

# EXKURSION A3

A. PAHR\*, G. FUCHS\*\*, A. MATURA\*\* und F. KOLLER\*\*\*

- \* Oberschützen 246, A-7432 Oberschützen
- \*\* Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien
- \*\*\* Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

DONNERSTAG 4.10. Empfehlenswerte Unterlagen: Topographische Karten 1:50.000 Blatt 106 Aspang und Blatt 137 OBERWART sowie die Geologischen Karten 1:200.000 Blatt Wien und Umgebung und 1:50.000 Blatt 137 OBERWART einschließlich Erläuterungen (Geologische Bundesanstalt)

## Haltepunkt 1. Landsee -- Gabbro der Grobgneisserie

Fahrt von Bernstein über Kirchschatz - Blumau und eine Forststraße südlich von Landsee zu einem Aufschluß von Hornblende-Gabbro, der mit Diorit vergesellschaftet ist. Derartige Diorit- und Gabbrokörper liegen im Verbreitungsgebiet der Grobgneiseinheit meist im Grenzgebiet des Grobgneises zu seinen Hüllschiefern. Die bisherigen Vorstellungen zur Genese der Metabasite bringen einerseits die Gabbros mit der Magmendifferenzierung des (heutigen) Grobgneises in Zusammenhang, andere Forscher sehen diese Gesteine eher als ursprüngliche Bestandteile der Grobgneishülle.

Die Korngröße der gabbroiden Gesteine schwankt im Aufschlußbereich relativ stark, die einzelnen Komponenten erreichen eine Größe von 0,5 bis 3 cm. Makroskopisch kann man häufig das sperrige Gefüge der magmatischen Mineralphasen beobachten, das Dünnschliffbild belegt aber für die meisten Proben eine intensive metamorphe Überprägung. Als seltene Relikte sind vereinzelt die Klinopyroxene erhalten geblieben, üblicherweise kann man ihre vollständige Verdrängung durch Amphibole im Sinne einer Uralitisierung beobachten. Der alte Plagioklas ist stark gefüllt mit feinem Epidot/Klinozoisit, Hellglimmer und Amphibolnadeln. In vielen Proben sind geringfügige Gehalte an magmatischem Biotit, der in Umwandlung begriffen ist, beobachtbar. Der Grad der metamorphen Überprägung ist hier mit der Neuspaltung von idiomorphen Granatkristallen im alten Plagioklas charakterisierbar.

In einem Graben SE Gehring, N Kirchschatz konnte ein kaum rekristallisierter Gabbrokörper gefunden werden, der neben kaum verändertem Plagioklas noch Olivin, allerdings nur als Einschlus im Pyroxen, sowie beide Pyroxene erhalten hat. Auch die primäre ophitische Textur ist in dieser Probe sehr gut erhalten. Erste Reaktionssäume mit Amphibolphasen um die magmatischen Pyroxene weisen auf eine beginnende metamorphe Beeinflussung hin. Diese ist vom lokalen Angebot an H<sub>2</sub>O abhängig, man kann erwarten, daß Bereiche derartiger Gabbrokörper auch in diesem Vorkommen hier noch relativ unverändert die alpidische Metamorphose überdauert haben können.

Ähnliche Gabbrokörper, die in oder am Rande des Grobgneises stecken, sind wiederholt beschrieben worden (KOLLER & WIESENER, 1981; NEUBAUER, 1988). Die älteren Modellvorstellungen über eine gemeinsame Genese der Gabbrokomplexe und des Grobgneises im Sinne einer Differentiation sind aus heutiger Sicht nicht wahrscheinlich, der hohe Anteil an Biotit belegt eher eine Intrusion von basischen Mantelschmelzen in Bereiche kontinentaler Kruste.

Über einen Streifen von Semmeringquarzit, der die südliche Begrenzung der Grobgneisserie darstellt, gelangen wir auf der Fahrt zum Basaltabbau des Paulibergs nach Norden in den Bereich des Wechselfensters von Wiesmath.

## **Haltepunkt 2. Pauliberg -- Pliozäner basaltischer Vulkanismus**

Zwischen den Orten Kobersdorf und Landsee liegt der Pauliberg mit einer Höhe von 775 m. Er wird sowohl von unterostalpinem Kristallin, bestehend aus Glimmerschiefern, Gneisen und Quarziten, als auch aus basaltischen Gesteinen, die im Pliozän (Daz-Levantin) aus einer NW-SE verlaufenden Spalte ausströmten aufgebaut (PISO, 1970; POULTIDIS, 1981). Das Basaltvorkommen ist in NW-SE Richtung gestreckt, die Basis des Komplexes bilden Alkaliolivinbasalte, jedoch besteht die Hauptmasse aus sogenannten Sonnenbrennern. Als letztes Förderungsprodukt ist ein doleritischer Trachybasalt anzusehen, von dem angenommen wird, daß er die Oberfläche nicht mehr ganz erreicht hat und im Sinne einer Schlotfüllung hypabyssisch erstarrt ist.

POULTIDIS & SCHARBERT (1986) unterteilen die Basalte nach Farbe und Textur in folgende Gruppen:

- 1) Dunkle Alkali-Olivinbasalte
- 2) Helle Alkali-Olivinbasalte
- 3) Mittelkörnige Alkali-Olivinbasalte
- 4) Grobkörnige Alkali-Olivinbasalte
- 5) Sehr grobkörnige Trachydolerite

Der Mineralbestand der Olivinbasalte besteht aus Klinopyroxen, Plagioklas, Olivin, Titanomagnetit und Ilmenit, untergeordnet noch Biotit und Apatit (POULTIDIS, 1981).

Neuere Zusammenstellung der Mineralchemismen findet man bei POULTIDIS (1981), SCHARBERT et al. (1981) und POULTIDIS & SCHARBERT (1986), aus welchen folgende Zusammenstellungen entnommen worden sind.

Der Olivin in den Olivinbasalten tritt als Megakristen mit einer Zusammensetzung von  $Fo_{85-87}$  und als Mikrokristen in der Matrix mit  $Fo_{79-82}$  auf, wobei im Zonarbau die Gehalte an CaO, MnO und FeO vom Kern zum Rand hin zunehmen. Die Klinopyroxene weisen einen Zonarbau mit Cr-reichen diopsidischen Kernen und Cr-armen salitischen Rändern auf, Ti und Al nehmen zum Rand hin zu. Die Plagioklase sind meist

Labradore mit  $An_{55-60}$ , seltener Andesine mit  $An_{38-48}$ . Der Titanomagnetit weist MgO-Werte um 3 Gew.% auf, der Ilmenit um 5 Gew.%.

Im Trachydolerit findet man in der Reihe der Häufigkeit Klinopyroxen, Feldspat, Titanomagnetit, Ilmenit, Olivin, Biotit und Apatit als Mineralbestand. Die Titanomagnetite weisen hohe Ti-Gehalte und niedrige Mg-, Cr- und Al-Werte auf. Der Feldspat ist zonar gebaut, im Kernbereich liegt eine Zusammensetzung von  $An_{42-50}$  vor, der Rand ist ein ternärer Feldspat mit einem Zusammensetzungsbereich  $Or_{30-60}Ab_{52-38}An_{2-8}$ . Die Cr-armen Klinopyroxene weisen keinen Zonarbau auf und sind Salite.

Probe	P-174	P-185	P-182	Op-187	St-176
Gestein	Ol-B	Ol-B	Tr-B	Ol-Th	Ol-Th
SiO <sub>2</sub>	44,53	44,85	49,20	46,37	46,56
TiO <sub>2</sub>	3,57	3,25	2,83	2,47	2,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,44	11,58	17,17	13,85	13,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,74	8,44	6,42	6,59	7,39
FeO	5,00	3,53	3,28	4,38	3,80
MnO	0,17	0,14	0,13	0,18	0,13
MgO	11,04	11,70	4,76	9,14	9,01
CaO	10,40	9,76	6,71	9,85	9,40
Na <sub>2</sub> O	2,56	2,29	4,09	2,61	2,64
K <sub>2</sub> O	1,43	1,41	3,13	1,37	1,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,86	0,92	0,50	0,40	0,32
H <sub>2</sub> O	0,93	1,14	1,36	1,81	1,77
Summe	99,67	99,01	99,58	99,02	98,57
Sc	19	25		21	18
Cr	517	480	13	480	430
Co	55	56	18	58	55
Ni	454	500	11	484	522
Cu	66	65	132	60	74
Zn			115		
Rb	32	34	106	35	
Sr	400	454	1264	412	346
Ba	315	320	1128	325	300
Cs	0,50	0,64		0,24	
Hf	10,0	7,8		5,0	5,3
Ta	5,7	3,6		3,0	1,4
Th	8,9	3,5		4,2	3,0
U	1,05	0,73		2,00	1,78
La	51,0	26,2		20,0	16,2
Ce	123,0	60,0		49,0	42,5
Nd	59,0	26,0		20,0	21,0
Sm	13,6	6,1		6,3	5,5

Tab. 1: Analysen der Basaltvorkommen im Burgenland vom Pauliberg, von Oberpullendorf und von Stoob nach POULTIDIS (1981) und POULTIDIS & SCHARBERT (1986). Abkürzungen: P = Pauliberg, Op = Oberpullendorf, Sto = Stoob, Ol-B = Olivinbasalt, Ol-Th = Olivintholeiit, Tr-B = doleritischer Trachybasalt.

Die Zusammensetzung der Olivinbasalte vom Pauliberg (Tab. 1) sind nur bis gegen 1 % Ne- und bis 14 % Ol-normativ, die Gesteine von Oberpullendorf und Stoob sind hingegen normativ Nephelin frei und führen bis 11 % normativen Hypersten. Sie sind daher als Olivintholeiite anzusprechen.

POULTIDIS (1981) konnte zeigen, daß die Olivinbasalte und Olivintholeiite des Burgenlandes durch einen relativ hohen Grad der partiellen Aufschmelzung eines Granatperidotites gebildet wurden, wobei aus den Olivinmegakristen eine direkte Mantelabkunft hergeleitet wird. Die Anreicherung an inkompatiblen Spurenelementen wird als Argument für die Abstammung aus einem subkontinentalen Erdmantel verwendet. Während die Olivinbasalte relativ primitiv sind und nur geringfügig eine  $Kpx \pm Ol$ -Fraktionierung unter mittlerem Druck erlebt haben, weisen die Olivintholeiite von Oberpullendorf und Stoob einen hohen Grad dieser Fraktionierung auf. Die Bildung der doleritischen Trachybasalte erfolgte nach einer Fraktionierung von  $OL + Kpx \pm Plag$  in einer oberflächennahen Magmenkammer aus den Olivinbasalten. POULTIDIS (1981) nimmt an, daß der Erdmantel in den steirischen und in den burgenländischen Vulkangebieten unterschiedlich zusammengesetzt ist.

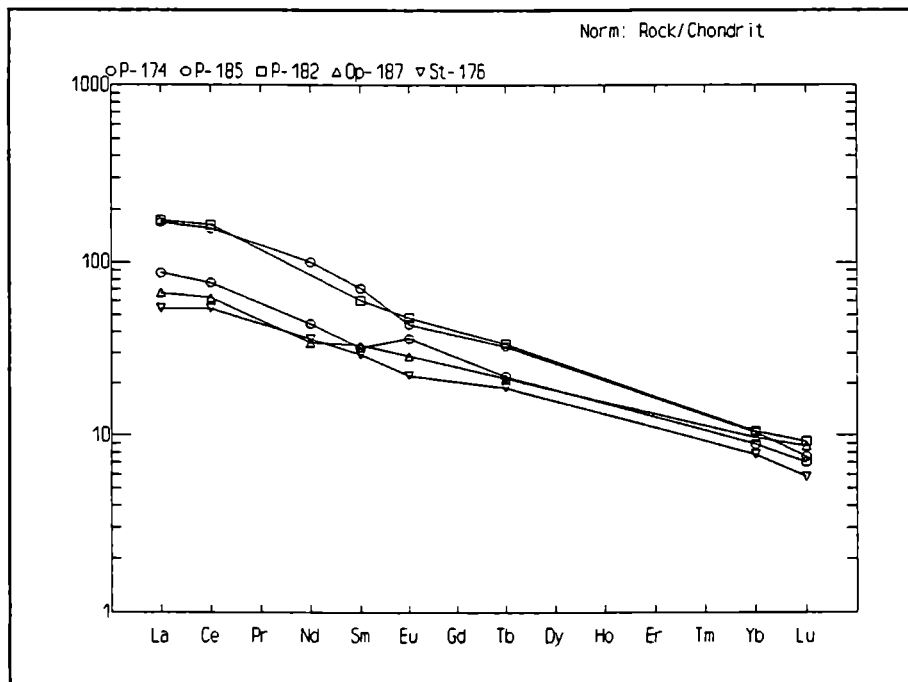


Abb. 1: Normierte SEE-Daten der burgenländischen Basaltvorkommen nach POULTIDIS (1981) und POULTIDIS & SCHARBERT (1986). Legende: ○ = Olivinbasalt Pauliberg, □ = Trachybasalt Pauliberg, △ = Olivintholeiit Oberpullendorf, ▽ = Olivintholeiit Stoob.

In Abb. 1 sind die SEE-Verteilungsmuster der Basaltvorkommen des Burgenlandes dargestellt. Generell ist die starke Anreicherung der leichten SEE zu beobachten und

die in allen Fällen sehr ähnlichen Kurvenverläufe. Die Zuordnung zu alkalibasaltischen Magmen kann damit bestätigt werden.

### **Haltepunkt 3. Sperker Riegel, Wiesmath -- Wiesmather Gneis, Fenster von Wiesmath**

Als nächsten Aufschluß im Wiesmather Fenster sehen wir den "Wiesmather Gneis", ein charakteristisches Schichtglied der Wechselgesteine (außerhalb des "klassischen" Wechsel Fensters) südöstlich von Wiesmath in einem aufgelassenen Steinbruch am "Sperker Riegel".

Der Wiesmather Gneis ist ein sehr leukokrater Gneis mit Alkalifeldspat, der größere Einzelindividuen bilden kann und eine relativ grobe Mikroklingitterung aufweist. Die Matrix besteht aus einem Pflaster von Quarz und Albit. Hellglimmer ist das einzige Schichtsilikat, leichter Pleochroismus und leichte Grünfärbung der Hellglimmer weisen auf einen Phengit hin. Der Wiesmather Gneis ist als Orthogneis einzustufen.

### **Haltepunkt 4. Südlich Wiesmath -- Obere Wechselschiefer, Fenster von Wiesmath**

An der Böschung des Lagerplatzes, S Wiesmath und SE der Straßengabel P 718, kann man dunkelgraue bis schwärzliche, feinschichtige, meist ebenflächige phyllitische Glimmerschiefer beobachten; die Gesteine zerfallen dünnplattelig. Diese Serie baut den nördlichen Teil des Wiesmather Fensters auf und fällt regional gegen S unter höher metamorphe Teile der Wechselserie ein. Dies spricht für eine inverse Abfolge im Inneren des Fensters.

### **Haltepunkt 5. Südlich Wiesmath, WSW des Moiserriegels -- Albitporphyroblastenschiefer, Wiesmather Fenster**

Grünlich-graue Lesesteine aus den Feldern, bestehend aus Glimmerschiefern, die durch das Sprossen mm-großer Albite gneisartigen Habitus bekommen und stückig brechen. Unter dem Mikroskop zeigt das schiefrige Gestein, bestehend aus grobem Quarzpflaster und durchzogen von Muskowit-Chloritsträhnen, die Neusprossung von großen Albitblasten, die oft ein verstelltes *Si* zeigen. Dabei werden Muskowit, Chlorit, Quarz und Epidot von Albit umwachsen.

Die Albitporphyroblastenschiefer folgen über den dunkelpigmentierten Schiefen und werden ihrerseits von gneisartigen Schiefen und Grünschiefern bis Amphiboliten überlagert. In diesen stecken kleinere linsige Körper von porphyrisch-augigem Granitgneis.

## **Haltepunkt 6. Scheiblingkirchen -- Grobgneis, Verucano, Fenster von Scheiblingkirchen**

Mittelsteil N-fallende Karbonate des Semmering-Mesozoikums, vielfach Rauhwacken, wurden in verwachsenem Bruch von Semmering-Quarzit überlagert. Nach Glimmerschiefern (Aufschlußlücke) folgen gegen N bankige, porphyrisch-augige Granitgneise (Grobgneis).

## **Haltepunkt 7. Überblick des Gebietes Scheiblingkirchen-Türkensturz -- Standort W Gleißfeld**

Über dem im letzten Aufschluß gezeigten Grobgneis folgen Glimmerschiefer mit eingeschalteten scholligen Körpern von Semmering-Karbonaten. In der S-Flanke des Türkensturzes überlagert das Semmering-Mesozoikum von Seebenstein-Pitten. TOLLMANN sieht in diesen Karbonaten den Deckenscheider zur "Tachenberg-Decke". Dagegen korreliert FUCHS diese Gesteine mit denen des Scheiblingkirchner Fensters. Sie wurden durch jüngere Schuppentektonik auf die Grobneisserie des Fensterrahmens emporgebracht. Dies geht aus der regionalen Situation eindeutig hervor: Die östliche Fortsetzung des Pittener Mesozoikums zeigt analoge Stellung zum Scheiblingkirchner Fenster. Die "Tachenberger-Decke" entspricht den Hüllenschiefern zwischen Permo-Mesozoikum und Grobgneiskomplex der Kirchberger Decke.

Über Grimmenstein durch das Edlitztal und das "Weiße Kreuz" gelangen wir nach Krumbach und Tiefenbach. Wir durchqueren dabei das große Tertiärvorkommen der "Krumbacher Schichten", einer lokalen Ausbildung der "Sinnersdorfer Schichten" (~ Karpat). Mittagessen im GH Buchegger in Tiefenbach

## **Haltepunkt 8. Tiefenbach -- Biotit-reiche Schiefer und Gneise, Wechselserie**

Unweit der an die Störung angrenzenden "Krumbacher Schichten" befindet sich ein Aufschluß von biotitreichen Schiefen, wie sie im östlich anschließenden Bereich des Arbes-Baches und seiner Zuflüsse größere Verbreitung besitzen. In diesen Schiefen liegen einzelne kleinere Vorkommen von Amphibolit, z.T. mit Granat. Die tektonische Zuordnung dieses Komplexes ist fraglich (Waldbacher Kristallin oder Wechseleinheit).

Auf dieser Einheit liegt weitverbreitet eine klastische Folge von Meta-Konglomeraten, -Arkosen und -Sandsteinen, sowie Porphyrmaterialschiefer (Wetterkreuzriegel N Wiesfleck). Diese postvariszische klastische Serie wurde in diesem Raum zuerst von G. RIEDMÜLLER (1967) erkannt und von ihm in das Rotliegende eingestuft.

## **Haltepunkt 9 Ortbauer -- Verucano**

An der Straße östlich des "Ortbauer" ist Verucano aufgeschlossen, die Komponenten bestehen hier vorwiegend aus (gelängten) Quarzgeröllen.

Korngröße und Lithologie der Komponenten wechselt örtlich sehr stark, in der Nähe dieses Aufschlusses (am Hang nördlich des "Ortbauer") gibt es bis faustgroße Komponenten, z.T. aus Grobgneis bestehend, neben Meta-Sandstein. Im Raum Ransdorf gelangen wir ein kurzes Wegstück im Grobgneis, nördlich des Ortes wieder in den Verucanobereich bis Wiesfleck. Hier gibt es einen heute völlig eingeebneten größeren Steinbruch von Porphyrmaterialschiefern.

Von Wiesfleck abwärts bis ins Tal beim "Weißen Kreuz" durchqueren wir das Tertiär von Krumbach, im Gegenanstieg sind wir bald wieder in Grobgneis (kleiner Steinbruch beim "Faschingbauer") bis Aspang.

Wir folgen nun der Wechselbundesstraße (meist durch Wechselgneis) bis zu einem verlassenem Steinbruch westlich von Mönichkirchen.

## **Haltepunkt 10. Steinbruch westlich Mönichkirchen -- Wechselgneis**

Der aufgelassene Steinbruch bei der Kehre der Wechselbundesstraße zeigt typischen, kompakten, homogenen Wechselgneis mit mehreren, dm-dicken Quarzmobilisat-Einlagerungen. Modalbestand: 45% Quarz, 22% einschlußreichen Albit, 20% Hellglimmer, 7% Chlorit, 3% Ilmenit, 3% Epidot + Orthit, zonar verwachsen mit Orthit im Kern, oft mit Einschlüssen; Akzessorien: Rutil, runder Zirkon. Das fein- bis mittelkörnige Gefüge ist grano-lepidoblastisch erneuert und zeigt im Schlibfbereich inhomogene stoffliche Verteilung. Einfallen der Schieferung S 210/35, einer Lineation BL 290/10.

Die chemische Zusammensetzung (Beitrag Matura, S. 32, Tab. 1, Proben-Nr. 6) sowie weitere Hintergrundinformationen zum Wechselgneis im besonderen und zum Wechselkomplex im allgemeinen sind im Beitrag von MATURA mit dem Titel "Der Wechselkomplex im Wechselnfenster" (S. 30 - 36) zu finden.

## **Haltepunkt 11. Zöbersdorf -- Biotitgneis, Eklogit, Marmor, Sieggrabener Serie**

Auf der Wechsel-Bundesstraße, nach S fahrend, erreichen wir bei Friedberg das von E her einmündende Tal des Schäffernbaches, dem wir bis zur "Trettelmühle" folgen. Anschließend fahren wir nun den steilen engen Güterweg bergauf bis Zöbersdorf, an dessen nördlichem Ende wir einen aufgelassenen Steinbruch im Bereich der mittelostalpinen Sieggrabener Serie erreichen. Er bietet auf kleinem Raum einen guten Überblick über den gesamten Serienbestand, mit Ausnahme von Meta-Peridotit.

Es ist hier im Ortsbereich das südliche Ende eines großen Lappens von Sieggrabener Serie vorhanden, der nach Norden bis auf das Anschlußblatt 106 ASPANG hinüber-

zieht. Im Steinbruchbereich ist eine Abfolge von straff gebänderten, Biotit und Granat führenden Gneisen, Eklogitamphiboliten und Marmoren aufgeschlossen. Die Eklogitamphibolite und die Marmorbänder sind tektonisch deformiert und ineinander verschuppt. Am Kontaktbereich weisen Granate und Klinopyroxene eine deutliche Zunahme in ihrer Korngröße auf. Weiters ist zu beobachten, daß die fortschreitende Amphibolitisierung, die abseits vom Kontakt Karbonat - Eklogit relativ weit fortgeschritten ist, hier weniger stark ausgeprägt ist. In Proben aus dem Kontaktbereich ist grünlich gefärbter Klinopyroxen am Handstück deutlich erkennbar.

Der Eklogitamphibolit zeigt bis 1 cm große, stark zerbrochene Granate, relictisch erhaltenen Omphazit, der in einen relativ groben Symplektit aus Pyroxen und Plagioklas zerfällt. Dieser Symplektit wird in weiterer Folge von einer grünen Hornblende verdrängt, die weite Bereiche poikiloblastisch überwächst. In Granat eingeschlossene Omphazite zeigen häufig keinen Symplektit. Als  $TiO_2$ -Phase ist Rutil weit verbreitet. In Richtung zum Kontakt mit den Marmorbändern nimmt die Korngröße des Symplektits zu und die Amphibolbildung nimmt ab. Statt Rutil finden sich nun idiomorphe Titanitkristalle und zunehmend tritt Epidot im Gestein auf, der im Eklogitamphibolit bevorzugt an Klüften auftritt.

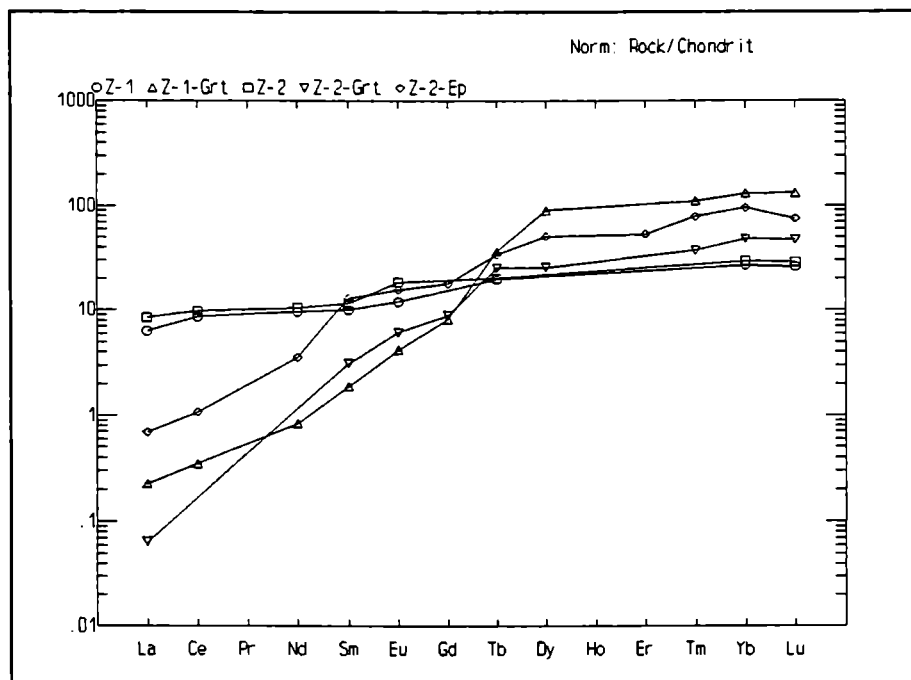


Abb. 2: SEE-Verteilungsmuster normiert gegen chondritische Zusammensetzung, Daten nach KIESL & WEINKE (1990).  
 Legende: ○ = Eklogitamphibolit, □ = "Karbonateklogit", △ = Granat aus Eklogitamphibolit, ▽ = Granat aus "Karbonateklogit", ◇ = Epidot aus "Karbonateklogit".

KIESL & WEINKE (1990) haben die Eklogitamphibolite näher untersucht, der Granat zeigt in Richtung Marmor eine Abnahme der Pyropkomponente von 20 Mol.% im



Eklogit auf 10 Mol.% am Rand zum Marmor, entsprechend nimmt die Pyropkomponente zu. Spessartin- und Almandinanteil bleiben konstant. Der Jadeitanteil im Klinopyroxen weist Werte um 14 Mol.% auf, bei einer ähnlich großen Akmitkomponente. Grundsätzlich sinkt das  $X_{Mg}$  in Richtung Marmor. Die Amphibole sind pargasitische Hornblenden und die Plagioklase üblicherweise ein Oligoklas. Der Hellglimmer im Eklogitamphibolit weist ein Si von 3,32 auf und besitzt etwa 10 Mol.% Paragonitanteil.

Aus diesen Daten lassen sich für die Eklogitamphibolite mittels Granat-Klinopyroxen-Thermometer (ELLIS & GREEN, 1971) und aus der Jadeitkomponente der Pyroxen (HOLLAND, 1983) sowie aus der Phengitkomponente der Hellglimmer (MASSONNE, 1981) folgende qualitative Abschätzung der Metamorphosebedingungen mit 630 °C und ~ 10 Kb ableiten.

Geochemisch kann man die Eklogitamphibolite auf basaltisches Ausgangsmaterial zurückführen, die SEE-Muster (KIESL & WEINKE, 1990) weisen eine flache basaltische Norm auf (Abb. 2). Die leichten SEE sind etwas abgereichert, dies kann mit der Bildung von Granat, der bevorzugt die schweren SEE einbaut, in Verbindung gebracht werden. Epidot und Granat zeigen ähnlich verlaufende SEE-Muster (Abb. 2), dies kann als Hinweis auf eine Granatabbaureaktion zur Epidotbildung in Zusammenhang mit steigendem  $X_{CO_2}$  angesehen werden.