

# EXKURSION A2

A. PAHR\*, F. KOLLER\*\*, H.-P. SCHÖNLAUB\*\*\* und R. GRATZER\*\*\*\*

- \* Oberschützen 246, A-7432 Oberschützen
- \*\* Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien
- \*\*\* Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien
- \*\*\*\* Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben

MITTWOCH 3.10.      Empfehlenswerte Unterlagen: Topographische Karten 1:50.000 Blatt 137 OBERWART, Blatt 138 RECHNITZ und Blatt 168 EBERAU sowie die Geologische Karte 1:50.000 Blatt 137 OBERWART und Blatt 138 RECHNITZ + Erläuterungen (Geologische Bundesanstalt); Exkursionsroute siehe S. 147.

## Haltepunkt 1. Östlich Bernstein -- Graphitquarzit der Wechselserie

Östlich von Bernstein ist durch einen neugestalteten Parkplatz an der B50 ein Graphitquarzit der Wechselserie angeschnitten. Charakteristisch für dieses Gestein sind Wechsellagerungen von feinen Quarz-Feldspatlagen mit dunklen, kohlenstoffreichen Lagen im mm-Bereich. Die Matrix bildet ein schwach verzahntes Quarzpflaster. An manchen Stellen werden die hellen Lagen im Graphitquarzit bis zu 10 cm stark, gelegentlich können sie auch Aktinolith führen. Charakteristisch ist eine meist steile Lagerung und Durchtränkung mit eisenschüssigen Lösungen. Die Graphitquarzite, oft auch in graphitische Schiefer übergehend, bilden meist das höchste Schichtglied der Wechselserie.

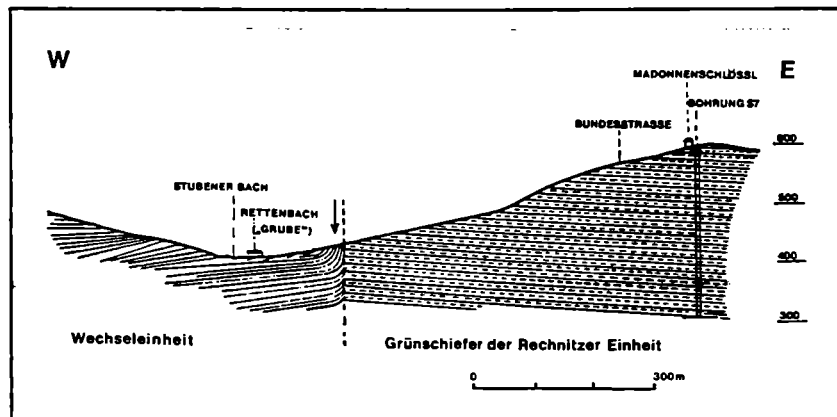


Abb. 1: Profil Rettenbach – Bernstein (zum Teil schematisiert; nach PAHR, 1977)

Der Graphitquarzit ist in Raum Bernstein das am meisten verbreitete Schichtglied der Wechselserie. Die Bundesstraße 50 ist hier auf 1.5 km Länge in den östlich von Bernstein gelegenen Lappen von Wechselgesteinen eingeschnitten.

## Haltepunkt 2. Steinbruch Bienenhütte, Bernstein -- Rodingit, Serpentin und "Edelserpentin", Bernsteiner Fenster

Der Serpentin im Steinbruch "Bienenhütte" ist wegen der nahen Überschiebung durch die Wechseleinheit besonders stark geschiefert, große Bereiche können ohne Sprengarbeit abgebaut werden. Im Zuge des Abbaus wurden Gänge von Rodingit freigelegt, die vielfältiges petrologisches Interesse gefunden haben.

Name	RO-69	RO-70	RO-12	RO-13b	RO-13c	RO-13	RO-15
	UM	UM	CHL	ROD	ROD	ROD	ROD
SiO <sub>2</sub>	37,02	38,34	30,36	37,32	37,61	34,95	36,09
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,07	0,12	0,06	0,06	0,09	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	1,58	19,11	20,96	21,11	20,97	20,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,34	9,94	5,27	0,55	0,60	3,02	2,59
FeO	0,00	0,00	0,00	1,99	2,15	0,00	0,00
MnO	0,11	0,09	0,57	0,96	1,08	1,10	0,21
MgO	35,67	36,75	31,33	11,30	11,09	12,02	9,55
CaO	0,10	0,01	0,10	20,58	21,39	21,45	24,88
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02
H <sub>2</sub> O	12,03	12,62	12,31	5,03	4,61	4,95	4,12
Summe	98,90	99,42	99,20	98,77	99,72	98,58	98,49
Sc		9	4		0	11	15
V		39	32	12	11	20	18
Cr	3533	3331	184	110	80	178	163
Co		112	43	51	40	41	33
Ni	2513	2846	521	610	542	619	450
Cu		28	11	8	8	11	11
Zn		37	112	50	38	47	21
Ga		10	13	5	6	5	6
Rb		9	6	3	3	4	4
Sr		15	12	4	4	8	8
Y		4	2	1	1	0	0
Zr		13	11	8	7	9	9
Nb			4	3	3	1	1
Ba			26	18	13	18	12

Tab. 1: RFA-Analysen der wesentlichen Gesteine vom Haltepunkt Steinbruch Bienenhütte nach KOLLER (1985). Abkürzungen: UM = Ultramafitit, CHL = Chloritschiefer, ROD = Rodingit.

Die Rodingite im Steinbruch Bienenhütte, ca. 1,5 km E von Bernstein, bilden linsige oder gangförmige Körper von sehr hellen Gesteinen innerhalb eines stark zersicherten Serpentinites. Sie erreichen Mächtigkeiten von 1 - 2 m und sind immer vom Serpentin durch eine monomineralische Chloritzone, die üblicherweise 10 - 20 cm breit ist, getrennt. Die Chloritzone weist eine scharfe Grenze zum Serpentin auf, zu den Granat-führenden Rodingitbereichen kann sie diffus sein. Der Mineralbestand der Rodingite besteht aus Granat (H<sub>2</sub>O-hältiger Grossular) und Chlorit, daneben kann magmatischer Klinopyroxen erhalten geblieben sein. Texturell an Hand des teilweise erhaltenen Klinopyroxens und vor allem an den häufigen Übergängen zu typischen

Mg-reichen Metagabbros war für die Rodingite eine Zuordnung zu den gabbroiden Gesteinen der Ophiolitsequenz leicht möglich und konnte mittels Geochemie auch bestätigt werden (KOLLER, 1985; KOLLER & RICHTER, 1980).

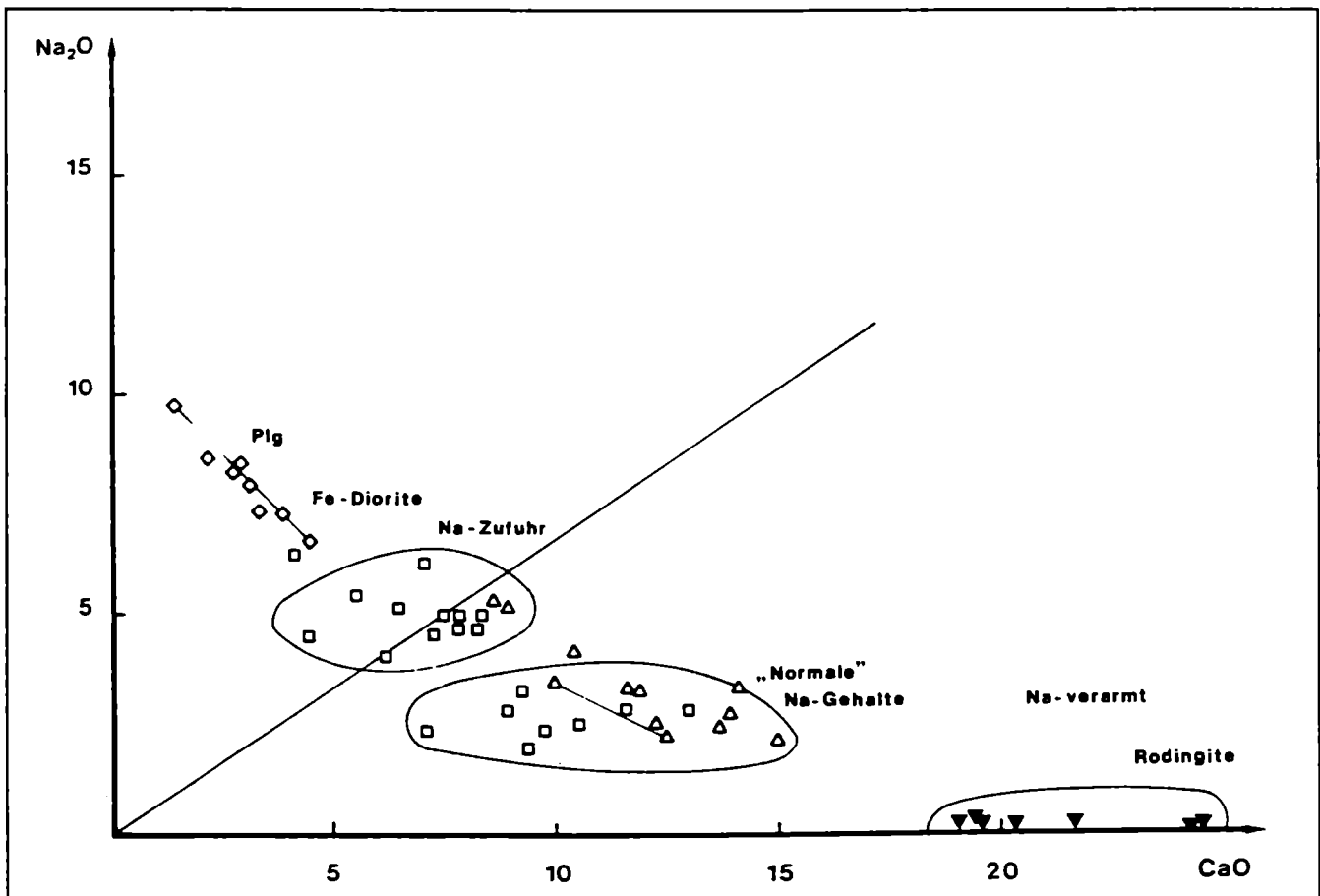
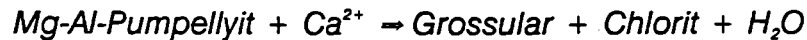


Abb. 2: CaO - Na<sub>2</sub>O-Variationsdiagramm der Metagabbros nach KOLLER (1985).  
 Legende: ▼ = Rodingite, Δ = Normale Gabbros, ◻ = Ferrogabbros, ◊ = Ferro-diorite und Plagiogranite (PLG), Grenzlinie zu Spiliten (Na reich) nach MULLEN (1983).

Die Zusammensetzung der typischen Rodingite (Tab. 1) weist CaO-Gehalte von 19 - 25 Gew.% auf, gleichzeitig sind im Verlauf die Ca-Metasomatose die gesamten Alkalien und auch ein Teil des primär vorhanden Fe, dies ergibt sich aus dem Vergleich mit der Zusammensetzung von typischen Metagabbros (siehe Tab.1 in Exkursion A1), abtransportiert worden (Abb. 1). Mit der Zunahme von Ca ist auch ein Ansteigen von MnO (Tab. 1) zu beobachten, neben Mn-Einbau in Granat führt es auch zur Bildung von Mn-Dendriten entlang von Mikrorissen.

Die reliktschen Klinopyroxene (üblicherweise Diopsid) besitzen Cr-Gehalte um 0,5 Gew.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sowie Na<sub>2</sub>O-Werte um 0,3 - 0,4 Gew. %. Im Verlauf der Rodingitisation kann das Ca deutlich zunehmen und die [8]-Koordination fast vollständig auffüllen,

dies bedeutet eine Zunahme der Wollastonitkomponente (siehe Abb. 1 Exkursion 1). Die neusprossenden Granate sind generell xenomorph und bilden dichte, weiß gefärbte Massen. Weiters sind sie fast reine Granditgranate, mit einer Grossularkomponente von 75 - 92 Mol.%. Die Gehalte an Pyrop, Almandin und Spessartin liegen unter 5 Mol.%, wobei die Spessartinkomponente Werte um 3 Mol.% erreicht, der Rest ist theoretisch berechenbarer Andraditanteil. Die Gitterkonstante der Granate liegt zwischen 11,850 - 11,860 Å, die H<sub>2</sub>O-Gehalte um 1,5 Gew.% (KOLLER, 1985). Der Chlorit ist ein extrem Fe-armes Klinochlor, sein durchschnittlicher Anteil beträgt um 30 Vol.%, kann aber zum Außerrand hin auf 100 Vol.% ansteigen. In Übergangstypen der Metarodingite kann eine progressive Verdrängung des Mg-reichen Pumpellyit nach der Reaktion



beobachtet werden, die entweder zur Bildung von isolierten, runden Granatindividuen oder zu einer Neusprossung von Granat entlang von Rissen führt.

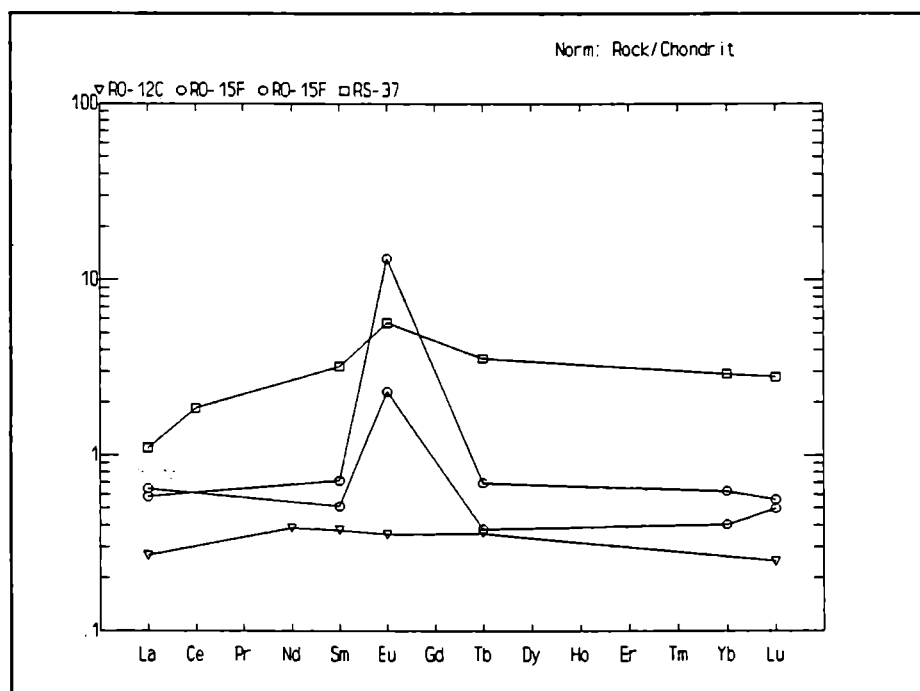


Abb. 3: SEE-Verteilungsmuster für die Rodingite. Legende: ○ = Rodingit, ▽ = Chloritschiefer, □ = Vergleichsgabbro vom Schirnitzriegel.

Zur Überprüfung der Beobachtung, daß die Rodingite aus den Meta-Leukogabbros abzuleiten sind, sollte man nur immobile Elemente (z.B. die SEE) als Vergleichsbasis heranziehen. Die SEE-Verteilungsmuster der Rodingite von Steinbruch Bienenhütte (Abb. 3) weisen ähnlich geringe Gehalte wie die Mg-reichen Metagabbros aus dem Nahbereich der Ultramafite auf, als Vergleichsprobe ist ein Metagabbro vom Aufschlußpunkt Schirnitzriegel (Exkursion 1A) eingetragen. Bemerkenswert ist die große, positive Eu-Anomalie der Rodingite, die durch eine Zufuhr von Eu<sup>2+</sup> im Zusammenhang mit der Ca-Metasomatose verursacht wurde. Der monomineralische

Chloritschiefer am Rand zum Serpentinitt weist mit Ausnahme von Eu analoge SEE-Gehalte auf, wie sie in den Rodingiten zu finden sind. Daher kann man ableiten, daß der Chloritblackwall durch Mg-Zufuhr aus dem Serpentinitt und durch Ca-Abtransport in den Rodingitt gebildet wurde. Der Chloritschiefer gehört daher zum ursprünglichen Gabbro und seine einstige Grenze zum Ultramafitt liegt am äußeren Rand der Chloritzone.

Da diese Chloritreaktionszonen gleiche mineralogische und geochemische Zusammensetzung wie der sogenannte "Edelserpentin", der in Form von Linsen verbreitet in den Serpentinitten der Rechnitzer Serie vorkommt und in Bernstein zu Schmuck- und Ziergegenständen verarbeitet wird, aufweisen, konnte damit die Entstehung dieses Materials geklärt werden. Der "Edelserpentin" stellt daher einen metasomatisch vollständig veränderten Metagabbro dar.

### **Haltepunkt 3. Unterkohlstätten -- Kalkglimmerschiefer, Rechnitzer Fenster**

Der in einem linken Seitengraben des Unterkohlstättenbachtals gelegene Steinbruch ist einer von vielen, die auf dem kompakten Serizitkalkschiefer angelegt wurden. Dieses weithin für Mauerwerk verwendete Gestein tritt im Verband mit Kalkphyllit dort auf, wo der Kalkgehalt 50 Vol% überschreitet. Diese Gesteine sind kalkig-tonige Flachwasser- bis Tiefseesedimente und entsprechen in allen Details dem Begriff "Bündener Schiefer", also jenen in den Alpen weitverbreiteten Schieferserien, die gekennzeichnet sind durch meist graue bis dunkelgraue Farbe, Fossilarmut, Monotonie, lokalen Fazieswechsel, häufige Tektonisierung und Metamorphose. Kohlenstoffgehalte organischer Herkunft dokumentiert sich in graphitischen Lagen und bedingen den Farbton dieses Gesteins, der von hellgrau bis schwarz variieren kann.

Analytische Untersuchungen an Proben aus diesem Steinbruch ergaben normative Kalzitgehalte um 90 %, weiters sind hohe Sr-Werte um 600 ppm und S-Gehalte um 900 ppm zu bemerken. Als Mineralbestand findet man Kalzit, graphitische Pigmentierung und geringe Mengen an Quarz, Phengit, Paragonit und Chlorit. Als Akzessorien lassen sich Epidot, Turmalin, Titanit und Pyrit angeben.

A. DEMÉNY, der sich 1987 in seiner unveröffentlichten Dissertation am Petrologisch-Geochemischen Institut der Universität Budapest mit den Metasedimenten der Rechnitzer Fenstergruppe befaßte, konnte in den Kalk-, Chlorit- und Serizitphylliten des Rechnitzer Fensters mit Hilfe von DTA-, Röntgendiffraktometrie- und SEM-Untersuchungen zwei Gruppen von graphitischen Komponenten erkennen:

- 1.) Eine bei ca. 300° synmetamorph mit den übrigen Komponenten im Zuge der jungalpidischen Phase gebildete Graphitkomponente, aus organischer Materie entstanden.
- 2.) Eine detritäre Variante, gebildet bei 600-650° C (Amphibolitfazies).

## Haltepunkt 4. Glashütten bei Schlaining -- Alkaliambhol- und Alkalipyroxen-führende Metaplagiogranite und Ophikarbonatgesteine, Rechnitzer Fenster

Wir gelangen nun über Oberkohlstätten in den östlichen Bereich des Rechnitzer Fensters, der sich von dem bisher besuchten Teil dadurch unterscheidet, daß

- 1.) im Bereich der Bündener Schiefer karbonatarme bzw. karbonatfreie Metapelite überwiegen, also meist Quarzphyllite bzw. nur sehr schwächige Lagen von Kalkphyllit vorhanden sind,
- 2.) generell ein nach Westen gerichtetes Einfallen vorliegt, mit allgemein N-S-verlaufenden B-Achsen,
- 3.) im Grenzbereich zum westlichen Bereich Hochdruckminerale enthaltende Gesteine (Blauschiefer, Ophikarbonatgesteine) vorhanden sind.

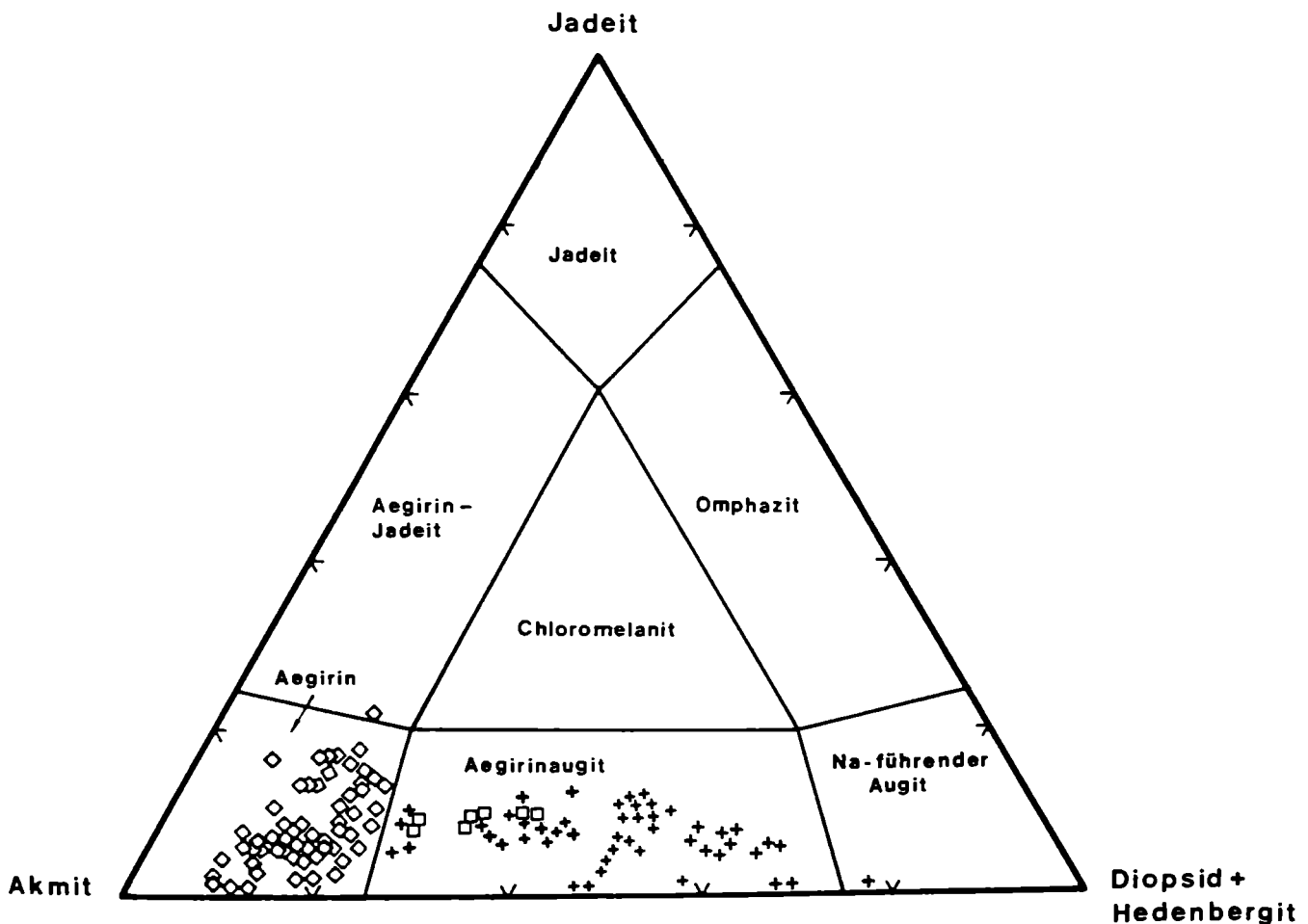


Abb. 4: Darstellung der Alkalipyroxene im Dreieck Jadeit-Akmit-(Diopsid+Hedenbergit) (KOLLER, 1985); Legende: □ = Ferrogabbro, ◊ = Blauschiefer, + = Ophikarbonatgesteine.

Der erste Aufschluß dieser Gesteine befindet sich auf der Hochfläche NW Glashütten bei Schlaining in einem Feld. Wir finden dort dunkelblau gefärbte Gesteine mit dem Mineralbestand Alkaliambhol-Albit. Die Gesteine sind schlierig und reichlich mit

Albitgängen durchsetzt, die Aufschlüsse finden sich in Form kleiner Linsen und reichen von Unterkohlstätten bis zum Glasbach. KOLLER (1985) interpretierte diese Gesteine als saure Differentiate mit dioritischer bis plagiogranitischer Zusammensetzung, da diese Gesteine durch ihre hohen Gehalte an inkompatiblen Elementen wie  $P_2O_5$ , Zr, Y (Tab. 2) und den SEE ausgezeichnet sind, weiters sind hohe  $Na_2O$ -Gehalte (Tab. 2) typisch. KOLLER (1985) zeigte, daß diese Gesteine ein flaches, ca. 100-faches chondritisches Verteilungsmuster für die SEE aufweisen. Sie besitzen ein  $Ce_N/Lu_N$ -Verhältnis von 1,031 und man kann damit ihrer Herkunft als Fraktionierungsprodukt aus einer Magmenkammer mit MORB-Zusammensetzungen ableiten. Beispiele für derartige Zusammensetzungen saurer Restschmelzen, im Sinne von Plagiograniten, sind sowohl aus rezenter ozeanischer Kruste als auch aus gut ausgebildeten Ophiolitkomplexen bekannt (COLEMAN & DONATO, 1979).

Probe	RS-210d	RS-210-h	RS-211	RS-214	RS-224
SiO <sub>2</sub>	54,28	60,76	56,48	58,44	48,25
TiO <sub>2</sub>	2,56	0,85	1,64	1,24	2,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,02	14,87	11,17	13,02	11,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,77	5,02	10,96	6,79	19,92
FeO	9,42	3,52	5,84	5,82	1,01
MnO	0,23	0,08	0,19	0,18	0,08
MgO	3,68	1,39	2,45	1,98	3,41
CaO	4,39	1,45	3,39	2,96	3,21
Na <sub>2</sub> O	6,54	9,67	7,34	8,37	5,79
K <sub>2</sub> O	0,03	0,07	0,05	0,03	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,00	0,29	0,51	0,40	1,21
H <sub>2</sub> O	1,51	0,97	0,86	0,95	1,66
Summe	101,43	98,94	100,88	100,18	99,03
Sc	35	11	28	20	29
V	146	50	120	55	143
Cr	15	15	7	0	0
Co	47	19	10	18	10
Ni	92	94	186	100	205
Cu	1	17	10	5	63
Zn	310	121	198	249	242
Ga	23	35	40	40	39
Rb	4	4	4	4	12
Sr	23	37	42	62	26
Y	257	220	377	262	315
Zr	645	1169	1405	861	924
Nb	11	14	21	15	18
Ba	150	43	87	54	122

Tab. 2: RFA-Analysen der wesentlichen Gesteine vom Haltepunkt Glashütten bei Goberling nach KOLLER (1985). RS-210 schlieriges Gestein mit hellen (h) und dunklen (d) Bereichen, RS-211 und RS-214 massige, homogene Typen, RS-224 hochoxidiertes Ferrodiorit von Unterkohlstätten.

Der Mineralbestand dieser Gesteine weist Alkalipyroxen, Crossit - Riebeckit und Albit, sowie als Nebengemengteile bis Akzessorien Chlorit, Stilpnomelan, Biotit, Epidot, Rutil, Hämatit, Magnetit, Apatit und Zirkon auf.

Die Zirkone bilden große idiomorphe Kristalle (0,2 mm) mit einer Morphologie, die typisch für magmatische Gesteine ist. Der Alkalipyroxen ist relativ selten erhalten geblieben und findet sich in zwei Generationen, die ältere (Alk-Px I) ist bräunlich gefärbt und besitzt Einschlüsse von Albit und Quarz. Die bräunlichen Kernbereiche (Alk-Px I) können von einem grünen Anwachsraum (Alk-Px II) scharf begrenzt werden, viel häufiger werden sie von Alkali amphibolen verdrängt. Die Kerne der Pyroxene (Alk-Px I) sind Ägirine (Abb. 4) mit einer Zusammensetzung bis  $Jd_{0,22}Ac_{0,63}Di_{0,09}Hd_{0,06}$ . Die von der älteren Generation scharf abgegrenzten, relativ seltenen Anwachsäume weisen hingegen eine Zusammensetzung Alk-Px II =  $Jd_{0,02}Ac_{0,86}Di_{0,08}Hd_{0,02}$  auf und koexistieren mit den dunkelblauen Alkali amphibolen aus dem Grenzbereich Crossit-Magnesioriebeckit-Riebeckit (Abb. 5). In jenen Proben, in dem die Reaktion



vollständig abgelaufen ist, ist die typische Amphibolphase ein Crossit (Abb. 5).

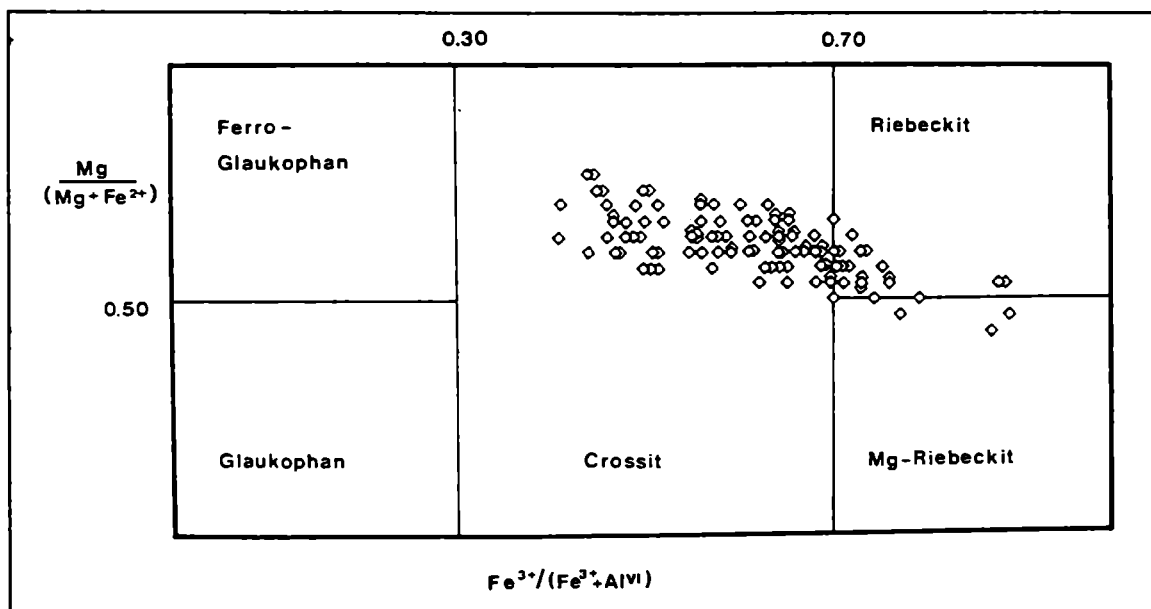


Abb. 5: Darstellung der Alkali amphibole aus den Blauschiefern der Rechnitzer Serie nach KOLLER (1985). Symbole:  $\diamond$  = Alkali amphibole der Blauschiefer.

Zur Hochdruckparagenese in diesen Gesteine gehört neben Jadeit-hältigem Akmit (Alk-Px I) oder Crossit auch noch Albit, Quarz, Rutil, Ti-hältiger Hämatit mit der Zusammensetzung ( $Hae_{0,83}Ilm_{0,063}Cor_{0,006}$ ), Epidot, Chlorit, Phengit und Stilpnomelan. In hoch oxidierten Ferrodioriten (Tab. 2; RS-224) findet sich Talk, Mg-reicher Chlorit und Phengit neben viel Hämatit.

Die jungalpidische Paragenese besteht aus Riebeckit-Magnesioriebeckit-Mischkristallen oder fast Jadeit-freien Alk-Px II, Albit, Titanit, idiomorphem Magnetit, Epidot, Chlorit (Pyknochlorit bis Diabantit) und grüner Biotit. Epidot, Titanit und Apatit weisen relativ hohe Gehalte an SEE auf. Ringförmige Alkali amphibole weisen auf einen Abbau des Alk-Px I hin (KOLLER, 1980).



In Glashütten wurde etwa 1770 mit dem Abbau von Schwefelkies und Kupferkies (in Grünschiefer) begonnen, der nach dem 1. Weltkrieg zum Erliegen kam. Neben einer Gedenktafel findet man entlang des Tales zwischen Glashütten und Goberling Reste der Materialförderung dieses Bergbaues.

Danach durchfahren wir den Ort Glashütten und gelangen von der Straße nach Goberling auf eine Forststraße, die das folgende Profil in diesem oben erwähnten Grenzbereich aufschließt: Zunächst Kalkphyllit, dann Serizitkalkschiefer, Grünschiefer, sowie eine Ophikarbonatlage, die von einem Serpentinmylonit eingehüllt ist, mit Fallrichtung gegen Westen, B-Achsen N-S. Unter dem Begriff Ophikarbonatgesteine sind hier alle karbonatführenden Serpentinrandgesteine zusammengefaßt.

Name	RS-99	RS-2	RS-6	RS-225	RS-225*	RS-93	RS-35
Gestein	BS	OK-1	OK-2	OK-2	Rest	OK-3	UM
SiO <sub>2</sub>	8,28	18,50	10,29	15,86	44,21	17,39	41,76
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,65	0,00	0,04	0,09	0,03	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,51	9,57	0,97	1,96	4,01	1,86	1,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	2,03	4,05	7,69	23,65	4,52	5,61
FeO	1,08	1,87	1,17	0,63	1,89	2,10	2,18
MnO	0,02	0,17	0,10	0,11	0,24	0,06	0,11
MgO	1,46	1,68	0,92	3,17	9,31	14,34	37,56
CaO	45,80	36,40	46,02	41,68	8,99	29,94	0,15
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,76	0,92	1,55	4,91	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,45	0,70	0,84	0,05	0,16	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,14	0,05	0,26	0,02	0,06	0,02
H <sub>2</sub> O	0,50	1,97	0,67	0,00	1,78	3,12	11,94
CO <sub>2</sub>	38,25	24,79	34,98	26,52	0,00	25,66	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,24	0,37	1,18	0,38	0,36
NiO	0,00	0,00	0,10	0,08	0,24	0,13	0,25
Summe	98,70	99,24	101,32	99,97	100,68	99,59	101,14
Sc	14	19	22	49	40	12	9
V	19	53	21	91	352	17	34
Cr	4	12	2049	2706	9336	2770	2467
Co	0	40	75	84	295	60	96
Ni	7	57	791	632	2185	928	1838
Cu	8	8	8	1	1	8	25
Zn	15	48	31	91	260	79	43
Ga	5	11	5	4	4	5	5
Rb	29	28	6	4	4	2	3
Sr	567	747	212	150	12	125	4
Y	10	27	1	12	1	1	1
Zr	23	109	6	11	11	7	7
Nb	3	12	3	3	0	3	3
Ba	85	185	111	62	136	52	0
Cc	90,1	60,8	81,7	63,8	0,0	61,8	

Tab. 3: RFA-Analysen der Ophikarbonate vom Haltepunkt SW Glashütten bei Goberling sowie der Vergleichsproben nach KOLLER (1985). Abkürzungen: UM = Ultramafitit, BS = Kalkglimmerschiefer von Unterkohlstätten, OK-1 = Ophikarbonatgesteine Typ 1, OK-2 = Ophikarbonatgesteine Typ 2, OK-3 = Ophikarbonatgesteine Typ 3.

Es können folgende Gruppen von Ophikarbonatgesteinen, deren alleiniges Karbonatmineral Kalzit ist und der üblicherweise durch eine feine Hämatitpigmentierung rot gefärbt ist, unterschieden werden:

**Ophikarbonate Typ 1 (OK-1):** Diese Gruppe hat als wesentliche Silikatphase Epidot/Klinozoisit neben Chlorit, Phengit, Albit und Titanit. Geochemisch ist diese Gruppe durch höhere Gehalte an Al, bei gleichzeitig niedrigeren Fe-, Cr- und Ni-Werten ausgewiesen. Als Beispiel ist in Tab. 3 die Probe RS-2 angegeben. Dieser Typ ist bei Glashütten relativ selten, häufiger ist er im Steinbruch Postmann bei Rumpersdorf zu finden. KOLLER (1985) versucht diese Gruppe aus Mg-reichen Metagabbros, die gemeinsam mit Karbonatgesteinen deformiert wurden, abzuleiten.

**Ophikarbonate Typ 2 (OK-2):** Diese Gruppe weist eine besondere Vielfalt an Mineralphasen auf, wobei Alkalipyroxen oder Alkali amphibol, Cr-Phengit und Cr-Epidot, Chlorit, Albit sowie reliktscher Chromit, feinverteilter Hämatit und neugesproßter Magnetit als wesentliche Mineralphasen zu nennen sind. Die Vorkommen dieser liegen alle im Bereich der Mündung des Stierbachgrabens in den Glasbach. Geochemisch ist diese Gruppe durch hohe Gehalte an Fe, Cr und Ni, bei niedrigem Al und Ti, gekennzeichnet. Als Referenzproben sind in Tab. 3 die Proben RS-6 und RS-225 ausgewählt. RS-225, dies ist der HCl-unlösliche Silikatrest der Probe RS-225, weist  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Werte um 1,2 Gew.% und NiO-Werte um 0,24 Gew.% auf, bei fast fehlenden  $\text{TiO}_2$ . Daraus wurde eine mechanische Mischung von Karbonatsedimenten mit Chromit-reicheren Ultramafiten abgeleitet.

**Ophikarbonate Typ 3 (OK-3):** Diese Gruppe ist durch erhaltene Serpentinfragmente charakterisiert, zum Teil kann man eine Brekzienbildung klar erkennen. Als typische Mineralphasen sind Serpentin, Tremolit oder Aktinolith, Chlorit, reliktscher Chromit und idiomorphe Magnetitoktaeder zu nennen. Geochemisch unterscheiden sie sich vom Typ 2 durch deutlich höhere Mg-Werte (Probe RS-93). Vorkommen sind vom Güterweg im Glasbachgraben und von der kleinen Plischa bekannt. Diese Gruppe wird als mechanische Brekzie von Sedimentmaterial mit serpentinisiertem Harzburgit aufgefaßt.

Die durchschnittliche Zusammensetzung des Kalzits liegt bei 98,6 %  $\text{CaCO}_3$ , 0,8 %  $\text{FeCO}_3$ , 0,1 %  $\text{MnCO}_3$  und 0,5 %  $\text{MgCO}_3$ . Die rötliche Pigmentierung des Kalzits wird durch feinverteilter Hämatit, die dunkelblaugraue Färbung durch feine Alkali amphibolnadeln verursacht. Der grüne Alkalipyroxen (OK-2) ist ein zonargebauter Aegirinaugit (Abb. 4) mit 12 - 4 Mol.% Jadeit, wobei der höhere Gehalt im Kern zu finden ist. Auch die Akmitkomponente sinkt von 65 Mol.% im Kern bis zu 30 Mol.% am Rand, wobei sowohl Diopsid- als auch Hedenbergitanteil zunehmen. Zusätzlich sind noch lokal stark unterschiedliche  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalte bis 4 Gew.%, dies entspricht einer Ureyitanteil um 6 Mol.%, und NiO-Werte um 0,5 Gew.% für diese Ophikarbonatgesteine charakteristisch. Dunkelblaue Alkali amphibole (Abb. 6) bilden sich sowohl aus den Aegirinaugiten, meist als feine Büschel, als auch in idiomorphen Nadeln im Kalzit, wobei sie über dessen Korngrenzen hinweg wachsen. Einzelne Kernbereiche können crossitische Zusammensetzung aufweisen, Paragenesen mit

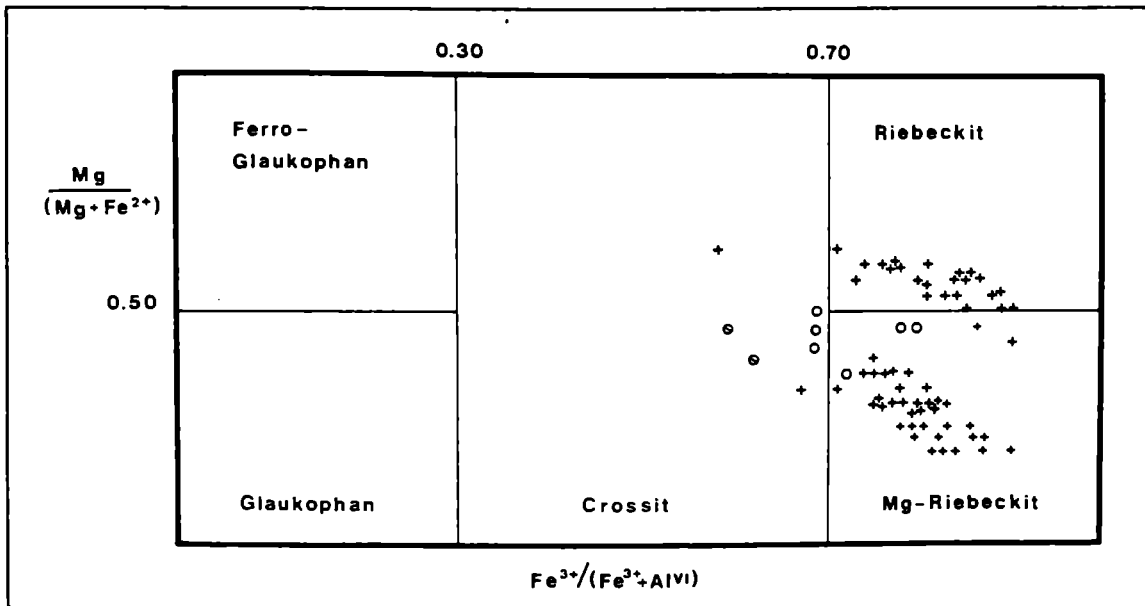
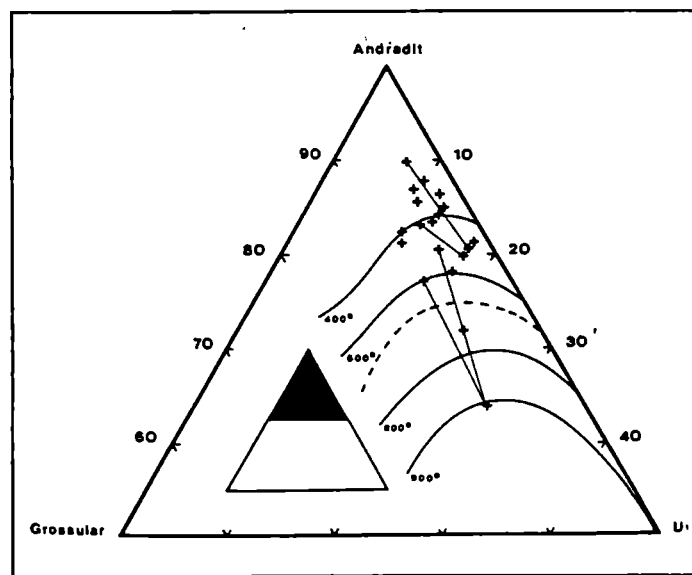


Abb. 6: Darstellung der Alkali amphibole aus den Ophikarbonatgesteinen der Rechnitzer Serie.  
Symbole: + = Ophikarbonatgesteine, O ⊗ = Grünschiefer.

Aegirinaugit führen Magnesioriebeckit, alle übrigen Riebeckit. In Na-armen und Mg-reichen Paragenesen (OK-3) findet sich an Stelle der Alkali amphibole Tremolit oder Aktinolith, letztere haben oft bläuliche Kernbereiche. Neben Chlorit, üblicherweise ein Klinochlor, ist stark grüngelbter Phengit mit  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalten bis 7 Gew.% ein häufiger Gemengteil in den Ophikarbonatgesteinen der Gruppe OK-2. Bei Berechnung des Gesamteisens als  $\text{Fe}^{3+}$  ist eine minimale Phengitkomponente mit einer Si-Besetzung von 3,4 berechenbar, des weiteren ist eine sehr geringe Al-Besetzung von 45 - 60 Mol.% für die [6]-Koordination zu beobachten. Mit den Cr-Phengiten ist häufig ein intensiv gefärbter und stark pleochroitischer Cr-Epidot, bis 4 Gew.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , vergesellschaftet.

Abb. 7: Darstellung der Cr-Andradit-zusammensetzung nach KOLLER (1985) im Dreieck Andradit-Grossular-Uwarowit, zusätzlich sind noch die von GANGULY (1976) für ein spinoidales Mischungsmodell berechneten Stabilitätskurven eingetragen. Die strichlierte Linie stellt die Solvuskurve bei 800 °C dar.



In Na-freien Paragenesen der Gruppe OK-3 und nur sehr selten in Na-Pyroxen-hältigen Systemen der Gruppe OK-2 wurden um reliktsch erhaltenen Cr-Al-Spinellen gelbliche Granataggregate festgestellt. Sie besitzen eine Zusammensetzung um 88 - 60 Mol.% Andradit, 7 - 25 Mol% Uwarowit sowie geringe Grossular- und Spessartin-anteile und stellen eine Reliktparagenese dar. Für Cr-reiche Granatkerne lassen sich nach GANGULY (1976) relativ hohe Minimalbildungstemperaturen berechnen.

KOLLER (1985) leitet daraus Hinweise auf eine starke ozeanische Metamorphose für die Ophikarbonatgesteine ab. Ähnliche Paragenesen sind heute in rezenter ozeanischer Kruste nachgewiesen. KOLLER (1985), HÖCK & KOLLER (1989) und KOLLER & HÖCK (1987, 1990) leiten daraus Argumente für ein Transformstörungssystem innerhalb dieses Abschnittes der penninischen ozeanischen Kruste ab.

An Erzphasen findet man magmatische Cr-Al-Spinelle, die zu Ti- und Cr-freie Magnetit umgewandelt werden. Weit verbreitet sind feinste Täfelchen von Hämatit, der arm an Ti ist, aber bis 0,3 Gew.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> aufweist. Als jüngste Bildung findet man in den Silikat-armen Ophikarbonatgesteinen idiomorphe Magnetitoktaeder bis zu einer Größe von 5 mm. Als seltene Gemengteile oder als Akzessorien kann man Stilpnomelan, Biotit und Talk angeben.

### Haltepunkt 5. Glashütten bei Langeck -- Quarzphyllite, Kalkglimmerschiefer und Metagabbros

Wir durchqueren nun ein ausgedehntes Phyllitgebiet Richtung Norden und gelangen bei Weißenbach in das Günstal, das wir bei Langeck verlassen, und biegen südwärts in das nach Glashütten bei Langeck führende Tal ab. An einer Forststraße können wir die rasch wechselnde Zusammensetzung des großen Phyllitkomplexes in der Osthälfte des Rechnitzer Fensters erkennen:

Zunächst ein Aufschluß in Quarzphyllit mit bis zu 0.5 m mächtigen Quarzitbänken, auf den dann ca. 100 m weiter nach Süden der Wechsel in die Kalkphyllite folgt. In den Quarzphylliten hat A. DEMÉNY beträchtliche Mengen von detritärem Zirkon und Turmalin nachgewiesen. Als Liefergesteine für diese Zirkone nimmt er vor allem alkalische Granite, Plagiogranite, Monzogranite und Granodiorite an. Für das Bildungsmilieu der Turmaline nimmt er kalkarme Metapelite und -psammite ohne Al-reiche Phasen an.

Probe	Glashütten
Gestein	LLG
SiO <sub>2</sub>	50,92
TiO <sub>2</sub>	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,27
FeO	4,69
MnO	0,12
MgO	10,25
CaO	11,34
Na <sub>2</sub> O	3,18
K <sub>2</sub> O	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02
H <sub>2</sub> O	3,36
Summe	100,48
Sc	20
V	93
Cr	620
Co	50
Ni	153
Cu	80
Zn	40
Ga	12
Rb	3
Sr	152
Y	12
Zr	20
Nb	3
Ba	37

Tab. 4: RFA-Analyse des Meta-Gabbros vom Haltepunkt Glashütten bei Langeck nach KOLLER (1985). Abkürzungen: LLG = Meta-Leukogabbro.

Kurz vor dem Ort Glashütten stecken in den Quarzphylliten zwei kleinere Stöcke von z.T. grobkörnigem Metagabbro, die durch die Trasse einer ehemaligen Waldbahn angeschnitten sind. Dieser Komplex ist ein typischer, sehr grobkörniger Vertreter der Gruppe der Mg-reichen Leukogabbros aus der Rechnitzer Serie und steckt hier tektonisch eingeschaltet in den Metasedimenten. Am Rand des Gabbrokörper kommt es zur Bildung von Talkschiefern, die zeitweise beschürft wurden.

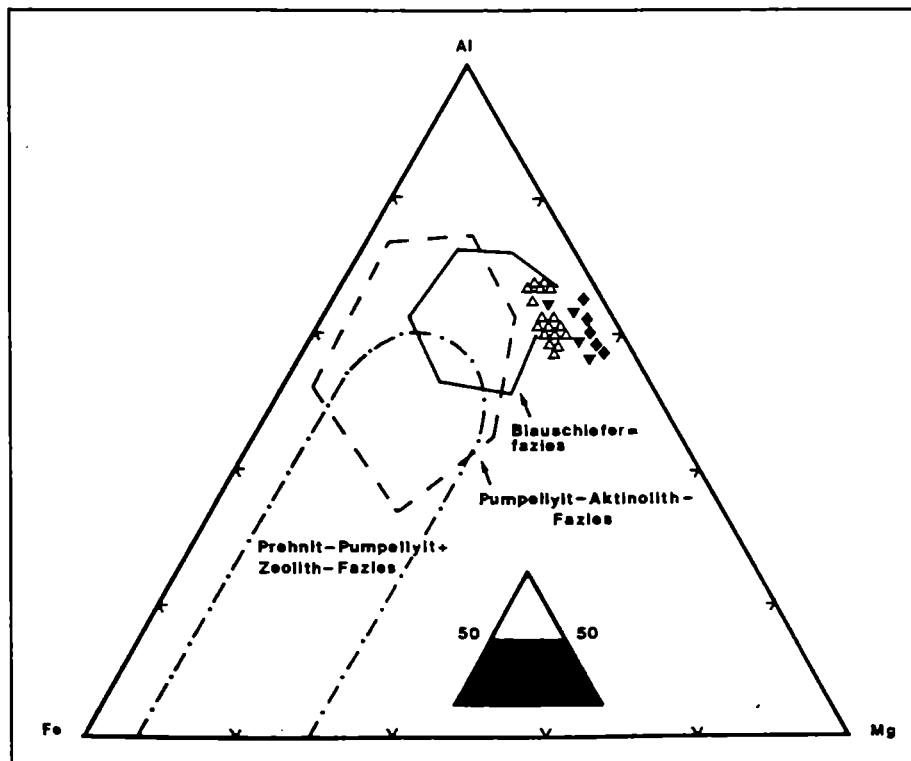


Abb. 8: Darstellung der Pumpellyit-Zusammensetzung im Dreieck Al-Fe-Mg nach KOLLER (1985). Legende:  $\Delta$  = Leukogabbro,  $\nabla$  = Rodingite und  $\blacklozenge$  = Mg-reiche Pumpellyite von BARRIGA & FYFE (1983) ebenso wie die Zusammensetzungsfelder für Pumpellyite aus verschiedenen Metamorphosebereichen.

Der Mineralbestand umfaßt große Klinopyroxene, die von Aktinolith umwachsen und verdrängt werden, Mg-reichen Pumpellyit, Albit und Chlorit. In der Pumpellyit-Albit-Chlorit-Matrix sproßen große, undeutlich begrenzte Klinozoisite nach der von NITSCH (1971) experimentell abgeleiteten Reaktion



und belegen damit nach SCHIFFMANN & LIU (1980) eine prograde Metamorphoseentwicklung bei Temperaturen um 400 °C. Bedingt durch die Abwesenheit von Prehnit erfolgt der Abbau des Pumpellyit bei einem Druck  $\geq 5$  Kb. Der Pumpellyit selbst ist mit seinen Mg-Gehalten von 3 - 5 Gew.% durchaus mit jenen aus Blauschiefer-faziellen Paragenesen vergleichbar (Abb. 7).

Der Exkursionsverlauf führt nun zurück nach Lockenhaus und bei einem Rundgang um den Burgfelsen sieht man verschiedene Quarzphyllite, auf denen die Burg steht und aus denen sie und ihre Ummauerung gebaut wurde.

Die Burg Lockenhaus liegt auf einem Quarzphyllitrücken in einer Flußschlinge der Güns. Erste Bauten erfolgten durch die Tempelritter, danach Erweiterung durch die Güssinger Grafen und ging dann in den Besitz ungarischer Adelige über. Sie wurde nach dem 2. Weltkrieg vom Literaten Paul Anton Keller erworben, nach dessen Tod Stiftung an das Land durch seine Witwe.

Auf der nun folgenden Fahrt nach Süden überqueren wir den Hirschenstein-Geschriebenstein-Rücken, die Nordrampe besteht aus Quarzphyllit, die Südrampe aus Kalkphyllit und erreichen die an seinem Südhang gelegene große Marktgemeinde Rechnitz, die auf einem Grünschieferkomplex gegründet ist (Mittagessen in Rechnitz, Hotel-Restaurant Rose).

Name	RS96	RS167	RS165	RS97	RS160	RS174	RS230
Gestein	OG	OG	OG-OI	OG-Ti	NO	BS	BS
SiO <sub>2</sub>	49,66	48,56	48,70	45,47	41,22	7,43	11,28
TiO <sub>2</sub>	1,40	1,87	0,58	4,78	4,00	0,09	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	14,70	15,69	12,08	14,50	2,46	3,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,92	3,14	2,30	7,31	1,55	0,00	0,41
FeO	5,10	6,71	4,14	8,06	9,10	1,56	0,70
MnO	0,17	0,15	0,13	0,20	0,22	0,03	0,03
MgO	7,49	7,89	10,59	5,80	4,68	1,89	1,22
CaO	8,78	7,86	11,12	10,06	9,65	46,70	45,31
Na <sub>2</sub> O	3,66	3,45	1,06	2,62	3,97	0,00	0,52
K <sub>2</sub> O	0,44	0,34	1,90	0,06	0,00	0,41	0,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,21	0,05	0,10	0,91	0,05	0,06
H <sub>2</sub> O	3,11	3,63	2,63	2,97	4,01	3,78	0,73
CO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	5,32	35,86	35,00
Summe	98,57	98,51	98,89	99,51	99,13	100,26	99,23
S	36	18	2	55	204	1463	1855
Sc	25	30	27	47	22	42	40
V	184	278	174	595	372	31	34
Cr	301	260	981	47	1	4	11
Co	47	55	46	73	61	10	10
Ni	129	107	208	46	28	17	19
Cu	38	16	19	8	149	1	1
Zn	69	64	46	62	139	26	25
Ga	13	17	16	17	20	4	4
Rb	8	5	36	3	4	26	33
Sr	107	196	126	263	805	727	804
Y	33	38	16	23	44	8	10
Zr	94	136	38	155	431	18	27
Nb	4	7	3	8	184	5	5
Ba	38	94	115	361	147	69	93

Tab. 5: RFA-Analysen der typischen Gesteine von den Haltepunkten 7 und 8 nach KOLLER (1985). Abkürzungen: OG = ophiolitischer Grünschiefer, OG-OI = ophiolitischer Grünschiefer mit Olivin-Akkumulierung, OG-Ti = ophiolitischer Grünschiefer mit (Magnetit + Ilmenit)-Akkumulierung, NO = nichtophiolitische Grünschiefer, BS = Kalkglimmerschiefer.

## Haltepunkt 7. Steinbruch Freingruber, Rechnitz -- Grünschiefer und Kalkglimmerschiefer, Rechnitzer Fenster

Wir besuchen den großen Steinbruch "Freingruber", der als einziger einen großen Aufschluß von Serizitkalkschiefern mit darauflagernden Grünschiefern bietet. Neben Schottermaterial werden hier in erster Linie Großblöcke für Bachverbauungen gewonnen. Die Grünschiefer und die Serizitkalkschiefer tauchen flach nach Norden unter den Serpentin von Rumpersdorf und der kleine Plischa ein.

Die in Steinbrüchen gewonnenen Kalkglimmerschiefer sind meist dunkelgrau gefärbte massige Gesteine mit einem relativ hohen Karbonatanteil, der ausschließlich aus Kalzit besteht und üblicherweise von 70 - > 90 Vol.% variiert. Häufig sind helle Kalzitadern als jüngere Mobilisationen, die nicht graphitisch pigmentiert sind, zu beobachten. Neben Kalzit findet man noch wechselnde Mengen an Quarz, Phengit, Chlorit, Albit und Epidot. Ein Teil des Hellglimmers kann Paragonit sein. Akzessorisch findet man Turmalin, Pyrit und feinverteilter Graphit. Die Zusammensetzung einer typischen Probe (RS-174) ist in Tab. 5 (Probe RS174) angegeben und läßt sich durch hohe S- und Sr-Werte charakterisieren. Nach DEMÉNY & KREULEN (1989) besitzen die Kalzite  $\delta^{18}\text{O}$  Werte im Bereich von -6,6 bis -9,7 ‰, die Graphite der Karbonatgesteine weisen ein  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Gr}}$  > -13,0 ‰ auf und entsprechen damit den abgeleiteten Metamorphosebedingungen sowie den vergleichbaren Gesteinen in den Alpen (DEMÉNY, 1989).

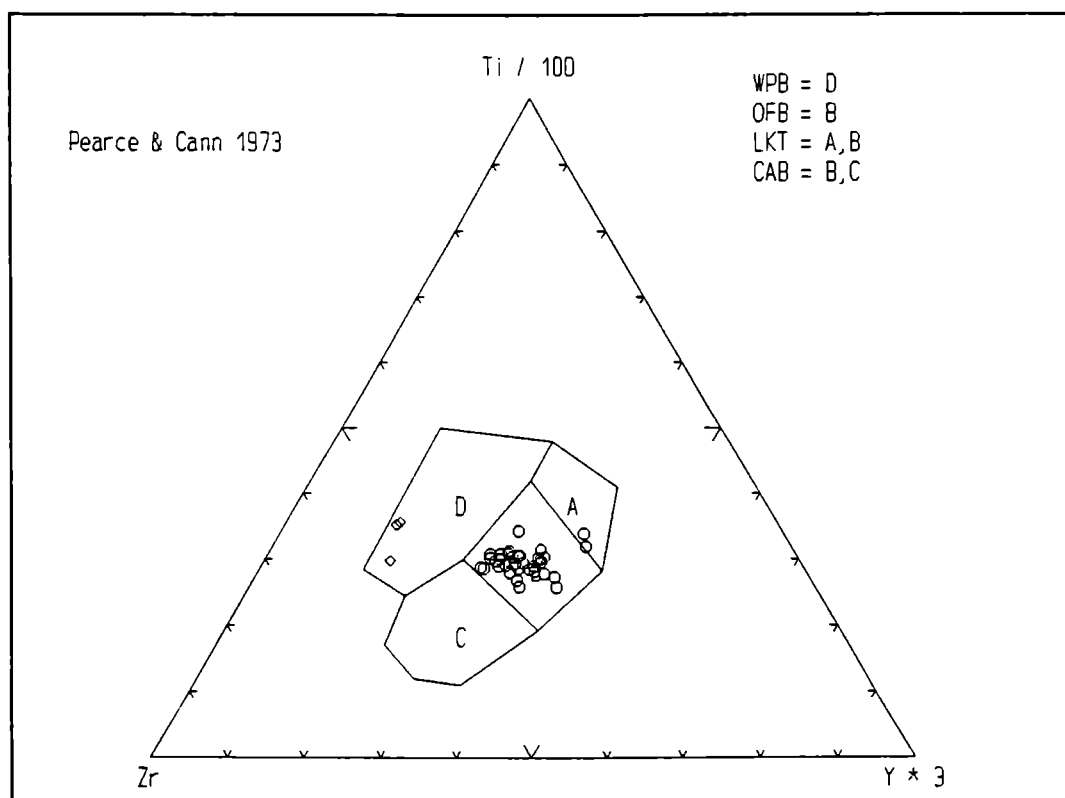


Abb. 9: Dreieck Ti/100-Zr-3\*Y nach PEARCE & CANN (1973). Legende: O = ophiolitische und  $\diamond$  = nichtophiolitische Grünschiefer.

Die normalen Grünschiefer können in diesem Aufschluß massig, fein gebändert mit hell-dunkler Wechsellagerung oder auch stark verfaltet sein. Primäre magmatische Texturen wurden bisher nicht gefunden. Vereinzelt findet man grobkörnige Bereiche mit Mobilisationen von Albit oder Karbonat. Der Mineralbestand umfaßt im wesentlichen Aktinolith, Epidot (häufig mit komplexem Zonarbau), Chlorit (Rhipidolith oder Pyknochlorit), Albit und Titanit. Nur in den grobkörnigen Bereichen findet man reliktsch erhaltene, bräunlichgefärbte Hornblenden, die als Formrelikte nach uralitisiertem Klinopyroxen gedeutet werden. In Mobilisatbereichen und gröbkörnigen Schlieren findet man sehr selten crossitische oder winchitische Alkali amphibole (Abb. 6). Außerhalb dieses Steinbruches findet man in Grünschiefern des Rechnitzer Fensters Formrelikte nach Lawsonit. Diese Phasen werden der Druck-betonten Metamorphose zugeordnet.

Geochemisch können fast alle Grünschiefer als Metabasalte mit einer N-typ MORB Charakteristik eingestuft werden. Bei den leicht mobilen Elementen, wie bei den Alkalien, kann eine hohe Mobilität und zum Teil starke Anreicherung beobachtet werden. In diesem Zusammenhang sind auch die hohen  $Fe_2O_3$ -Gehalte zu bemerken. Sowohl die intensive Oxidation als auch die starke Na-Anreicherung wird auf Reaktionen mit dem Meerwasser im ozeanischen Bereich zurückgeführt. Die immobilen Spurenelemente lassen aber eine eindeutige Zuordnung zu MORB-Chemismen durchführen, wie an den beiden folgenden Beispielen dargestellt werden soll (Abb. 9 und 10). Im Aufschlußbereich kommen gelegentlich sehr Fe- und Ti-reich Grünschiefer (Tab. 5, Probe RS97) vor, für die eine Magnetit + Ilmenit Akkumulierung, sowie Mg- und Cr-reiche Grünschiefer (Tab. 5, Probe RS165), für die eine Olivin-Akkumulierung angenommen wird (HÖCK & KOLLER, 1989).

Im Dreieck Ti/100-Zr-3\*Y nach PEARCE & CANN (1973) fallen alle untersuchten Grünschiefer der Rechnitzer Serie mit Ausnahme eines kleinen Komplexes innerhalb der Sedimentserien in jenes Feld, das für MORB-Zusammensetzungen charakteristisch ist. Die Ti-V-Verhältnisse variieren um 40, ein Wert der sehr typisch für ozeanische Kruste ist (SHERVAIS, 1982). Auch die SEE-Verteilungsmuster (KOLLER, 1985) stimmen mit diesem Befund überein und lassen aus den flachen Mustern (Abb. 11)

einen N-typ MORB ableiten. HÖCK & KOLLER (1989) sowie KOLLER & HÖCK (1990) konnten zeigen, daß die Variabilität der Metabasalte der Rechnitzer Serie durch unterschiedliche Fraktionierung oder Akkumulation erklärt werden kann, zusätzlich

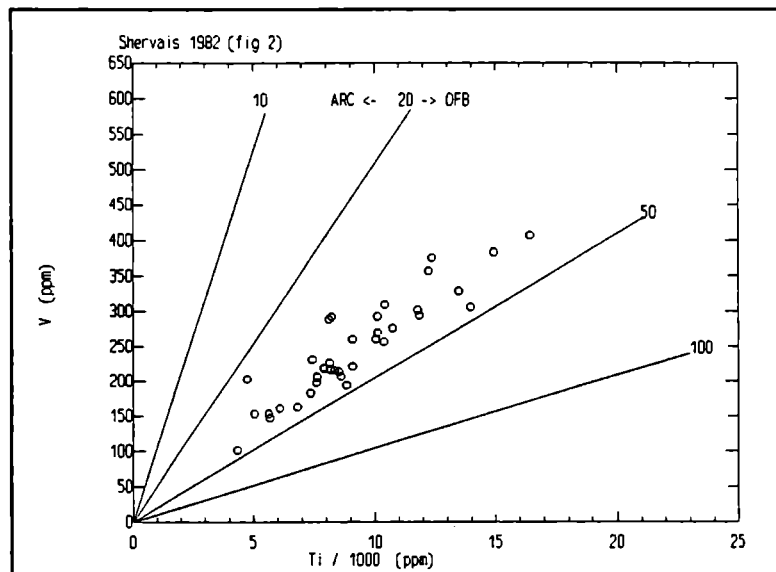


Abb. 10: Ti-V-Diagramm nach SHERVAIS (1982). Legende: O = ophiolitische Grünschiefer der Rechnitzer Serie.



müssen aber auch noch variable Aufschmelzungsraten des oberen Erdmantels und unterschiedliche Mantelquellen in die weiteren Überlegungen einbezogen werden.

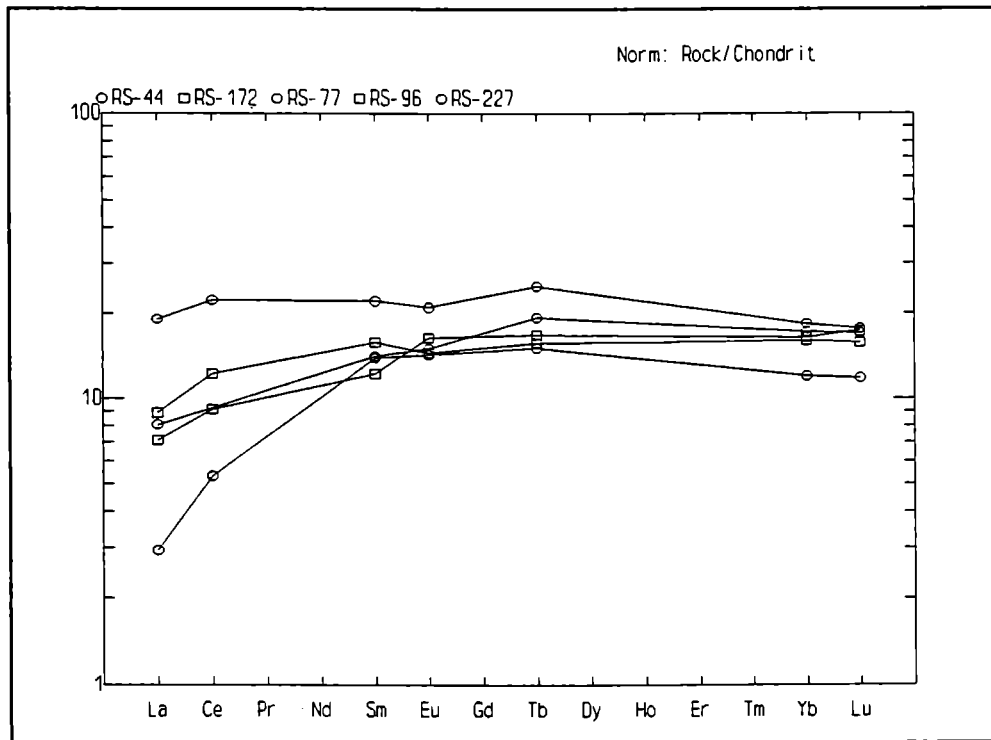


Abb. 11: SEE-Verteilungsmuster für die Grünschiefer der Rechnitzer Serie. Legende: Grünschiefer von Haltepunkt 7 = □ andere Vorkommen = ○.

### Haltepunkt 8. Markt Hodis -- Albit-führende Kalkglimmerschiefer, Rechnitzer Fenster

Auf dem nun talabwärts führenden Fußmarsch kommen wir an einem verlassenem Stollen in Serizitkalkschiefer vorbei, an dessen Eingang verbreitet größere graphit-pigmentierte Albitporphyroblasten mit einem Durchmesser bis zu 2 cm zu erkennen sind. Diese Porphyroblasten besitzen einen Graphit-pigmentierten Kernbereich, der reich an kleinen, runden Karbonateinschlüssen ist. Die Pigmentierung kann regellos sein oder ein verdrehtes Sigmoidalgefüge aufweisen, das quer zur heutigen Schieferung verläuft. Um diese großen Kernbereiche schließen sich klare und Einschluß-freie Ränder an, die am Außenrand, nur parallel zur Schieferung, eine Anreicherung von Graphit und Hellglimmer aufweisen. Dies sind bisher die einzigen Metasedimente, die eindeutige Hinweise auf ein mehrphasiges Kristallwachstum erkennen lassen. Die Matrix ist gegenüber den Kernbereichen der Porphyroblasten deutlich gröber kristallisiert, dies gilt vor allem auch für den Graphit. In Tab. 5 (Probe RS230) ist ein typischer Vertreter dieser Gesteine angegeben, er unterscheidet von den typischen Kalkglimmerschiefern sich nur durch höhere  $\text{Na}_2\text{O}$ -Werte.

## **Haltepunkt 9. Steinbruch Postmann, Rumpersdorf -- Serpentin, Ophikarbonatgesteine und nichtophiolitische Grünschiefer, Rechnitzer Serie**

Die weitere Route verläuft in etwa entlang dem südlichen Rand des Rechnitzer Fensters nach Westen bis zum Tal des Rumpersdorfer Baches, in das wir nach Norden einbiegen. In diesem Tal verläuft die Grenze zwischen der westfallenden tieferen Einheit des Rechnitzer Fensters und seinem westlichen Teil, in dem ebenfalls ein großer Serpentin-Komplex liegt. In diesem sind mehrere Steinbrüche (Kleine und Große Plischa), deren größter derzeit zur Schottergewinnung abgebaut wird. (Steinbruch "Postmann").

Der Serpentin-Körper liegt im Steinbruchbereich auf Grünschiefer, an seiner Westflanke steckt er in Phylliten bzw. ist er von einem Saum von Ophikarbonatgesteinen umgeben. Der durchschnittliche Serpentin ist ein Harzburgit, der in diesem Steinbruch häufig stark durchädert ist und viele Mobilisationsgänge und -gängchen mit Tremolit, Asbest, Chaledon, Karbonat und Talk aufweist. Daneben findet man je nach Abbau noch Epidot-reiche Ophikarbonatgesteine sowie linsige Chloritschiefer, die manchmal idiomorphe Magnetitoktaeder und Pyrit führen.

Etwa 1 km südlich des Steinbruches, am N-Hang des Schwarzgrabens findet man innerhalb der Metasedimente stark spilitisierte Grünschiefer mit großen Kalzit-rhomboedern, die an inkompatiblen Elementen hoch angereichert sind (Tab. 5, Probe RS160) und als platteninterner alkalibasaltischer Vulkanismus, im Sinne eines Ozeaninselbasaltes, gedeutet werden (KOLLER; 1985; KOLLER & HÖCK, 1990; HÖCK und KOLLER, 1989).

## **Haltepunkt 10. Hannersdorf -- Grünschiefer, Grazer Paläozoikum**

Die weitere Fahrt bringt uns über tertiäre Gesteine in das an das Fenster von Eisenberg angrenzende Grazer Paläozoikum mit seinen basalen Anteilen in Form der Grünschiefer von Hannersdorf.

Die mitten im Ort aufgeschlossenen Grünschiefer, die einen größeren Komplex von mitteldevonischen Gesteinen (Dolomit, Kalkschiefer) unterlagern, wurden von früheren Bearbeitern den Rechnitzer Gesteinen gleichgesetzt und daraus auch seinerzeit auf ein (alt)-paläozoisches Alter der Rechnitzer Serie geschlossen. GRATZER (1985) hat die Zugehörigkeit dieses Hannersdorfer Grünschiefers zu entsprechenden Basis-schiefern des Grazer Paläozoikums mittels geochemischer Untersuchungen bestätigen können. Die grünlich-grauen, teilweise geschieferten Gesteine bestehen aus der Paragenese Chlorit - Aktinolith - Epidot/Klinozoisit - Albit - Titanit, als Akzessorien kann man Apatit, Biotit und Erz erwähnen. Die Gesteine sind feinkörnig und weisen flaserartige Konturen auf. Geochemisch kann man sie durch MgO-Werte um 4,3 Gew.% sowie durch TiO<sub>2</sub>- Gehalte um 3 Gew.% und P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-Werte um 0,5 Gew.% beschreiben. Aufgrund ihrer Spurenelementgeochemie können sie als "within plate"-Basalte (Abb. 12) einstuft und wegen der guten Übereinstimmung mit den Grünschiefern des Grazer Paläozoikums diesem zugeordnet werden.

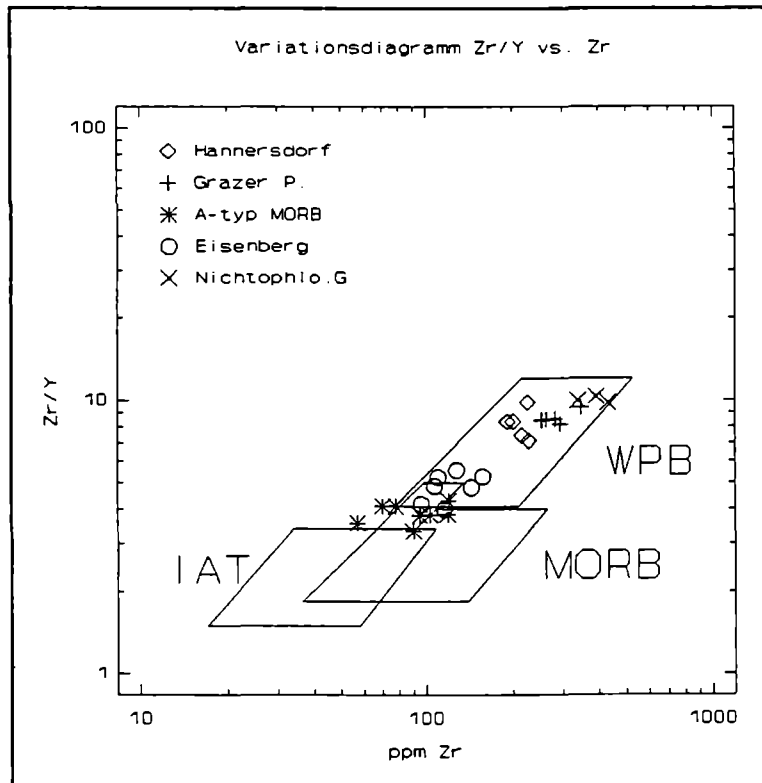


Abb. 12: Variationsdiagramm Zr/Y vs Y nach PEARCE & NORRY (1979) für die Grünschiefer von Hannersdorf und Vergleichsproben nach GRATZER (1985).

Abschließend Besuch eines Heurigenlokals auf dem Eisenberg (auf penninischem Grünschiefer) mit Begutachtung fester und flüssiger Landesprodukte.