- $\Sigma$ Fe-Quotienten sagen aus, daß hier der Biotit die eisenreichere Phase ist. Sein Quotient liegt bei 0,40 bis 0,42, gegenüber dem des Cordierits, welcher mit 0,56 angegeben

werden kann. Außerdem sind die Biotite ärmer an TiO<sub>2</sub> als in den Gesteinen der Bunten Serie. Der Quotient des Gesamtgesteins liegt um 0,46, also wiederum zwischen dem der Phasen.

Granat und Cordierit gehen keine Berührungsparagenesen in den beiden besprochenen Serien ein: sie koexistieren nicht. Abb. 5 demonstriert den Einfluß des Gesteinschemismus auf die sich entwickelnden Paragenesen.

## 4. Die Marmore und Kalksilikatfelse

Das Vorkommen von Kalksilikatfelsen mit Diopsid, Grossular, Wollastonit in den Lojasteinbrüchen wurde von verschiedenen Autoren als Produkt einer Kontaktmetamorphose durch die Porphyrit- und Lamprophyrgänge gedeutet (KÖHLER, 1924, 1941; RIEDEL, 1930; SCHMÖLZER, 1937). Bei den vorliegenden Untersuchungen konnte hingegen der eindeutige Beweis erbracht werden, daß diese Kalksilikatfelse Produkte der Regionalmetamorphose sind. Es wurde eine Probe gefunden, die einen Kontakt zwischen Marmor und einem Porphyrit zeigt. Auf diesem Handstück ist keine wie auch immer geartete Erscheinung einer Kontaktmetamorphose zu sehen. An einem anderen Handstück hingegen (St-m, Abb. 6) sind deutliche Kalksilikatfelsen zwischen dem Marmor und einem Paragneis zu beobachten, die sicher auf eine ursprüngliche Anlage von Mergeln zwischen dem pelitischen und kalkigen Ausgangsmaterial zurückzuführen sind, jedoch während der Regionalmetamorphose akzentuiert wurden. Die Bildung von Wollastonit ist nicht nur auf Kontaktmetamorphose beschränkt, sondern ist auch durch Regionalmetamorphose möglich (MISCH, 1964; GREENWOOD, 1967; TROMMSDORFF, 1968).

### 4.1. Die Marmore

Diese Gesteine der Bunten Serie der besprochenen Gegend bilden immer nur kleine Linsen, die manchmal den Paragneisen und Amphiboliten auch diskordant eingelagert sind. Sie bestehen hauptsächlich als Kalzit mit Phlogopitschüppchen. Gelegentlich ist Pyrit zu finden. Auch Skapolith kommt vor. Sie führen Einschaltungen von Grossular und Diopsid, die auf primäres kalkigmergeliges Ausgangsmaterial zurückzuführen sind.

Tabelle 5: Modalbestände der einzelnen Zonen des Handstückes St-m.

	Zone A	Zone B	Zone C	Zone D	Zone E	Zone F
	Marmorzone	Diopsid-Wollastonit-Zone	Granat-Diopsid-Zone	Diopsid-Plagioklas-Zone	Biotit-Plagioklas-Amphibol-Zone	Biotit-Plagioklas-Gneis-Zone
Kalzit	81,80	2,53	0,80	4,57	—	—
Wollastonit	8,22	80,63	13,42	—	—	—
Diopsid	3,27	11,19	58,25	21,30	11,26	1,64
Grossular	—	3,09	22,13	—	—	—
Phlogopit	4,70	—	—	—	—	—
Skapolith	1,28	—	—	—	—	—
Plagioklas	—	—	4,60	69,79	33,27	51,71
Biotit	—	—	—	—	20,00	41,70
Amphibol	—	—	—	—	31,09	—
Quarz	—	—	—	2,30	2,44	3,50
Akzessorien	0,73	2,53	0,80	2,04	1,92	1,45

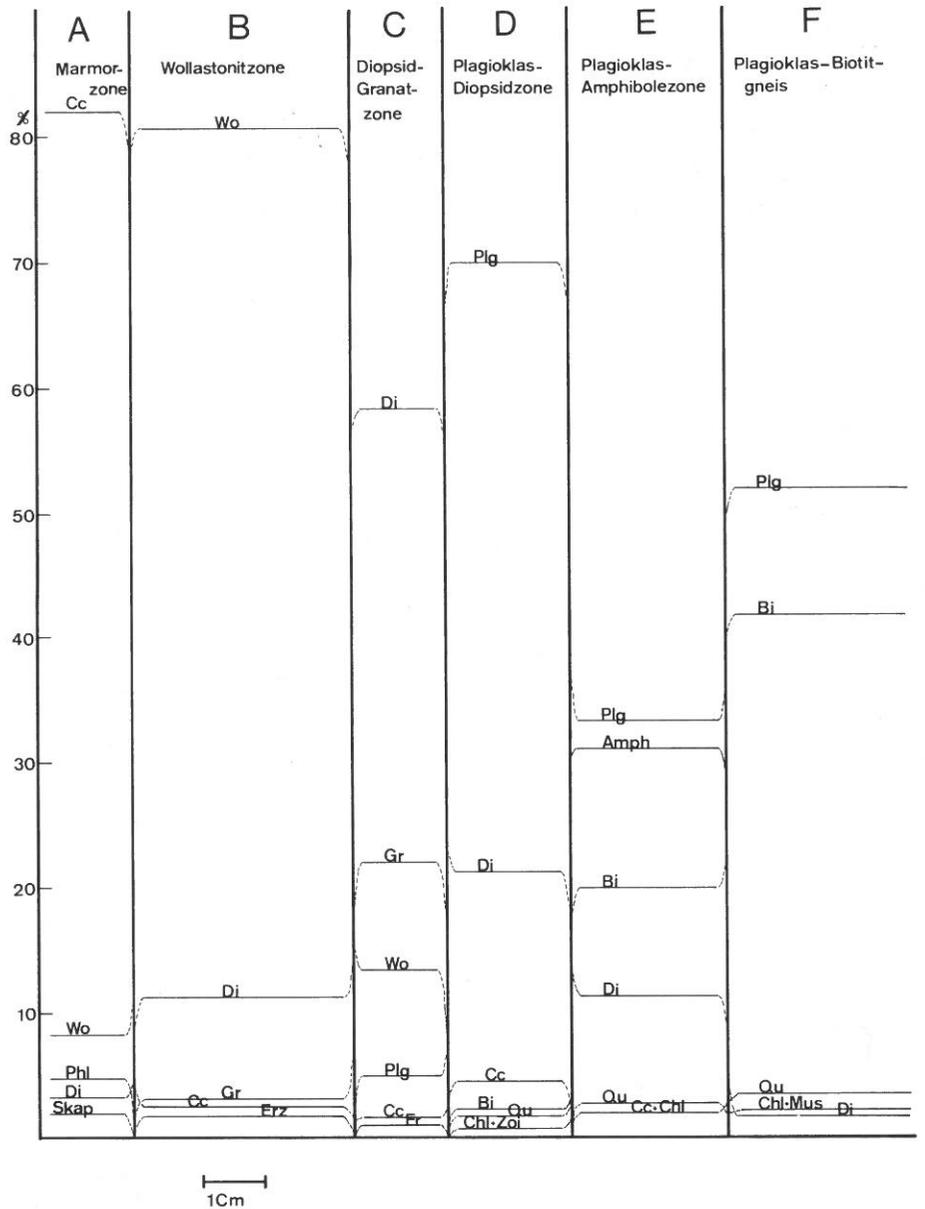
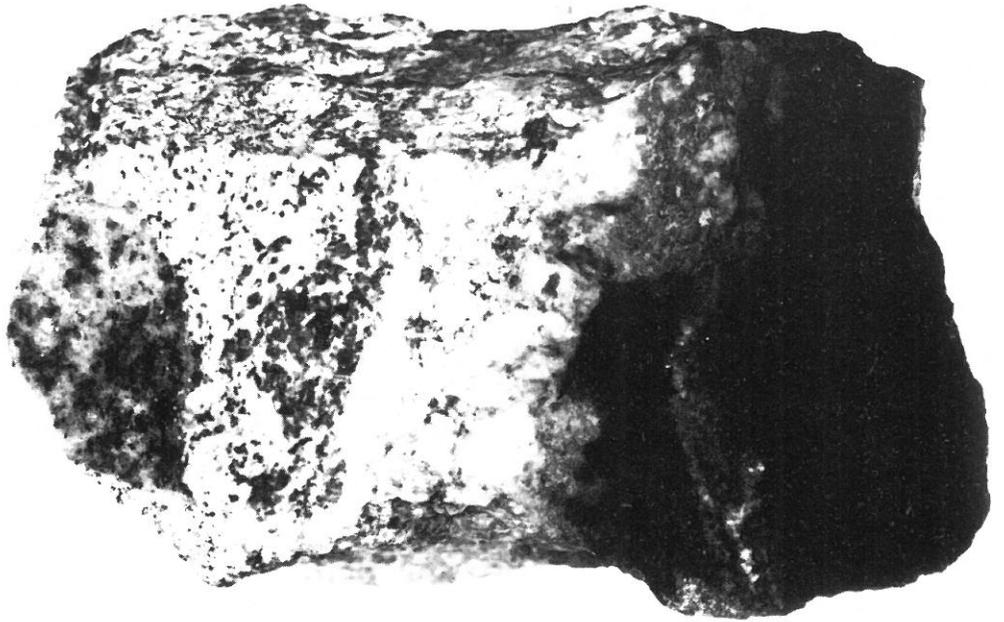


Abb. 6: Zonengliederung mit Modalbeständen vom Marmor zum Paragneis im Handstück St-m. Die Kalksilikatfelse sind nicht durch Kontaktmetamorphose, sondern aus einer älteren stofflichen Anlage regionalmetamorph entstanden.

## 4.2. Die Kalksilikatfelse

Die Abb. 6 stellt ein Histogramm dar, in dem der quantitative Mineralgehalt der Zonen, die am Handstück St-m erkennbar sind, dargestellt ist. Auch sind die Modalbestände der einzelnen Zonen A–F in Tabelle 5 angeführt.

Unmittelbar an der Grenze der Kalksilikatfelse und dem Paragneis kommt es zur Ausbildung einer schmalen Zone (E) von Paraamphiboliten mit Diopsid, Plagioklas und Amphibol als Hauptgemengteile. Die hellbraunen bis braunen Amphibole (Tabelle 6) bilden mit inverszonaren Plagioklasen (Kern:  $An_{38,8}Ab_{59,8}Or_{1,5}$ ; Rand:  $An_{46,2}Ab_{52,8}Or_{0,9}$ ) ein Grundgewebe. Die Amphibole zeigen leicht prograde Erscheinungen, denn sie werden randlich von Pyroxen ummantelt. Außerdem sind Mg-reiche Biotite (Tabelle 6) in diesem Gestein, neben Quarz, vertreten.

Tabelle 6: Zusammensetzung von Amphibol, Biotit, Grossular, Diopsid und Wollastonit des Kalksilikatfelses (St-m) aus der Bunt Serie, Lojatal.

	Amphibol	Biotit	Grossular	Diopsid	Wollastonit	
SiO <sub>2</sub>	46,16	36,85	38,78	53,59	52,02	
TiO <sub>2</sub>	0,98	3,00	0,06	0,03	–	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,93	15,12	19,71	0,53	–	
FeO	10,78	12,26	6,28	5,87	0,32	
MnO	0,21	0,10	0,34	0,13	0,07	
MgO	15,97	16,92	0,05	14,82	0,03	
CaO	10,85	–	34,52	24,44	47,87	
Na <sub>2</sub> O	1,12	0,07	–	0,03	–	
K <sub>2</sub> O	0,75	10,82	–	–	–	
Total	97,75	95,14	99,74	99,44	100,31	
Magnesiohornblende	Mg/Fe 2,46	Alm	5,0	Ca	49,2	99,4
		Pyr	0,2	En	41,5	0,1
		Gross	83,9	Fs	9,3	0,5
		And	10,2			
		Sp	0,7			

Auch in der Plagioklas-Diopsid-Zone (D) ist der Feldspat inverszonar gebaut, mit  $An_{42}$  im Kern und  $An_{46}$  in der Hülle. Der Grossular der Granat-Diopsid-Zone (C) zeigt anomale Doppelbrechung (Abb. 7), wie sie schon von KÖHLER (1924) beschrieben wurde. Dies drückt sich



Abb. 7: Anomale Doppelbrechung in einem Grossular aus Zone C des Handstücks St-m. Nicols gekreuzt, Vergr. ca 160×.

durch ein deutlich ausgeprägtes Lamellengitterungssystem aus. Die Analysen von Grossular, Diopsid und Wollastonit sind in Tabelle 6 angegeben. Im Marmor selbst (Zone A) sind Skapoith, Zoisit, Titanit und Epidot anzutreffen, neben dem bekannten Phlogopit und Erz. Forsterit kann in größeren Mengen auftreten (MATURA, 1978).

Tabelle 7: Chemismus und Modalbestände von drei Amphiboliten: L-3 Bunte Serie, P-12 Monotone Serie, Z-2 Gföhler Einheit (?).

	L-3	P-12	Z-2
SiO <sub>2</sub>	43,16	43,23	45,32
TiO <sub>2</sub>	2,59	0,98	2,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,23	12,59	12,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,97	2,26	5,12
FeO	13,31	13,83	9,86
MnO	0,21	0,21	0,20
MgO	9,07	10,58	8,68
CaO	12,41	11,54	11,12
Na <sub>2</sub> O	1,72	1,54	2,60
K <sub>2</sub> O	0,89	1,05	0,53
H <sub>2</sub> O <sub>ges.</sub>	1,48	1,54	1,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,11	0,35
Total	99,54	99,46	99,26
CIPW-Normen			
q	–	–	–
or	5,45	6,40	3,20
ab	9,67	4,80	24,10
an	23,90	25,37	20,35
ne	3,79	5,64	–
di	29,36	26,64	27,52
hy	–	–	0,62
ol	20,88	27,09	14,58
mt	2,13	2,42	5,52
il	3,72	1,40	3,34
ap	1,07	0,24	0,75
Spurenelemente [ppm]			
Ni	50	37	65
Cr	137	195	169
Cu	87	69	76
Sc	57	60	50
V	199	244	202
Zn	134	130	127
Zr	168	47	136
Ba	100	98	137
Sr	174	111	177
Rb	17	29	8
Nb	28	11	12
Y	43	27	43
La	11	16	–
Ce	260	43	37
Nd	123	23	19
Modalbestände			
Amphibol	42,4	51,1	50,5
Plagioklas	19,6	16,2	30,9
Klinopyroxen	16,3	15,3	11,1
Granat	9,2	15,2	–
Quarz	1,4	–	0,7
Erz	9,4	–	5,5
Biotit	0,4	–	–
Umwandlungsprod.	0,6	–	0,6
Akzessorien	0,7	2,2	0,7

## 5. Die Amphibolite

### 5.1. Drosendorfer Einheit (Bunte Serie)

Diese in den Lojasteinbrüchen besonders gut studierbaren Gesteine zeigen eine deutliche gneisartige Textur, sowie eine Wechsellagerung aus hellen, plagioklas- und quarzreichen Partien und den dunklen Lagen, die aus Amphibol und Klinopyroxen bestehen. Auch Granate erkennt man im Handstück, die einige Millimeter Durchmesser haben und an die dunklen Lagen gebunden sind. Manchmal sind auch Biotit und würfeliges Pyrit makroskopisch erkennbar.

Die chemische Zusammensetzung der Probe L-3 ist in Tabelle 7 angegeben, zusammen mit dem Modalgehalt und auch den Spurenelementgehalten. Die Gesteine sind mittel- bis grobkörnig und haben eine fast gleichkörnige, grano- bis nematoblastische Textur.

Amphibol (Tabelle 8, L-3) zeigt schöne, stengelige Kristalle;  $c: n_z = 14-20^\circ$ ,  $2V_x = 76-80^\circ$ ; Pleochroismus hellbraun bis grünbraun. Als Einschlüsse treten Biotit, Titanit, Zirkon, Quarz und Plagioklas auf. Es existieren leichte randliche Umwandlungserscheinungen zu farblosen, bis grünlichen aktinolithischen Amphibolen. Auch Chlorit tritt als Neubildung auf. Zwischen Biotit und Amphibolen kommt es zu orientierten Verwachsungen, wobei beide Phasen leicht deformiert sind. Der Chemismus des Amphibols ist aus Tabelle 8 ersichtlich.

Klinopyroxen zeigt schwachen blaßgrünen Pleochroismus;  $c: n_z = 40-45^\circ$ ;  $2V_z = 58-62^\circ$ . Die Individuen treten als Idioblasten auf, die z. T. stark zerbrochen und deformiert sind und an den Spalttrissen Chloritisierungserscheinungen zeigen. Es handelt sich um Salit (Tabelle 8).

Biotit tritt als Blättchen mit einem Pleochroismus von hell- bis dunkelbraun auf. Er ist teilweise chloritisiert. Titanit, Epidot und Karbonat finden sich entlang von Korngrenzen zwischen Biotit und Klinopyroxen als Umwandlungsprodukte. Zirkone mit pleochroitischen Höfen sind in Biotit eingeschlossen ebenso Titanit und Erz.

Granat bildet Idioblasten, die große Mengen von Fremdeinschlüssen poiklitisch umwachsen. Zu diesen zählen Biotit, Pyroxen, chloritisierter Amphibol, Zirkon, Titanit, Quarz, Erz und Plagioklas. Manchmal lassen sigmoidale Einschlußzüge ein syntektonisches Wachstum der Granate vermuten. Die chemische Zusammensetzung (Tabelle 8) zeigt einen schwachen Zonarbau mit Zunahme von CaO und MnO gegen den Kern zu, sowie Abnahme von MgO und FeO in diesem Sinne.

Plagioklas ist schwach zonar gebaut:

$An_{74,3}Ab_{25,1}Or_{0,6}$  im Kern,  $An_{58,9}Ab_{39,7}Or_{1,4}$  in der Hülle. Er ist nach dem Albit-Karlsbadergesetz verzwillingt.

Quarz ist nur als Einschluß im Granat zu finden.

Hellglimmer ist im Granat, sowie zwischen den Hauptgemengteilen zu finden, wo er als feinschuppiger Serizit eine Sekundärbildung ist. Ebenfalls sekundär ist Zoisit. Erz ist größtenteils Ilmenit, der teilweise in Titanit umgewandelt ist. Letzterer kommt in Form von couvert- und linsenartigen Kristallen mit Ilmenit verwachsen vor. Auch tritt Titanit, wie oben erwähnt, entlang von Spalttrissen mancher chloritisierter Biotite auf, wo er dann von Epidot und Karbonat begleitet wird. Als Akzessorien treten Zirkon, Turmalin und Apatit auf.

### 5.2. Ostrong-Einheit (Monotone Serie)

In der Ostrong-Einheit treten Amphibolite nur sehr untergeordnet auf. Die angegebene Probe P-12 (Tabelle 7) stammt aus einem alten Steinbruch im oberen Lojatal. Sie kommt eindeutig aus der Monotonen Serie, das das umgebende Gestein der Cordieritgneis (P-10) ist.

Die Probe zeigt im Handstück mittel- bis grobkörnige, massige Textur. Das Gestein ist nematoblastisch bis diablastisch. Man erkennt Granat, Amphibol, Pyroxen, Biotit (Tabelle 8).

### 5.3. Gföhler Einheit (?)

Vermutlich der Gföhler Einheit zuzurechnen sind jene Amphibolite, die aus einem Steinbruch beim Bahnkilo-

Tabelle 8: Chemische Zusammensetzung von Amphibolen, Klinopyroxenen und Granaten aus den Amphiboliten L-3, P-12 und Z-2; FeO als Gesamteisen.

	Amphibole			Klinopyroxene			Granate								
	L-3	P-12	Z-2	L-3	P-12	Z-2	L-3		P-12						
							R	Z	R				R		
SiO <sub>2</sub>	42,41	42,35	41,72	52,69	51,48	50,34	38,73	38,01	38,73	38,21	38,62	36,41	37,03		
TiO <sub>2</sub>	2,49	1,21	2,16	0,26	0,21	0,15	0,09	0,19	-	0,13	0,08	-	-		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,37	13,70	10,66	2,28	1,75	1,89	20,27	19,72	21,51	20,19	20,66	22,53	22,58		
FeO	16,70	15,72	19,57	12,20	10,45	12,58	27,13	22,78	23,09	24,92	23,99	22,04	24,52		
MnO	0,18	0,11	0,36	0,22	0,18	0,53	1,71	4,03	1,64	2,14	1,70	1,49	0,80		
MgO	9,66	9,88	9,40	11,56	13,62	11,58	3,67	2,21	2,82	2,77	3,53	3,65	5,38		
CaO	11,55	11,53	10,67	21,09	22,30	21,89	8,27	11,75	12,95	10,87	10,44	12,95	8,48		
Na <sub>2</sub> O	1,48	1,57	1,91	0,30	0,23	0,37									
K <sub>2</sub> O	1,52	1,04	0,69	0,03	-	-									
Total	97,36	97,11	97,14	100,63	100,22	99,33	99,87	98,69	100,74	99,23	99,02	99,07	98,79		
				Ca	45,2	45,1	45,8	Py	14,7	9,0	10,9	10,7	14,2	14,0	20,9
				Mg	34,4	38,4	33,7	Alm	57,5	47,6	49,3	50,8	51,7	46,9	53,6
				Fe	20,4	16,5	20,5	Gros	18,0	27,4	34,7	30,3	26,5	34,8	23,8
								And	5,9	6,7	1,4	3,6	3,8	1,0	-
								Sp	3,9	9,3	3,6	4,6	3,9	3,3	1,8

meter 51,1 der Donauuferbahn zwischen Granz und Metzling stammen. Es handelt sich hierbei um eine Serie, die unter den Granulitkörper von Pöchlarn-Wieselburg abtaucht. Sie ist hier nur sehr schwach entwickelt. Oben wurde erwähnt, daß ihre Abgrenzung gegen die Drosendorfer Einheit nur sehr schwer zu vollziehen ist.

Der Amphibolit (Z-2) ist von dunkler Farbe, ist mittelbis grobkörnig, massig bis richtungslos. Sein Chemismus ist der Tabelle 7 zu entnehmen.

U. d. M. zeigt das Gestein nematoblastisch-fibroblastisches Gefüge. Die Hauptgemengteile sind Amphibol, Klinopyroxen und Plagioklas, die Nebengemengteile sind Erz, Quarz und Titanit.

Der Amphibol (Tabelle 8) ist hellgrünbraun bis dunkelgrün pleochroitisch;  $c: n_z = 16^\circ$ . Er zeigt eine leichte retrograde Metamorphose, die lokal auftritt, wobei sich Karbonat + Chlorit + Aktinolith + Titanit bilden. In einigen Fällen sind die Amphibole von Aktinolith ummantelt.

Klinopyroxen ist Salit (Tabelle 8). Er zeigt einen leicht grünlichen Pleochroismus. Durch die oben erwähnte retrograde Überprägung werden die Pyroxene leicht zersetzt und weisen immer randlich oder entlang von Spaltrissen eine deutliche Änderung der Eigenfarbe von hellgrün nach olivgrün, verbunden mit Erzausscheidungen auf. Bei diesen Erscheinungen handelt es sich vermutlich um eine Uralitisierung mit Ilmenitwachstum.

Plagioklas zeigt einfache und polysynthetische Verzwilligung nach dem Albit- bzw. Albit- und Periklingesetz. Er führt normalen Zonarbau: Kern:  $An_{39}Ab_{59,6}Or_{1,4}$ ; Rand:  $An_{15,6}Ab_{83,3}Or_{1,1}$ . Die Kristalle sind praktisch immer serizitisiert.

Als Erz treten sowohl Ilmenit als auch Pyrit auf.

#### 5.4. Chemismus und chemische Klassifikation der Amphibolite

Neben den in Tabelle 7 aufgezeigten, aus den drei Serien ausgewählten Amphibolittypen, sind weitere 14

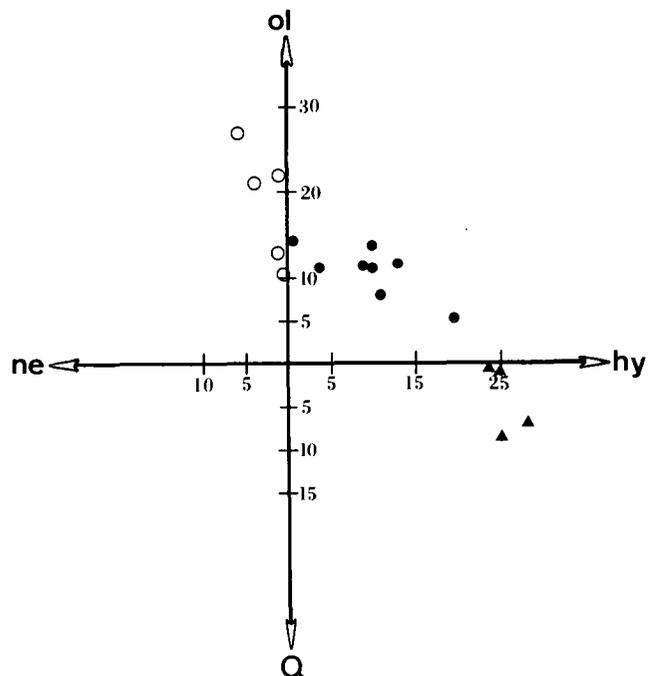


Abb. 8: Normgehalte der analysierten Amphibolite der Bunten Serie, der Monotonen Serie und der Gföhler Einheit (?). ● ol-hy-normativ; ○ ol-ne-normativ; ▲ hy-qu-normativ. Keine Gliederung nach Serien möglich.

analysiert worden, die hier mit den drei publizierten Analysen gemeinsam besprochen werden.

Aufgrund der CIPW-Normen sind drei Klassen von Amphiboliten unterscheidbar: qu-normative, ne-normative und ol-hy-normative. Die Hauptanzahl liegt bei den ol-hy-normativen (Abb. 8). Die Amphibolite der Gföhler Einheit (?) an der Donauuferbahn bei km 51,1 sind deutlich ol-hy-normativ. Die Proben aus den Lojasteinbrüchen lassen sich allen drei Normklassen zuordnen.

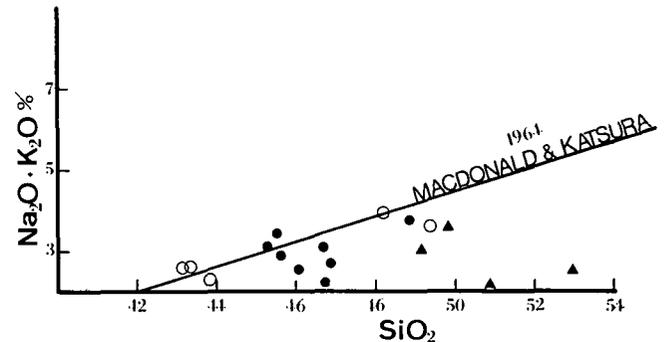


Abb. 9: Korrelationsdiagramm  $Na_2O + K_2O$  gegen  $SiO_2$ . Die Linie zeigt die Grenze zwischen den tholeiitischen und alkali basaltischen Gesteinen nach MACDONALD & KATSURA (1964). Symbole wie Abb. 8.

Im Klassifikationsdiagramm von MACDONALD & KATSURA (1964) sind die Amphibolite durch relativ konstante Alkaligehalte ausgezeichnet, im Gegensatz zu den  $SiO_2$ -Werten, die zwischen 43 und 53 Gew.-% liegen (Abb. 9). Die meisten Amphibolite fallen in das Feld der Tholeiite, nur wenige Proben liegen an der Grenze zwischen Alkalibasalt und Tholeiit. Nur eine Probe liegt im Alkalibasaltfeld.

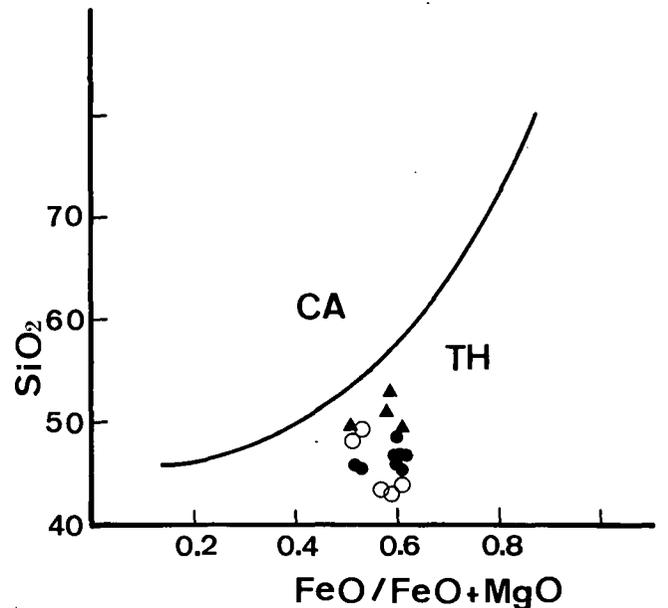


Abb. 10: Korrelationsdiagramm  $SiO_2$  gegen  $Fe/(FeO+MgO)$ . Die Kurve zeigt die Grenze zwischen Tholeiiten und Kalkalkalibasalten nach MIYASHIRO (1974). Symbole wie Abb. 8.

In Abb. 10, dem  $SiO_2/(FeO/FeO+MgO)$ -Diagramm nach MIYASHIRO (1974), ist eine deutliche Lage der Projektionen einer ne-normativen Zusammensetzung über eine ol-hy- zu einer qu-normativen Zusammensetzung in Richtung Kalkalkalibasalt zu konstatieren.

Um das Ausgangsmaterial der Amphibolite festzustellen, wurden die Diagramme Ti-Zr (Abb. 11), Ti/100-Zr-

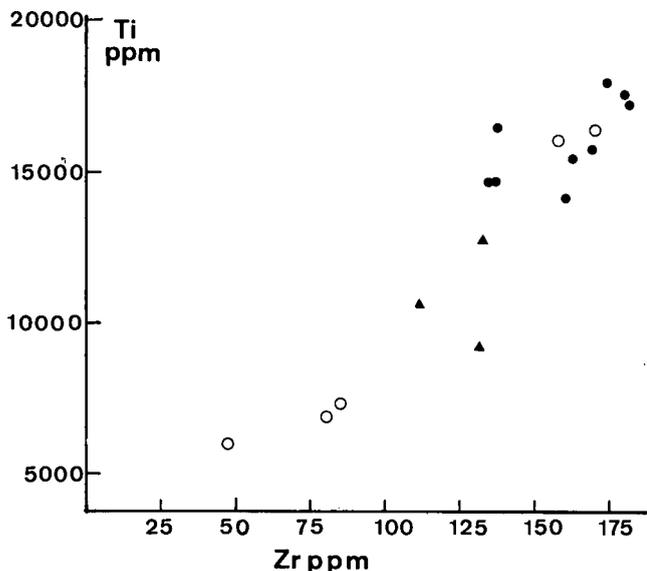


Abb. 11: Ti-Zr-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973). Symbole wie Abb. 8.

3Y (Abb. 12), sowie Ti/100-Zr-Sr/2 (Abb. 13) nach PEARCE & CANN (1973) verwendet. In diesen Abbildungen fallen praktisch alle untersuchten Amphibolitproben in das Feld der ozeanischen Bodenbasalte. Es ist also vulkanisches Material anzunehmen, das zur Herausbildung von Amphiboliten diente.

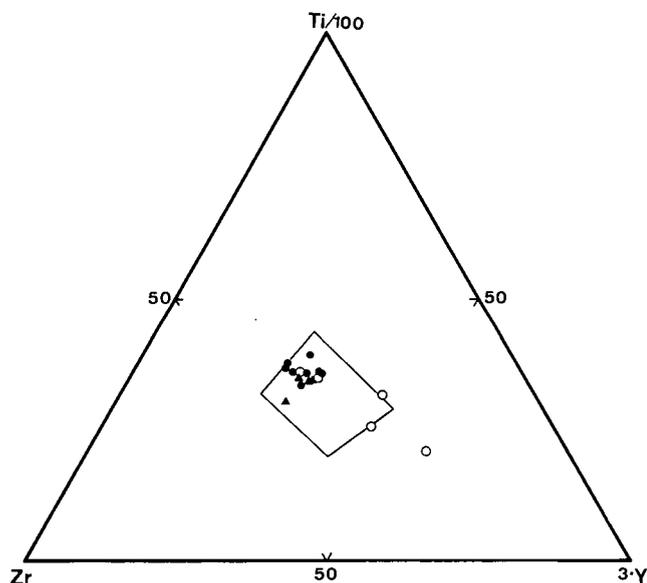


Abb. 12: Diagramm Ti/100-Zr-3Y nach PEARCE & CANN (1973). Symbole wie Abb. 8.

## 5.5. Mineralchemismus der Amphibolite (Tabelle 8)

### 5.5.1. Amphibole

Die von GRAPES et al. (1977) aufgestellte Beziehung zwischen  $(Na+K)_A$  gegen  $Al^{IV}$  in Amphibolen (Abb. 14) zeigt, daß die Probe Z-2 (Gföhler Einheit?), bezogen auf 13 Kationen, in den Bereich der tschermakitischen Hornblende fällt. Umgekehrt liegt die Probe L-3 (Bunte Serie) im Feld der pargasitischen Hornblende und P-12 (Ostrong-Einheit) ihrerseits im Grenzbereich pargasitisch-tschermakitische Hornblende. Die Al- und Na-Verteilung in Amphibolen wird von den begleitenden Mineralphasen, namentlich Plagioklas, bestimmt.

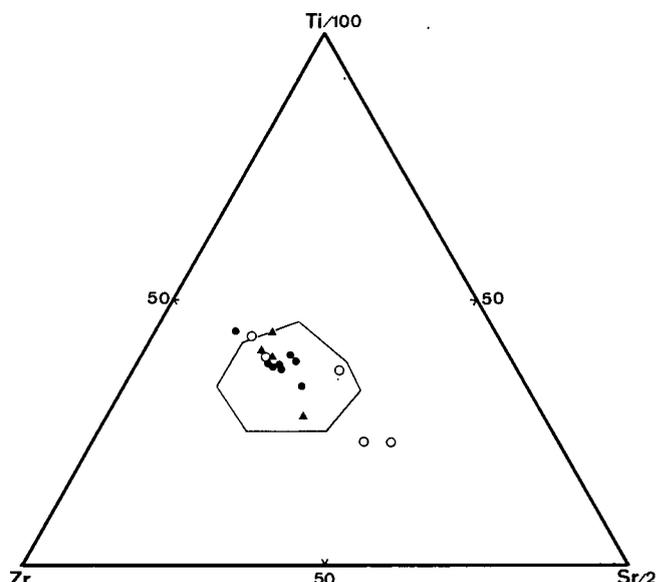


Abb. 13: Diagramm Ti/100-Zr-Sr/2 nach PEARCE & CANN (1973). Symbole wie Abb. 8.

Ebenso spielt das Auftreten von Titanit, Granat und Klinopyroxen für die Verteilung von Na und  $Al^{IV}$  eine Rolle. Die Berechnung der Amphibole auf 23 Anionen erfolgte ohne Korrektur für  $Fe^{3+}$ .

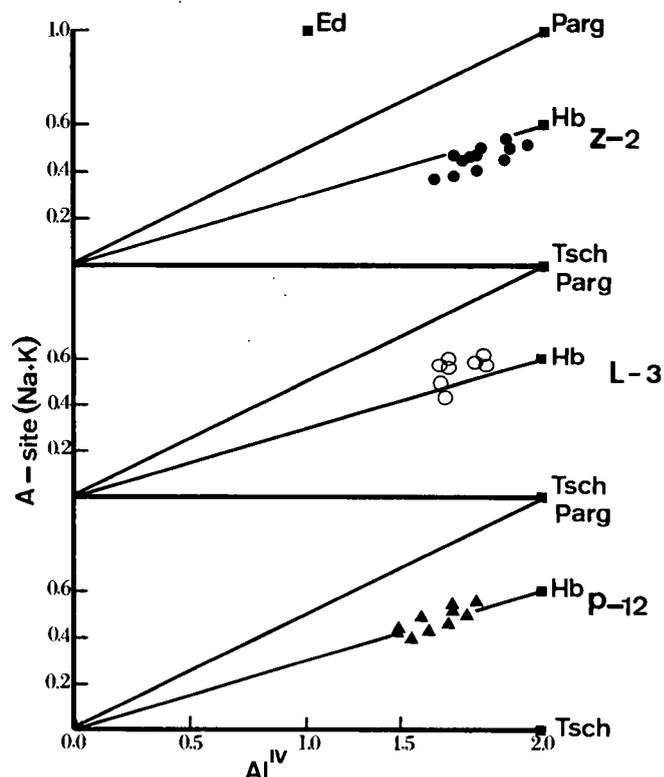


Abb. 14:  $(Na+K)_A$  gegen  $Al^{IV}$  für verschiedene Amphibole der Bunt- und Monotonen Serie, sowie der Gföhler Einheit (?). (Z-2).

### 5.5.2. Klinopyroxen

Die bereits makroskopisch beobachteten Klinopyroxene in den drei Proben L-3, P-12 und Z-2 weisen fast gleiche Mineralchemismen auf und sind als Salite einzustufen (POLDERVAART & HESS, 1951).  $Al_2O_3$  liegt um 2 Gew.-%,  $Na_2O$  ist unter 0,4 Gew.-%,  $Al^{IV}/Al^{VI}$  ist größer als 1 in der Gföhler Einheit und der Ostrong-Einheit und kleiner als 1 in der Drosendorfer Einheit.

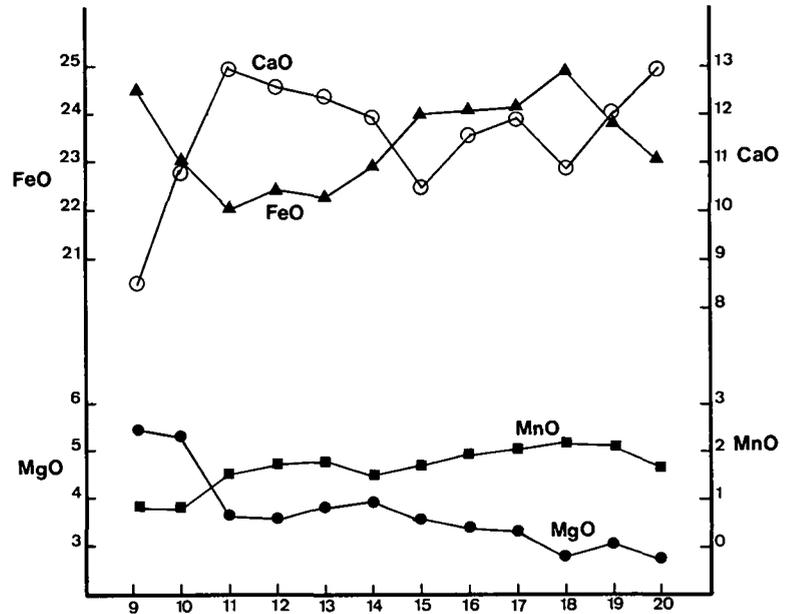
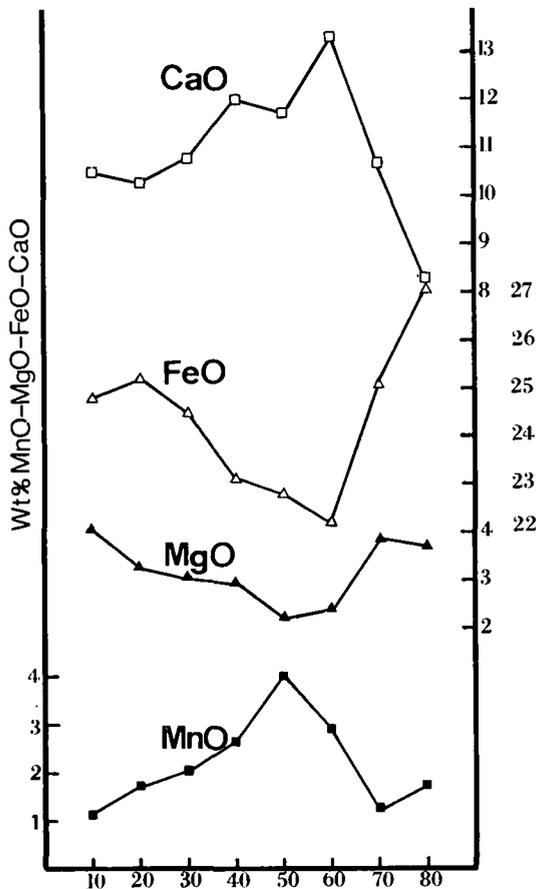


Abb. 15: Granatprofile aus den Amphibolitproben L-3 und P-12. Der Granat der Probe L-3 ist einphasig durch Elementfraktionierung gewachsen, jener der Probe P-12 durch mindestens zweiphasiges Wachstum.

### 5.5.3. Granate

Granate kommen in den Proben L-3 (Bunte Serie) und P-12 (Ostrong-Einheit) vor. Die Zusammensetzungsprofile einzelner zonar gebauter Granatindividuen sind in Abb. 15 dargestellt.

Im Granat der Probe L-3 ist ein deutlicher Zonarbau vorhanden, mit CaO und MnO-Zunahme im Kern und FeO und MgO-Zunahme gegen den Rand zu. Dieser kontinuierliche Zonarbau in den textuell einphasigen Granaten wird üblicherweise einer Elementfraktionierung nach dem RAYLEIGH'schen Modell (HOLLISTER, 1966) zugeschrieben.

Andererseits zeigt der Granat der Probe P-12 eine zweiphasige Zusammensetzung, die durch abrupte Schwankungen der FeO und CaO-Gehalte im Kern gekennzeichnet ist. Hier könnten die Kerne als Relikte einer älteren Granatgeneration gedeutet werden, die als Kristallisationskeime für ein progressives Granatwachstum bei fortschreitender Metamorphose gedient haben. Steigende Mg/Fe-Quotienten weisen auf steigende Metamorphosebedingungen hin (RAHEIM & GREEN, 1974).

## 6. Die Metamorphoseentwicklung im südwestlichen Waldviertel

### 6.1. Die Paragneise

#### 6.1.1. Die Paragenesen

Wie gezeigt wurde, lassen sich die Paragneise der Bunten Serie und der Monotonen Serie durch unterschiedliche Berührungsparagenesen unterscheiden. Die chemischen Unterschiede der ferromagnesischen Mineralphasen wurden bereits in der Abb. 5 erläutert.

In den Paragenesen der Monotonen Serie beobachtet man die Paragenese:



In den Paragenesen der Bunten Serie sind zwei Paragenesen festgestellt worden:

1. Grt - Bio - Sill - Alkf - Qu - Plag - (Di)
2. Grt - Bio - Qu - Plag.

Durch diese erkannten Berührungsparagenesen können im südwestlichen Waldviertel zwei Mineralzonen unterschiedlicher Metamorphosegrade in Betracht gezogen werden:

1. Die Cordierit-Alkalifeldspat-Zone und
2. die Sillimanit-Alkalifeldspat-Zone.

ad 1) Die Erste, die der Monotonen Serie zukommt, ist durch die Reaktion



charakterisiert. Muskovit ist vorhanden, Granat fehlt praktisch völlig. Es ist anzunehmen, daß die Vergesellschaftung Bio - Sill - Mu - Qu - Plag zur Herausbildung der Paragenesen der Cordierit-Alkalifeldspat-Zone führte.

ad 2) Infolge der Instabilität von Muskovit in der Bunten Serie und der polymorphen Umwandlung des Disthens in Sillimanit bildet sich das Dreiphasenfeld Grt - Bio - Sill (Abb. 5) aus. Mit dem Verschwinden des Muskovits nach der Reaktion



entwickelt sich die Paragenese der Sillimanit-Alkalifeldspat-Zone. Muskovit, wenn überhaupt, ist als Relikt anzusehen. Cordierit fehlt. Als Ausgangsparagenese für die Paragneise der Bunten

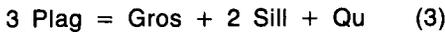
Serie dieser Gegend kommt Bio<sub>1</sub> – Di – Mu – Grt – Qu – Plag in Frage. Neben der Reaktion (2) können noch andere Reaktionen gedacht werden.

Im hochgradigen Metamorphosenbereich der Sillimanit-Alkalifeldspat-Zone ist auch Anatexis festgestellt worden.

### 6.1.2. P/T-Bedingungen für die Sillimanit-Alkalifeldspat-Zone

#### 6.1.2.1. Granat-Plagioklas-Paare

Die Verteilung von Ca zwischen Granat und Plagioklas in der Paragenese Grt – Bio – Sill – Alkf – Qu – Plag ist durch die Gleichgewichtsreaktion



gegeben. Diese wurde von GHENT (1976) untersucht und der Reaktionsverlauf im P/T-Feld von HARIYA & KENNEDY (1968) experimentell festgelegt.

Das Gleichgewicht mit Sillimanit als Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Polymorph ist bestimmt durch die Beziehung

$$0 = \frac{-2551,4}{T} + 7,1711 - \frac{0,2842(P-1)}{T} + \log a_{\text{Ca}_3\text{Al}_2}^{\text{Grt}} - 3 \log a_{\text{CaAl}_2}^{\text{Pl}} \quad (4)$$

Der Verlauf der Reaktionskurve (3) ist der Abb. 16 zu entnehmen. Im selben Diagramm gelten die Stabilitätsfelder der Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Polymorphen nach HOLDAWAY (1971). Reaktion (3) dürfte zwischen 650° und 700° abgelaufen sein, da Muskovit in der Bunten Serie nicht stabil ist. Die gemessenen Plagioklas-Granat-Paare stammen aus dem Leukosom. Die Elementverteilung im Granat ist relativ homogen (Probe L-st-5). Plagioklas weist keine deutliche Zonierung auf (An<sub>27-32</sub>).

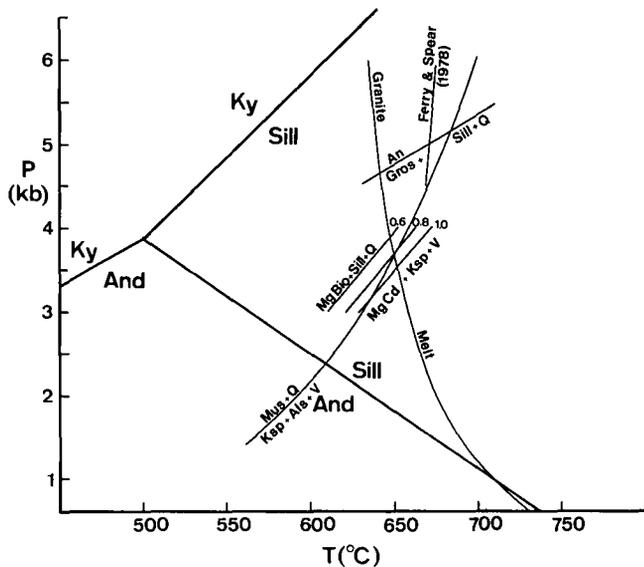


Abb. 16: Lage der Reaktionskurve im P/T-Feld (siehe Text). Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Tripelpunkt nach HOLDAWAY (1971).

#### 6.1.2.2. Granat-Biotit-Paare

Die Abhängigkeit des Verteilungskoeffizienten

$$K_D^{\text{Grt-Bio}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Fe}}$$

von der Temperatur wurde von A. B. THOMPSON (1976) und von GOLDMANN & ALBEE (1977) erfaßt und von FERRY & SPEAR (1978) experimentell untersucht.

Diese Abhängigkeit des K<sub>D</sub> von der Temperatur wird durch den Ausdruck

$$T^{\circ}\text{K} = \frac{12454 + 0,057(P-1)}{4,662 + 5,691 \times \ln K_D} \quad (5)$$

bestimmt. In unserem Falle wurden bei Drucken von 5 kb (P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>) für drei untersuchte Paare Gleichgewichtstemperaturen zwischen 611 und 671°C gefunden (Tabelle 9).

Tabelle 9: Mg/Fe-Verteilung zwischen Granat und Biotit in Proben mit der Paragenese Grt + Bio + Sill + Alkf + Qu + Plag; Temperaturen nach FERRY & SPEAR (1978).

Granat	X <sub>Ca</sub>	0,056	0,029	0,037
	Mg/Fe	0,282	0,295	0,228
Biotit	Mg/Fe	1,272	1,297	1,191
K <sub>D</sub> <sup>Grt</sup> <sub>Mg/Fe</sub>		0,222	0,227	0,191
T°C'		671	661	611

Um den Metamorphosebereich für die Bunte Serie einzuengen, wurden die Temperaturen nach FERRY & SPEAR (1978) für verschiedene Drucke berechnet, um den Verlauf der unvarianten Kurve für die Austauschreaktion



zu bekommen.

Der Schnittpunkt mit der Reaktionskurve (3) (Abb. 16) grenzt die P/T-Bedingungen ein. Er liegt bei 670°C und 5 kb. Diese Werte scheinen den Bildungsbedingungen der Paragenese Grt – Bio – Sill – Alkf – Qu – Plag der Bunten Serie im südwestlichen Waldviertel zu entsprechen. Außerdem lassen sich diese Werte auch mit der beobachteten Anatexis in Zusammenhang bringen.

Tabelle 10: Chemische Zusammensetzung und CIPW-Normen eines Leukosoms (Probe L-st-4) in den Bio+Grt+Sill+Alkf-gneisen der Bunten Serie, Lojatal.

		CIPW-Normen					
SiO <sub>2</sub>	70,66	qu	28,55	ab	36,86	qu	33,79
TiO <sub>2</sub>	0,24	ab	23,70	or	50,16	ab	28,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,19	or	32,25	an	12,99	or	38,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	an	8,35				
FeO	1,00	di	4,36		qu	30,75	
Mn	0,00	hy	1,82		ab	25,35	
MgO	0,32	mt	0,42		or	34,73	
CaO	1,72	il	0,34		an	8,99	
Na <sub>2</sub> O	2,61	ap	0,11				
K <sub>2</sub> O	5,38	Total	99,90				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05						
H <sub>2</sub> O	0,46						
Σ	100,04						

#### 6.1.2.3. Anatexis

In Tabelle 10 ist die chemische Zusammensetzung des Leukosoms (Probe L-st-4) angegeben. Die entsprechenden Normdreiecke qu – ab – or, bzw. ab – or – an sind in den Abb. 17 und 18 wiedergegeben. Man sieht deutlich, daß die Projektionspunkte der Leukosomprobe in beiden Dreiecken bei 5 kb P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> zwischen 670 und 685°C zu liegen kommen. Die Übereinstimmung dieser Temperaturwerte mit den oben gewonnenen ist ganz eindeutig.

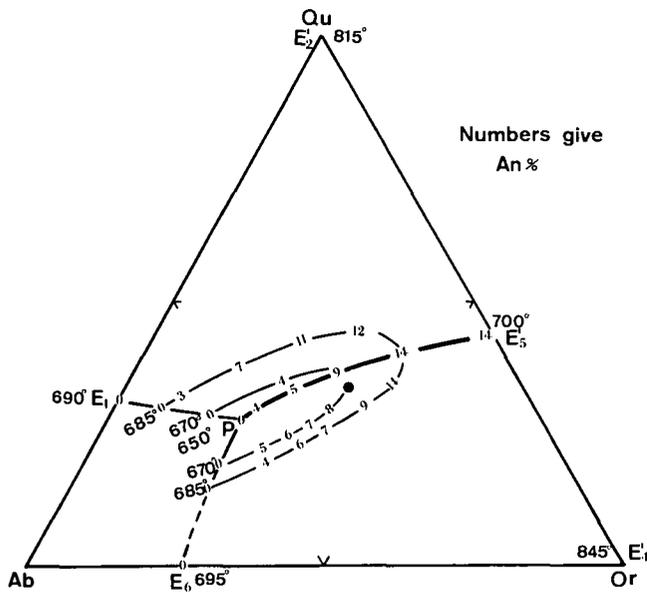


Abb. 17: Projektion des Systems Q-Ab-An-Or-H<sub>2</sub>O bei 5 kb P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> auf die Ebene ab-or-q. Konturen geben die An-Gehalte der koexistierenden Plagioklase an (WINKLER, 1979).

### 6.1.3. P/T-Bedingungen für die Cordierit-Alkalifeldspat-Zone

Der Unterschied zwischen der Cordierit-Alkalifeldspat-Zone und der Sillimanit-Alkalifeldspat-Zone wird durch die Anwesenheit, bzw. Abwesenheit von Muskovit, der im Zusammenhang mit den P/T-Bedingungen für die Unterscheidung der beiden Zonen von Bedeutung ist, bestimmt. Durch das Auftreten von Muskovit in der Cordierit-Alkalifeldspat-Zone ist zu vermuten, daß die Bildung von Cordierit und Alkalifeldspat aus Sillimanit + Biotit + Quarz (Reaktion 1) auf niedrigere Drücke zurückzuführen ist. In Abb. 16 ist die Reaktion (1) aufgetragen.

Die univariante Kurve dieser Reaktion schneidet die univariante Kurve der Reaktion (2) bei 630°C und 3 kb.

Da Fe-Cordierit bei niedrigeren Drücken stabiler ist als Mg-Cordierit (RICHARDSON, 1968; SCHREYER, 1968), sollte die Druckobergrenze durch die univariante Kurve „Mg-Cord + Alkalif + H<sub>2</sub>O“ bestimmt sein; die Druckuntergrenze hingegen durch „Fe-Cord + Alkalif + H<sub>2</sub>O“.

Für die analysierten Cordierite mit der Mg-Zahl zwischen 55 und 57 verläuft diese univariante Kurve zwischen 630°C/3 kb und 672°C/4 kb (Abb. 16).

Das Austauschgleichgewicht zwischen Biotit und Cordierit, sofern die Elemente Fe und Mg in Betracht gezogen werden, ist eine Funktion X<sub>H<sub>2</sub>O</sub>, P<sub>tot</sub> und T (HOLDWAY & LEE, 1977; RICHARDSON, 1968; HOFFER, 1976; BLÜMEL & SCHREYER, 1977). Durch die experimentellen Befunde geht deutlich hervor, daß der Quotient Fe/Fe+Mg im Cordierit vom Ausgangsmaterial abhängt.

Durch sinkenden P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> bei X<sub>H<sub>2</sub>O</sub> zwischen 0,8 und 0,6 und gleichbleibendem Fe/Fe+Mg im Cordierit wird eine deutliche Erniedrigung von P und T erzielt. Die univarianten Kurven für X<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 1, 0,8 und 0,6 zeigen in Abb. 16 die Überschreitung der univarianten Kurve der Reaktion (2). Die Kurven für 0,8 und 0,6 liegen im Stabilitätsfeld des Muskovits während des Reaktionsverlaufes (1). Dieser Hinweis wird durch das mikroskopische Bild bestätigt: Muskovit zeigt immer eine Verwachsung mit Biotit und eine scharfe Grenze zu Cordierit.

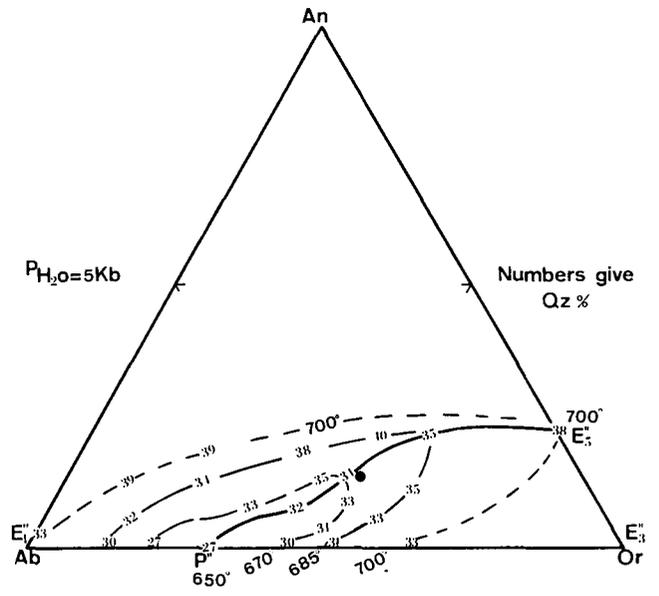


Abb. 18: Projektion des Systems Q-Ab-An-Or-H<sub>2</sub>O bei 5 kb P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> auf die Ebene ab-or-an. Konturen geben die Gewichtsprozentage Qu (WINKLER, 1979).

Aus diesen Überlegungen ergibt sich, daß P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> < P<sub>tot</sub> wahrscheinlich zwischen 1 und 0,6 gelegen ist, und der relativ große Fe/Fe+Mg-Quotient des Cordierits eine Erniedrigung der Temperatur für diesen Reaktionsverlauf bewirkte.

Der Zusammenhang zwischen der Reaktion (1) und (2) besteht darin, daß letztere unter höheren Drücken verlaufen ist, die Temperaturen jedoch als wenig unterschiedlich bezeichnet werden können.

## 6.2. Die Kalksilikatfelse

Kalzit und Wollastonit sind in der Wollastonitzone (B) im Kalksilikathandstück St-m (Abb. 6) die wichtigste Paragenese. Diese wird durch die Reaktion



gebildet. Die thermodynamischen Berechnungen setzen voraus, daß SiO<sub>2</sub> an der Reaktion (7) beteiligt war, obwohl es in der Zone B mengenmäßig untergeordnet auftritt.

Es besteht jedoch die Möglichkeit, daß das für die Reaktion (7) benötigte SiO<sub>2</sub> aus dem wenige Zentimeter entfernten Paragneis der Zone F auf diffusem Wege bezogen wurde. In diesem Falle würde es sich nicht um eine Gleichgewichtsreaktion, sondern um eine „Diffusionsreaktion“ (A. B. THOMPSON, 1975) handeln. Die Abhängigkeit der Reaktion (7) von diesem Umstand sowie von Partialdruck des CO<sub>2</sub> ist folgende:

① Die Annahme, daß die begleitenden Paragneise ein mehr oder weniger geschlossenes System für CO<sub>2</sub> waren, bedeutet, daß P<sub>CO<sub>2</sub></sub> in den Paragneisen vermutlich sehr viel geringer war als der Gesamtdruck, P<sub>tot</sub>. Die dadurch mögliche Verdünnung von CO<sub>2</sub> durch andere flüchtige Bestandteile, namentlich H<sub>2</sub>O, würde das Reaktionsgleichgewicht zu niedrigeren Temperaturen verschieben (Abb. 19), wodurch die regionalen Metamorphosebedingungen für den Ablauf der Reaktion (7) ausreichen würden. Andererseits besteht die Möglichkeit, daß in dieser undurchlässigen Kalksilikatlinse CO<sub>2</sub> nicht entweichen konnte, wodurch jedoch P<sub>CO<sub>2</sub></sub> = P<sub>tot</sub> gewesen sein müßte. Die dafür notwendigen Tempera-

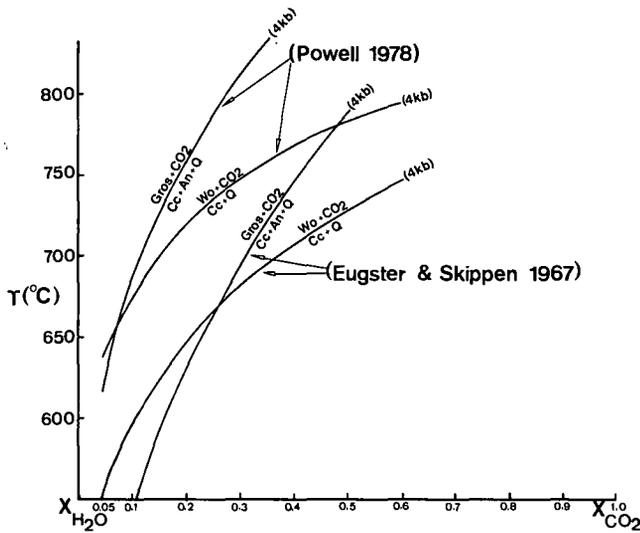


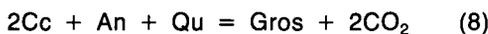
Abb. 19: Isobares T-X<sub>CO<sub>2</sub></sub>-Diagramm der Reaktionen (7) und (8). X<sub>CO<sub>2</sub></sub> ist der Molenbruch von CO<sub>2</sub> in der Gasphase (siehe Text).

turen für den Reaktionsablauf sind mit den regionalen Beobachtungen nicht vereinbar.

Da die berechneten Gleichgewichtskurven für die Reaktion (7) bei einem in der Bunten Serie mindestens bei 4 kb liegenden Gesamtdruck für X<sub>CO<sub>2</sub></sub> = 1 zu stark überhöhten Temperaturen führen würden (Abb. 19), ist die Annahme einer starken Verdünnung von CO<sub>2</sub> (X<sub>CO<sub>2</sub></sub> << 1) wohl gerechtfertigt. Aus einer Korrelation mit der Reaktion (8) konnte eine bestimmte Zusammensetzung der fluiden Phase ermittelt werden.

② Da Quarz, bedingt durch den niedrigen Modalgehalt, nicht im Überschuß vorhanden war, müßte die Reaktion (7) aber auch die Reaktion (8), spätestens dann zum Stillstand gekommen sein, bis Quarz verbraucht war. Der durchaus vernünftige Verlauf der Gleichgewichtskurven läßt den Schluß zu, daß beide Reaktionen tatsächlich als Gleichgewichtsreaktionen wirksam waren.

In der Zone B und auch in der Zone C ist die Paragneise Grossular – Plagioklas – Kalzit zu finden. Sie ist auf die mögliche Reaktion



zurückzuführen. Diese Reaktion wurde berechnet und ihr Kurvenverlauf im T-X<sub>CO<sub>2</sub></sub>-Feld gemeinsam mit der Reaktion (7) eingetragen (Abb. 19). Die Rolle von X<sub>CO<sub>2</sub></sub> und die des Quarzes für Reaktion (8) ist dieselbe, wie sie für die Reaktion (7) diskutiert wurde.

A priori ist anzunehmen, daß beide Reaktionen unter denselben X<sub>CO<sub>2</sub></sub>-Bedingungen abgelaufen sind. Da ihr Schnittpunkt im T-X-Feld jedoch für beide angewandten Berechnungsmethoden (POWELL, 1979; EUGSTER & SKIPPEN, 1967) bei einer Temperatur von 665°C und damit in den Bereich der aus den benachbarten Paragneisen abgeleiteten Temperaturen zu liegen kommt, scheint X<sub>CO<sub>2</sub></sub> klein, aber deutlich verschieden, gewesen zu sein: 0,07 (POWELL, 1979) bzw. 0,25 (EUGSTER & SKIPPEN, 1967).

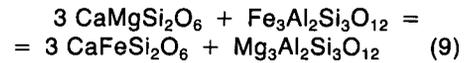
### 6.3. Die Amphibolite

Der Mineralbestand der Amphibolite bietet die Möglichkeit, einige Geothermometer für mafische Gemengteile anzuwenden.

Das Granat-Klinopyroxen-Geothermometer nach WELLS (1979) beruht auf der Fe-Mg-Verteilung zwi-

schen Granat und Klinopyroxen und ist besonders gut für die Amphibolit- und Granulitfaziesgesteine anwendbar.

Es beruht auf der Austauschreaktion



Die Gleichung zur Berechnung der Temperatur lautet:

$$T^{\circ}K = \frac{24440 + 0,06524 (P-1)}{13,41 - 3 R \ln \left( \frac{X_{Grt}^{Mg} X_{Cpx}^{Fe}}{X_{Grt}^{Fe} X_{Cpx}^{Mg}} \right)} \pm 40^{\circ}K \quad (10)$$

Die entsprechenden Parameter und errechneten Temperaturwerte für die Proben L-3 und P-12 sind in Tabelle 11 angeführt.

Tabelle 11: Geothermometrie der Amphibolite L-3, P-12 und Z-2.

a) Methode WELLS (1979)						
Probe		Mg	Fe	K <sub>D</sub>	lnK <sub>D</sub>	T°C
L-3	Cpx	0,65	0,39	0,153	-1,871	737
	Grt <sub>R</sub>	0,864	3,37			
P-12	Cpx	0,76	0,33	0,094	-2,364	629
	Grt <sub>R</sub>	0,64	2,95			
b) Methode ELLIS & GREEN (1979)						
Probe		X <sub>Ca</sub>		K <sub>D</sub>	lnK <sub>D</sub>	T°C
L-3	Grt <sub>R</sub>	0,25		6,5	1,871	749/5kb
P-12	Grt <sub>R</sub>	0,38		10,64	2,364	720/3Kb
c) Methode KRETZ & JEN (1978)						
Probe		Mg	Fe <sup>2+</sup>	X	K <sub>D</sub>	T°C
L-3	Cpx	0,683	0,376	0,65	1,52	720
	Am	2,27	1,83	0,55		
P-12	Cpx	0,763	0,328	0,699	1,609	690
	Am	2,19	1,56	0,58		
Z-2	Cpx	0,714	0,349	0,653	1,603	690
	Am	1,97	1,66	0,54		

Ferner wurde das Geothermometer nach ELLIS & GREEN (1979) angewandt. Dies beruht auf der Bedeutung des Ca im Granat für die Austauschreaktion Fe-Mg zwischen Granat und Klinopyroxen. Die Parameter und Temperaturen sind auch in Tabelle 11 angeführt. Man bemerkt die Temperaturkonstanz bei variablem Druck. Für den Druck in der Bunten Serie, der mit 5 kb angenommen wird, herrschten Bildungstemperaturen von 749°C. Die Temperaturen in der Monotonen Serie sind etwas niedriger, bei den postulierten Drucken von 3 kb.

Die Berechnungsmethode nach ELLIS & GREEN (1979) beruht auf folgender Beziehung:

$$T^{\circ}K = \frac{3104 X_{Ca}^{Grt} + 3030 + 10,86 P (kb)}{\ln K_D + 1,9034} \quad (11)$$

X<sub>Ca</sub> ist als Ca/(Ca+Fe+Mg) im Granat zu verstehen. K<sub>D</sub> ist der reziproke Wert gegenüber WELLS (1979).

Als drittes Thermometer wurde jenes von KRETZ & JEN (1978) verwendet, das auf dem Fe-Mg-Austausch zwischen Ca-Pyroxen und Amphibol beruht. Der Verteilungskoeffizient ist stark temperaturabhängig, während die Wirkung des Druckes als gering anzusehen ist.

Der Verteilungskoeffizient wird folgendermaßen definiert

$$K_D^{\text{Cpx-Am}} = \frac{X^{\text{Cpx}} (1-X)^{\text{Am}}}{(1-X^{\text{Cpx}}) X^{\text{Am}}} \quad (12)$$

wobei X gleichzusetzen ist mit dem Quotienten

$$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$$

$K_D$  liegt bei Gesteinen in der Amphibolitfazies bei etwa 1,65–1,50. Dieses Geothermometer ist auch auf die Amphibolitproben L-3, P-12, Z-2 angewendet worden (Tabelle 11). Die gefundenen Temperaturen liegen zwischen 690° und 720°, wobei die Monotone Serie die etwas geringeren Temperaturwerte ergibt.

Bei den Berechnungen der ausgewählten Geothermometer wurde darauf geachtet, daß nur Berührungsparagenesen ins Spiel kamen: d. h. als Granatränder und angrenzende Klinopyroxenränder oder der Grenzbe- reich Klinopyroxen-Amphibol. So sind die in Tabelle 8 angegebenen Mineraldaten nicht notwendigerweise jene, die für die Thermometerberechnungen verwendet wurden. Die Zusammensetzungen sind jedoch stets ähnlich.

## 7. Schlußfolgerung

Intramoldanubischer Deckenbau mit Westvergenz und kaledonischen Alters scheint heute im niederösterreichischen Waldviertel als in hohem Grade wahrscheinlich (FUCHS, 1976). Eine Seriengliederung in Monotone Serie (Ostrong-Einheit), Bunte Serie (Drosendorfer Einheit) und Gföhler Einheit (tektonisch von unten nach oben) gilt gleichfalls als brauchbare Arbeitshypothese.

Es war nun festzustellen

- inwiefern die Metamorphose mit dem Deckenbau zusammenhängt und
- ob Unterschiede im Metamorphosegrad, namentlich in den Peliten, der Bunten und der Monotonen Serie nachweisbar sind.

In den pelitisch-psammitischen Metamorphiten, die heute als Paragneise vorliegen, liegt der gravierende Unterschied zwischen der Monotonen und der Bunten Serie im südwestlichen Waldviertel in der Anwesenheit von Cordierit und Muskovit in der ersteren und Granat, sowie anatektischen Erscheinungen in der letzteren. Die heutigen stabilen Paragenesen sind Cordierit – Biotit – Sillimanit – Alkalifeldspat – Quarz – Plagioklas

in der Monotonen Serie, sowie Granat – Biotit – Sillimanit – Alkalifeldspat – Quarz – Plagioklas, bzw. Granat – Biotit – Quarz – Plagioklas in der Bunten Serie.

Somit kann eine Cordierit-Alkalifeldspat-Zone von einer Sillimanit-Alkalifeldspat-Zone unterschieden werden, die den beiden genannten Serien entsprechen.

In beiden Serien lassen sich ältere Paragenesen ableiten, von denen angenommen wird, daß sie durch die Reaktion (1) bzw. (2) in die gegenwärtigen Paragenesen übergeführt wurden.

Reaktion (1): Bio + Sill + Qu = Cord + Alkf + H<sub>2</sub>O;

Reaktion (2): Mu + Qu = Sill + Alkf + H<sub>2</sub>O.

Es konnte herausgefunden werden, daß die Metamorphosebedingungen für die Pelite in der Bunten Serie

bei ca. 670°C und 5 kb anzugeben sind, während sie für die Pelite der Monotonen Serie bei ca. 630°C und 3 kb lagen.

Das ergibt einen deutlich höheren Metamorphosegrad für die Bunte Serie, die in diesem Raume ja auch anatektisch beeinflusst ist, während in der Monotonen Serie Muskovit anzutreffen ist.

Die Anwendung von Geothermometern auf andere Gesteine ergab idente Temperaturen für die regional-metamorphe Kalksilikatfelse der Lojasteinbrüche und etwas höhere Temperaturen für die Amphibolite. Letztere sind in der Monotonen Serie geringer temperiert bei Anwendung von Barometern.

Der Metamorphoseverlauf muß vor dem kaledonischen Deckenbau, also mindestens frühkaledonisch angesetzt werden. Bei diesem Vorgang müssen die Gesteine der Drosendorfer Einheit tiefer als jene der Ostrong-Einheit geprägt worden sein.

Die heutige Lagerung (Drosendorfer Einheit als Hangendes der Ostrong-Einheit) wird in Zusammenhang mit dem kaledonischen Deckenbau gebracht (FUCHS, 1976). Die Überschiebungsbahn ist durch eine Granulitlamelle (FUCHS & SCHARBERT, 1979; MATURA, 1978) markiert, die sich über weite Strecken hin verfolgen läßt.

Die Protoparagenesen, wie sie in Kap. 6.1.1. erwähnt wurden, könnten einer älteren, präfrühkaledonischen, etwas tiefer gradigen Metamorphose zugeordnet werden, die, bedingt durch Muskovitführung, vielleicht zwischen den heute erkennbaren Serien wenig unterschiedlich gewesen sein mag.

Als Ausgangsgesteine sind für die Paragneise die üblichen Sedimente pelitisch-psammitischer Natur anzugeben, die aufgrund verschiedener Pauschalzusammensetzung die unterschiedlichen Paragenesen zwischen Bunter und Monotoner Serie hervorbrachten, die durch den erkannten Unterschied im Metamorphosegrad noch akzentuiert wurden.

Bekannt ist ferner, daß die Marmorzüge der Bunten Serie oft in ihren Grenzbereichen gegen die Paragneise kalksilikatische Entwicklung zeigen, die auf mergeliges Ausgangsmaterial schließen läßt. Ähnliches gilt von der Anlage her für die zonaren Kalksilikate (St-m u. a.) der Loja. Da die Karbonate zerrissen wurden und außerdem den hohen P/T-Bedingungen im SW-Waldviertel ausgesetzt waren, die höher waren als in den Gesteinen der übrigen Bunten Serie, konnte der ursprüngliche Lagerbau durch die herrschenden hohen Temperaturen und Diffusionsvorgänge in die heutige Paragenese mit Wollastonit – Diopsid – Grossular – Forsterit etc. umgeprägt werden. Detailliertere Untersuchungen zu diesem Problem sind beabsichtigt.

Die Amphibolite sind den vulkanischen Ergüssen auf den Meeresboden der Geosynklinale (?) zu verstehen.

Der Metamorphosegrad der untersuchten Gesteine ist der Amphibolitfazies zuzuordnen, vielleicht in manchen Partien mit Tendenz zur höheren Amphibolitfazies.

## 8. Ausblick

Solange nicht die petrologischen Untersuchungen an den übrigen (ausgedehnteren) Bereichen der metamorphen Serien des niederösterreichischen Waldviertels vorangetrieben sind, können die hier vorgelegten Untersuchungsergebnisse nur für das südwestliche Waldvier-

tel gelten und (auf den gesamten Bereich bezogen) als rudimentär gelten.

Folgende Probleme wären einer Klärung näherzubringen:

- 1 Nach vorläufigen Untersuchungen an der Bunten Serie sieht es so aus, als ob deren Metamorphosegrad gegen NE und weiter gegen N zu abnimmt, um aber in manchen Bereichen (z. B. Thurnberger Profil) wieder migmatische Erscheinungen zu führen. Vielleicht haben wir ein „Fluktuieren“ der Metamorphoseintensität im Streichen vor uns.
- 2 Die Granulitkörper haben einen weitaus abweichenden Metamorphosegrad von ca. 10 kb und Temperaturen von über 760°C (SCHARBERT & KURAT, 1974). Sie sind Glieder der Gföhler Einheit. Deren Verband mit den anderen Serien, namentlich der Bunten Serie, ist der einer Deckscholle. Die Alter sind zwar ordovizisch (ARNOLD & SACHRBERT, 1973), jedoch könnte dies ebensogut mit der kaledonischen „Aufwärmung“ in Zusammenhang stehen, die ältere Granulite betroffen hat.

Sollte jedoch die Metamorphose im Moldanubikum in „einem Guß“ ein Gesteinspaket erfaßt haben, erhebt sich die Frage nach dem „Hiatus“ zwischen 10 kb und 5 kb, im Granulit bzw. der Bunten Serie, der nur dann einigermaßen überbrückt werden kann, wenn es gelänge, vielleicht innerhalb der Gföhler Einheit Metamorphosebedingungen in der Lücke zu finden.

Solange dies nicht gelingt, bleibt die präfrühkaledonische Metamorphose der Granulite innerhalb der Gföhler Einheit als Postulat bestehen und jede Überlegung kann an dem „Hiatus“ nicht vorbei.

#### Dank

Die vorgelegten Untersuchungen wurden durch den ersten Autor (A. Z.) im Rahmen einer Dissertation im Institut für Petrologie an der Universität unternommen. Für finanzielle Unterstützung danken die Autoren der Niederösterreichischen Landesregierung (Proj. III/2-4164/79 und III/2-WF-64/3). Der Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung stellte in dankenswerter Weise eine Elektronenstrahlmikrosonde Typus ARL-SEM (Proj. 1939) zur Verfügung. Den Herren Univ.-Doz. Dr. G. FUCHS und Dr. A. MATURA sei für die kritische Lesung des Manuskriptes und mehrerer Diskussionen gedankt. Einige Analysen der Amphibolite wurden im Department of Geology der University of Manchester durchgeführt (H. G. S.).

#### Literatur

- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **53**, 61–78, Zürich 1973.
- BLÜMEL, P. & SCHREYER, W.: Phase relations in pelitic and psammitic gneisses of the sillimanite-potashfeldspar and cordierite-potashfeldspar zones in the Moldanubicum of the Lam-Bodenmais Area, Bavaria. – J. Petr., **18**, 431–459, Oxford 1977.
- ELLIS, D. J. & GREEN, D. H.: An experimental study of the effect of Ca upon the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. – Contr. Miner. Petr., **71**, 13–22, Berlin-Heidelberg 1979.
- EUGSTER, H. P. & SKIPPER, G. B.: Igneous and metamorphic reactions involving gas equilibria. – Res. in Geochem. vol. 2, 492–520, Wiley, New York (ed. P. H. Abelson) 1967.
- FERRY, J. M. & SPEAR, F. S.: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. – Contr. Miner. Petr., **66**, 113–117, Berlin-Heidelberg 1978.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – J. Geol. B.-A., **116**, S. 45–61, Wien 1976.
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H. G.: Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. – Verh. Geol. B.-A., 29–49, Wien 1979.
- GHENT, E. D.: Plagioclase – garnet –  $Al_2SiO_5$  – quartz: a potential geobarometer-geothermometer. – Am. Min., **61**, 710–714, 1976.
- GOLDMANN, D. S. & ALBEE, A. L.: Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with  $O^{18}/O^{16}$  partitioning between quartz and magnetite. – Am. J. Sci., **277**, 750–767, New Haven 1977.
- GRAPES, P. H., HASHIMOTO, S. & MIYASHITA, S.: Amphiboles of a metagabbro-amphibolite sequence, Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. – J. Petr., **18**, 285–318, Oxford 1977.
- GREENWOOD, H. J.: Wollastonite stability in  $H_2O$ - $CO_2$  mixtures and occurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo, B. C., Canada. – Am. Min., **52**, 1669–1680, 1967.
- HARIYA, Y. & KENNEDY, G. C.: Equilibrium study of anorthite under high pressure and temperature. – Am. J. Sci., **266**, 193–203, New Haven 1968.
- HOFFER, E.: The reaction sillimanite + biotite + quartz = cordierite + k-feldspar +  $H_2O$  and partial melting in the system  $K_2O$ -FeO-MgO- $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ . – Contr. Min. Petr., **55**, 127–130, Berlin-Heidelberg 1976.
- HOLDAWAY, M. J.: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. – Am. J. Sci., **271**, 97–131, New Haven 1971.
- HOLDAWAY, M. J. & LEE, S. M.: Fe-Mg-cordierite stability in high grade pelitic schists based on experimental, theoretical and natural observations. – Contr. Miner. Petr., **63**, 175–198, Berlin-Heidelberg 1977.
- HOLLISTER, L. S.: Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. – Science, **154**, 1647–1651, London 1966.
- KÖHLER, A.: Mineralogisches aus dem niederösterreichischen Waldviertel. – Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **36**, 157–163, Wien 1924.
- KÖHLER, A.: Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. – Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **39**, 125–202, Wien 1928.
- KRETZ, R. & JEN, L. S.: Effect of temperature on the distribution of Mg and  $Fe^{2+}$  between calcic-pyroxene and amphibole. – Can. Min., **16**, 533–537, Ottawa 1978.
- MACDONALD, G. A. & KATSURA, T.: Chemical composition of Hawaiian lavas. – J. Petr., **5**, 82–133, Oxford 1964.
- MATURA, A.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 54, Melk (Waldviertel). – Verh. Geol. B.-A., A56–A58, Wien 1978.
- MISCH, P.: Stable association of wollastonite-anorthite and other calc-silicate assemblages in amphibolite facies crystalline schists of Nanga Parbat, northwestern Himalayas. – Contr. Min. Petr., **10**, 315–356, Berlin-Heidelberg.
- MIYASHIRO, A.: Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. – Am. J. Sci., **274**, 321–355, New Haven 1974.
- PEARCE, T. H. & CANN, J. R.: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – Earth Planet Sci. Lett., **19**, 290–300, Amsterdam 1973.
- POLDERVAART, A. & HESS, H. H.: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. – J. Geol., **59**, 472–489, Chicago 1951.
- POWELL, R.: Equilibrium thermodynamics in petrology. – London, New York (Harper & Rao) 1978.
- RAHEIM, A. & GREEN, D. G.: Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Mg-Fe partition coefficient of garnet and clinopyroxene. – Contr. Min. Petr., **48**, 179–203, Berlin-Heidelberg 1974.
- RICHARDSON, S. W.: Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. – J. Petr., **9**, 467–488, Oxford 1968.
- RIEDEL, J.: Der geologische Bau des Gebietes zwischen dem Ostrong und der Granitgrenze im niederösterreichischen Waldviertel. – Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **40**, 235–293, Wien.
- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums I. – N. Jb. Min. Abh., **100**, 59–86, Stuttgart 1963.
- SCHARBERT, H. G. & FUCHS, G.: Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. – Fsch. Min., **59**, 129–152, Stuttgart 1981.
- SCHARBERT, H. G. & KURAT, G.: Distribution of some elements between ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks, Lower Austria, Austria. – Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **21**, 110–134, Wien 1974.

- SCHMÖLZER, A.: Der Wachauer oder Spitzer Marmor. – Verh. Geol. B.-A., 115–126, Wien 1937.
- SCHREYER, W.: Upper pressure stability limit of Mg-cordierite. – Carn. Inst. Washington, Yearbook, **66**, 387–388, Washington 1968.
- THOMPSON, A. B.: Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schists. – J. Petr., **16**, 314–346, Oxford 1975.
- THOMPSON, A. B.: Mineral reactions in pelitic rocks: II. calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. – Am. J. Sci., **276**, 425–454, New Haven 1976.
- THOMPSON, J. B. jr.: The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. – Am. Min., **42**, 842–858, 1957.
- TROMMSDORFF, V.: Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin). – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **48**, 655–666, Zürich 1968.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich. – 2. Aufl., 10–104, Wien (Deuticke) 1951.
- WELLS, P. R. A.: Chemical and thermal evolution of archaic sialic crust, Southern West Greenland. – J. Petr., **20**, 187–226, Oxford 1979.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. – 5. Aufl., Berlin, Heidelberg, New York (Springer) 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. 12. 1982.