

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 128	Heft 1	S. 83-150	Wien, Mai 1985
-----------------	----------------	----------	--------	-----------	----------------

Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand

Von FRIEDRICH KOLLER*)

Mit 27 Abbildungen und 11 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 137, 138, 168

Burgenland
Penninikum
Ophiolite
Metamorphose
Geochemie

Inhalt

Zusammenfassung	83
Summary	84
1. Einleitung	84
2. Geologie	84
3. Gesteinsbeschreibung und Mineralbestand	87
3.1. Ultramafitite	87
3.2. Blackwallbildungen	88
3.2.1. Talkschiefer	88
3.2.2. Tremolitschiefer	88
3.2.3. Chloritschiefer	88
3.3. Metagabbro	88
3.3.1. Normale Gabbros und Metarodingite	88
3.3.2. Ferrograbbros	104
3.4. Blauschiefer	111
3.5. Grünschiefer	114
3.6. Ophikarbonatgesteine	115
3.7. Metamorphe Sedimente	118
4. Magmatische Entwicklung	118
5. Metamorphoseentwicklung	119
5.1. Ozeanische Metamorphose	119
5.2. Altalpidische Metamorphose	120
5.3. Jungalpidische Metamorphose	121
6. Zusammenfassung der petrologischen Untersuchungen und geotektonischen Entwicklung	123
7. Geochemische Untersuchungen	123
7.1. Ultramafitite	123
7.2. Chloritschiefer	124
7.3. Gabbrosequenz und deren Differentiate	136
7.4. Grünschiefer	140
7.5. Ophikarbonatgesteine	141
7.6. Kalkglimmerschiefer und Phyllite	141
7.7. Nichtophiolitische Grünschiefer	141
8. Diskussion der geochemischen Untersuchungen	141
8.1. Plutonite	141
8.2. Metavulkanite	144
9. Zusammenfassung und Interpretation der Geochemie	148
10. Methodik	148
Dank	149
Literatur	149

Zusammenfassung

Am Alpenostrand tauchen unter den ostalpinen Decken noch penninische Gesteinsserien, die als Rechnitzer Serie bezeichnet werden, in mehreren tektonischen Fenstern auf. Der Inhalt dieser Fenster besteht aus Kalkphylliten, Quarzphylliten, Kalkserizitschiefern und Quarziten sowie mächtigen Ophiolitkomplexen. Die Ophiolite setzen sich aus serpentinierten Ultramafititen, Metagabbros und mächtigen Grünschiefern zusammen, seltener sind Rodingite, Ophikarbonatgesteine und Radiolarite.

In den gabbroiden Gesteinen sind noch magmatische Relikte erhalten geblieben. Eine komplexe Metamorphoseentwicklung, bestehend aus einer ozeanischen, einer altalpidischen Hochdruck- und der jungalpidischen Regionalmetamorphose, konnte aus den Metabasiten abgeleitet werden. Die ozeanische Metamorphose ist durch die Bildung von Hornblendephasen (Barroisit, Pargasit und Magnesiohornblende), durch metasomatische Veränderungen und einer intensiven Oxidation bei hohen Temperaturen und geringem Druck gekennzeichnet. Die Bedingungen der altalpidischen Metamorphose konnten auf 330–370°C bei 6–8 Kb durch Mineralparagenesen mit Mg-reichem Pumpellyit, Ferroglaukophan, Alkalipyroxen ($\approx \text{Ac}_{63}\text{Jd}_{21}$), Lawsonit (Formrelikte) und Stilpnomelan eingegrenzt werden. Für die jungalpidische Metamorphose ist die Bildung von Aktinolith, Alkalipyroxen ($\text{Ac}_{85}\text{Jd}_{15}$), riebeckiti-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. FRIEDRICH KOLLER, Institut für Petrologie der Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

schen oder magnesioriebeckitischen Alkali amphibolen um die Alkalipyroxene oder um Ferroglaucophan, sowie Biotit aus Stilpnomelan charakteristisch. Die Metamorphosebedingungen liegen bei 390–430°C und einem Druck von ≤ 3 Kb. Mit einer prograden Metamorphoseentwicklung nach Süden zu ist zu rechnen.

Die Ophiolitkomplexe der Rechnitzer Serie lassen sich nach BECCALUVA et al. (1983) als "high-Ti"-Ophiolite einstufen. Die Plutonite gliedern sich in die Serpentinite mit Hinweisen auch auf ultramafische Kumulate, in die normalen Gabbros und Rodingite als "lower level"-Gabbros, in die Fe- und Ti-reichen "upper level"-Gabbros und in Ferrodiorite und Plagiogranite. Die Grünschiefer der Ophiolite werden in die mengenmäßig vorherrschenden tholeiitischen Basalte mit „N-Typ“-Morbzusammensetzung, in hypabyssische Ferrobasalte und in die weitgehend unfraktionierten Cr- und Mg-reichen Metabasalte, die als Pikrite eingestuft werden, eingegliedert. Für die tholeiitischen Basalte lassen sich Aufschmelzraten um 15 % sowie eine Plagioklas und Klinopyroxen dominierte Fraktionierung ableiten. Die Ophiolitkörper der Rechnitzer Serie zeigen eine gute Korrelation mit jenen der Glocknerdecke im Tauernfenster sowie mit vielen anderen im Alpen-Appenninbogen. Die nichtophiolitischen Grünschiefer in den Sedimentserien stellen Nb-reiche Alkalibasalte dar, die als Ozeaninselbasaltentwicklung gedeutet werden.

Summary

Penninic units, called "Rechnitzer Serie", occur in tectonic windows below the Austroalpine nappes. The "Rechnitzer Serie" consists of phyllites, calcareous phyllites and -schists, quartzites and mighty ophiolite complexes. The ophiolites comprise serpentinized ultramafic rocks, metagabbros and large greenschists. Rodingites, ophicarbonates and radiolarites are rare. Magmatic relics survived in the gabbroic rocks only. A complex metamorphic history consisting of an oceanic, an eoalpine high pressure and a tertiary regional metamorphic event can be deduced from basic rocks investigation. The oceanic metamorphic event forms amphiboles such as barroisite, pargasite and magnesio-hornblende at high temperature and low pressure. Metasomatic changes of bulk chemistry and high oxydation rates are implied in the same event. The conditions of eoalpine metamorphism are in the range between 330 and 370° at 6–8 kb, suggested by mineral parageneses consisting of Mg-rich pumpellyite, ferroglaucophane, alkalipyroxene ($\approx \text{Ac}_{63}\text{Jd}_{21}$), lawsonite (formrelics) and stilpnomelane. During young alpine metamorphism minerals such as aktinolit, alkalipyroxene ($\text{Ac}_{85}\text{Jd}_{15}$), riebeckit or magnesioriebeckit amphiboles around older alkalipyroxene or ferroglaucophane, and biotite are formed at temperatures in the range of 390–430° and a pressure of ≤ 3 kb. There is an increase of metamorphism in northsouth direction.

The ophiolites of the "Rechnitzer Serie" are high Ti ophiolites (BECCALUVA et al., 1983). The plutonic sequence consists of serpentinites partly with ultramafic cumulates, plagioclase-clinopyroxene gabbros partly rodingitized as lower level gabbros, Fe and Ti rich ferrogabbros as upper level gabbros and ferrodiorites as well as plagiogranites. The greenschist unit can be divided in the predominating group of tholeiitic basalts with N-type morb composition, into minor hypabyssic ferrobasalts and in mostly unfraktionated Cr and Mg rich picritic basalts. For tholeiitic basalts melt ratios of 15 % and a plagioclase-clinopyroxene dominated crystal fractionation can be deduced. The ophiolites show a clear correlation to similar rock series of the Alpen-Appenninen-system as well as to equivalents of the Glockner Nappe of the Tauern Window. The non ophiolitic greenschists within the sedimentary sequences are Nb rich alkalibasalts, which can be interpreted to be ocean island basalts.

1. Einleitung

Penninische Baueinheiten sind in den Ostalpen außerhalb des großen Tauernfensters noch im Engadiner Fenster und am Alpenostrand in einigen kleineren Fenstern aufgeschlossen. Dort tauchen unter den ostal-

pinen Decken metamorphe Serien, die unter dem Begriff Rechnitzer Schiefer oder Rechnitzer Serie (WIESENER, 1932) zusammengefaßt werden, in den Fenstern von Rechnitz, Bernstein, Mölttern und Eisenberg auf. Die lange Zeit umstrittene Position dieser tektonischen Baueinheiten wurde erstmals von SCHMIDT (1950) durch lithologische Serienvergleiche mit der mesozoischen Schieferhülle des Tauernfensters dem Penninikum zugeordnet. Petrographische Bearbeitungen erfolgten durch WIESENER (1932) und ERICH (1960, 1966), letzterer stellte die Rechnitzer Serie allerdings zur Grauwackenzone.

Den endgültigen Nachweis für die Überlagerung der Rechnitzer Serie durch die unterostalpine Wechsel- und Grobgnesserie, und damit für ihre penninische Position, erbrachte PAHR (1975, 1977). Eine altersmäßige Zuordnung der penninischen Sedimentserie konnte SCHÖNLAUB (1973) durch den Nachweis stratigraphisch verwertbarer Schwamm-Spiculae, mit einem Alter an der Grenze Obere Kreide – Untere Kreide, erbringen. Neben der serienmäßigen Gliederung der Rechnitzer Serie durch SCHMIDT (1950), PAHR (1960) und TOLLMANN (1977) wird zum ersten Mal von KOLLER & PAHR (1980) eine Ophiolitabfolge im Sinne der GSA Penrose Conference (COLEMAN, 1977) beschrieben, die auch in ähnlicher Weise in den mesozoischen Serien der anderen penninischen Fenster in den Ostalpen auftreten.

Erste, sehr allgemein gehaltene Einstufungen der Metamorphosebedingungen wurden von EVREN (1972), KOLLER (1978) und KOLLER & PAHR (1980) gegeben. Ziel der vorliegenden Untersuchungen ist es, die Metamorphoseentwicklung der Ophiolite im speziellen und der gesamten Rechnitzer Serie im allgemeinen näher einzugrenzen sowie die relative zeitliche Abfolge der Mineralneubildungen festzulegen. Die Kenntnis der metamorphen Überprägung des Alpenostrandes im Verlauf der alpidischen Orogenese ist für die Entwicklungsgeschichte der penninischen ozeanischen Kruste einschließlich der dazugehörigen Sedimentbedeckung von grundlegender Bedeutung. Gleichzeitig stellt die Rechnitzer Serie eine wichtige Vergleichsbasis für die höher metamorphe, mesozoische Schieferhülle des Tauernfensters dar und ist für alle weiterführenden geotektonischen Schlußfolgerungen zum Bauplan des penninischen Troges im Bereich der Ostalpen von allgemeiner Bedeutung.

2. Geologie

Neuere, zusammenfassende Darstellung der geologischen Situation am Alpenostrand im allgemeinen und der Rechnitzer Serie im speziellen findet man bei TOLLMANN (1977) und PAHR (1980). Letzterer gibt auch eine profilmäßige Darstellung der Gesteinsabfolge in den penninischen Fenstern. In Abb. 1 ist die Geologie des Penninikums, einschließlich des tektonischen Rahmens nach KOLLER & PAHR (1980) schematisch dargestellt. Die Rechnitzer Serie beginnt mit dem kleinen Möltener Fenster im Norden, nach Süden zu schließen die Fenster von Bernstein und Rechnitz an. Das südlichste Vorkommen im Raum Eisenberg ist weitgehend vom Tertiär umgeben und grenzt im NW nach PAHR (1980) entlang einer Störung an das Grazer Paläozoikum. Aus geophysikalischen Untersuchungen ist eine weitere Verbreitung des Penninikums unter den ostalpinen Dek-

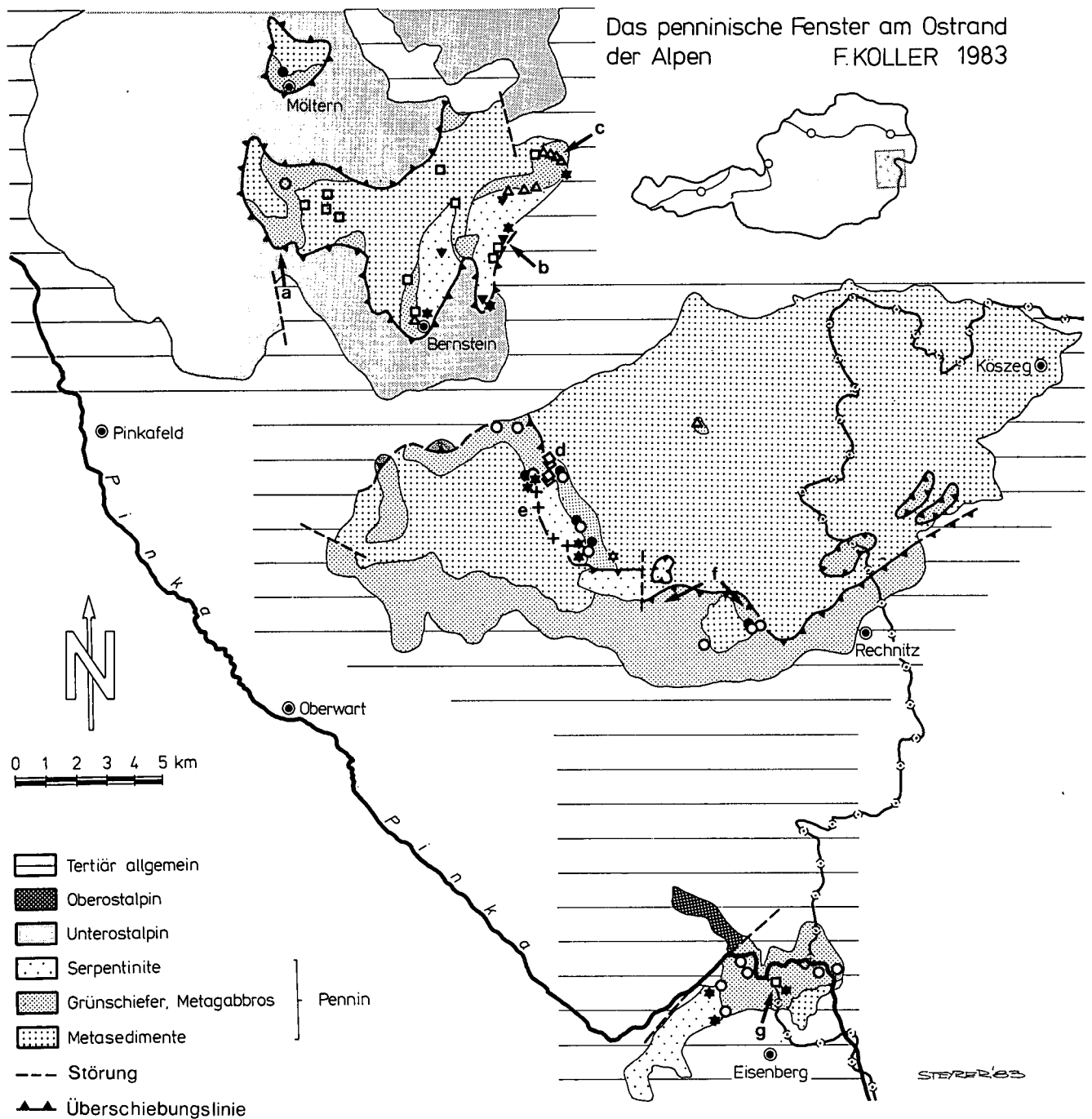


Abb. 1: Geologische Übersicht über die penninischen Fenster am Alpenostrand nach KOLLER & PAHR (1980). a–g stellen Profilpunkte der Abb. 2 dar. Schwarze Sterne = Ultramafitite etc; Δ = normale Gabbros; ∇ = Rodingite; \square = Ferrogabbros; \diamond = Blauschiefer (Plagiogranite, Diorite); \circ = Grünschiefer; \bullet = Albit- und epidotreiche grobkörnige Grünschiefervarietäten; weiße Sterne = nichtophiolitische Grünschiefer; + = Ophikarbonatgesteine.

kenbau als sehr wahrscheinlich anzusehen (TOLLMANN, 1977).

PAHR (1980) unterscheidet im österreichischen Anteil des großen Rechnitzer Fensters tektonisch zwei Einheiten. Er unterteilt das Penninikum in die westliche, höhere und in die tiefere Einheit, die sich nach Ungarn bis Köszeg fortsetzt. Die tiefere Einheit enthält Kalkphyllite, Quarzphyllite und Quarzite und besitzt NS-gerichtete B-Achsen. Die obere Einheit, vorwiegend aus kalkreichen Phylliten mit vereinzelt Lagen von Cáker-Konglomerat bestehend und nach oben mit bis zu 150 m mächtigen

Grünschiefern abschließend, zeigt E–W gerichtete B-Achsen mit Abweichungen von der mittleren Streichrichtung bis maximal 20° (PAHR, 1980). Diese Einheit enthält auch einige größere Serpentinit- und Gabbrokörper. In den penninischen Fenstern von Bernstein, Möltern und Eisenberg ist diese Gliederung nicht durchgeführt, auf Grund der vorhandenen Ophiolite ist aber eine Zuordnung zur höheren Einheit sehr wahrscheinlich.

Auf den metamorphen, mesozoischen Sedimentserien liegen mehr oder weniger mächtige Ophiolitkörper,

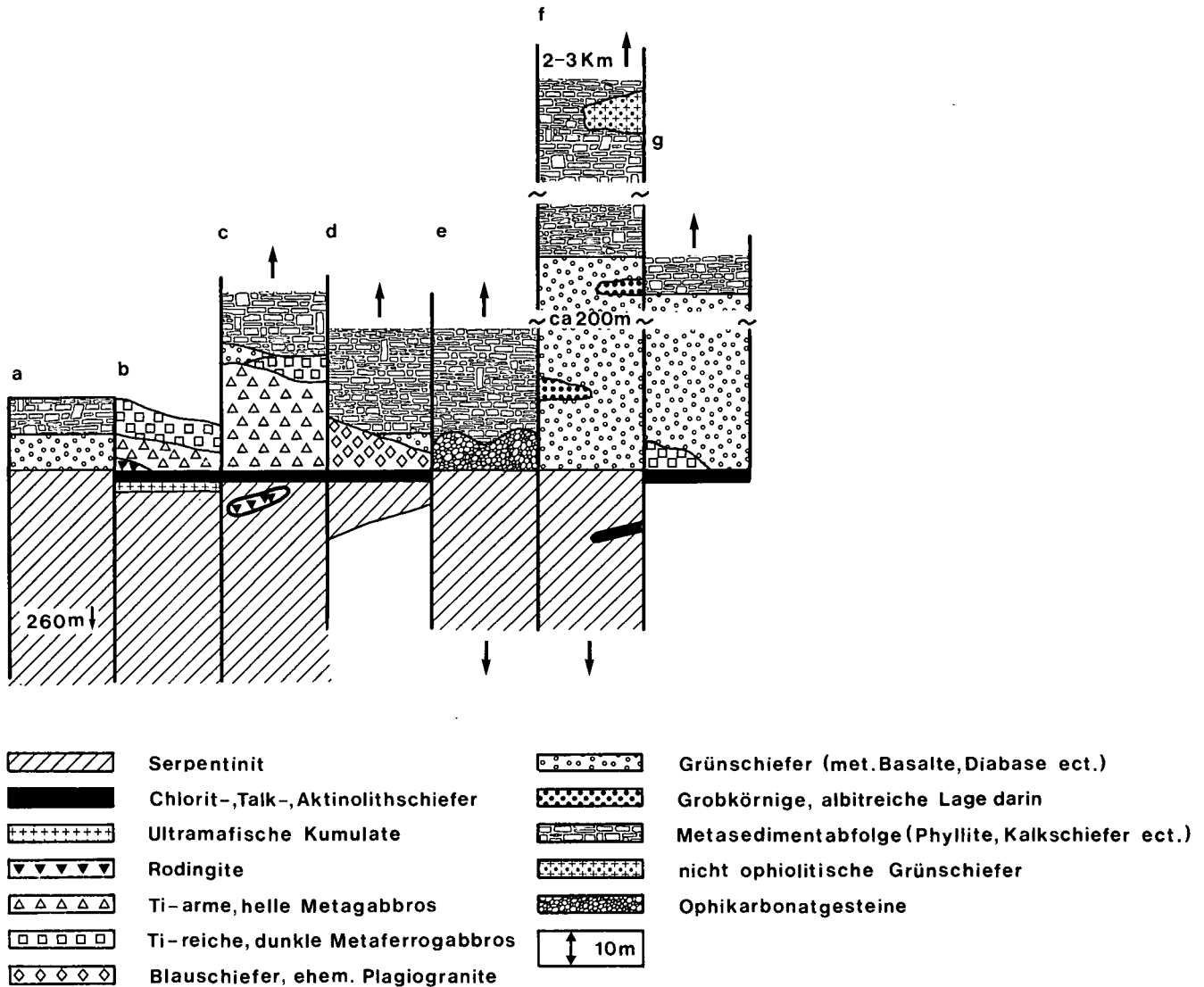


Abb. 2: Schematische Darstellung der Ophiolitprofile in den penninischen Fenstern am Alpenostrand. Profilpunkte in Abb. 1 dargestellt.

Profil a = Bohrung Maltern 1, Westrand Bernsteiner Fenster (PAHR, 1977); b = Profil Schirnitzriegel, Ostrand Bernsteiner Fenster; c = Profil Kogel, Nordostrand Bernsteiner Fenster; d = Profil nördlich Glashütten, Rechnitzer Fenster; e = Profil südlich Glashütten, Rechnitzer Fenster; f = Profil Rumpersdorf, Rechnitzer Fenster; g = Profil Vaskeresztes, Eisenberger Fenster (Ungarn).

wobei die Lagerungsverhältnisse meist eine verkehrt liegende Schichtfolge dokumentieren. Mit den ultramafischen Gesteinen liegen heute die einst tiefsten Bau-einheiten der ozeanischen Kruste an höchster tektonischer Position über den basischen Anteilen der Ophiolitsequenz. Die Lagerungsverhältnisse (PAHR, 1984), die zum Teil durch Bohrprofile ergänzt werden, können in einzelnen Profilen (Abb. 2) bestätigt werden. Teilweise sind jedoch die Kontakte der einzelnen Gesteinspakete nur tektonisch, daher ist ein Idealprofil durch die Ophiolite der Rechnitzer Serie nur beschränkt darstellbar.

In Abb. 2 sind einige Profile durch die Ophiolitkörper der Rechnitzer Serie, soweit dies bei den relativ ungünstigen Aufschlußverhältnissen rekonstruierbar war, in schematischer Weise in Anlehnung an COLEMAN (1977) dargestellt. Die Oberkante der Ultramafitite, obwohl sie heute die höchsten Einheiten darstellen, wurde als Bezugsfläche gewählt, wobei auch rein tektonische Abfolgen wiedergegeben sein können.

Das erste Profil (Abb. 2a) stellt die Bohrung Maltern 1 (PAHR, 1977) dar, in der nach einem 265 m mächtigen Serpentinit ein nur 10 m mächtiges Grünschieferpaket folgt. Als Fortsetzung sind Kalkglimmerschiefer erbahrt. Das Profil Schirnitzriegel (Abb. 2b), am Ostrand des Bernsteiner Fensters (Abb. 1) gelegen, zeigt nach einem mächtigen Serpentinit eine gut entwickelte Gabbroabfolge, die mit Metarodingiten beginnt und mit hellen Metagabbros sowie mit Ti-reichen Ferrogabbroabkömmlingen fortsetzt. An der Grenze von den gabbroiden Sequenzen zum Serpentinit sind Chlorit-, Talk- und Aktinolithschiefer sowie fragliche ultramafische Kumulatgesteine in Form von Lesesteinen oder von einzelnen Blöcken aufgeschlossen. Eine ähnlich wichtige Gabbroentwicklung ist im Profil östlich Kogel (Abb. 2c), dieses reicht bis in die metamorphen Sedimentserien, zu beobachten. Zusätzlich sind noch rodingitisierte Gabbrogänge einschließlich ihrer Blackwallbildung innerhalb des Serpentinites festzustellen. Der Geländebe-fund spricht für einen primären Zusammenhang zwi-

schen den gabbroiden Sequenzen, die unter den Serpentinittkörper streichen, und dem Ultramafitit in den Profilen Schirnitzriegel und Kogel (Abb. 2). Die Metagabbrovorkommen im nördlichen Bernsteiner Fenster (Abb. 1) innerhalb der Kalkglimmerschiefer sind sicherlich tektonisch begrenzt.

Das Profil nördlich Glashütten (Abb. 2d) ist nur in relativ kleinen Melangekörpern, welche in die Sedimentabfolge eingebettet sind, entwickelt. Die relativ schematisch dargestellte Abfolge reicht vom Serpentinitt über Aktinolith-, Talk- und magnetitführenden Chloritschiefer zu den, als Blauschiefern bezeichneten, Crossit-Albitgesteinen und in weiter Folge zu Grünschiefern. Die Mächtigkeit der einzelnen Gesteinspakete ist variabel und aufgrund unzureichender Aufschlüsse nur begrenzt mit Lesesteinen kartierbar, jedoch ist die Abfolge aufgrund mehrerer Profile im Bereich Glashütten gut belegt. Die auf das Grünschieferpaket folgenden Kalkglimmerschiefer können aber auch eine rein tektonisch bedingte Abfolge darstellen.

Das Profil südlich Glashütten (Abb. 2e) stellt die mineralogisch interessante Ophikarbonatentwicklung am Rand eines mächtigen Serpentinittkörpers im Rechnitzer Fenster dar. Im Bereich der Ophikarbonatgesteinsentwicklung sind keine Metabasite zwischen dem Serpentinitt und den Kalkglimmerschiefern festzustellen.

Das Profil Rumpersdorf (Abb. 2f) führt von einem mächtigen Serpentinittkörper mit vereinzelt magnetitführenden Chloritschiefern, in Form von schmalen Gängen oder kleinen Linsen, zu einem bis 150 m mächtigen Grünschieferkomplex. In diese Grünschiefer sind geringmächtige, grobkörnige Albit- und Epidot-reiche Varietäten eingelagert. Über der Metabasitabfolge schließen bis 2000 m mächtige Metasedimentserien an, die vorwiegend aus Phylliten und Kalkglimmerschiefern bestehen. In diese sedimentäre Abfolge sind nicht ophiolitische Grünschiefer (KOLLER & PAHR, 1985) eingeschaltet. Von den drei Profilen im Fenster von Rechnitz kann man nur für das letztere einen inneren, primären Zusammenhang ableiten, die beiden Profile bei Glashütten sind zu sehr tektonisch deformiert um sichere Aussagen zu treffen.

Für die penninischen Serien im Fenster von Eisenberg ist ein sehr schematisches Profil bei Vaskeresztes im ungarischen Anteil dargestellt. Es reicht von einem Magnetit-führenden Chloritschiefer über stark veränderte Ferrogabbros zu Grünschiefern und metamorphen Sedimentserien. Die Zuordnung dieser stark deformierten Gesteine (KOLLER, 1980) zu Ferrogabbros wird aus ihrer engen räumlichen Beziehung zu Chloritschiefern, die nur im Zusammenhang mit Serpentinitten bekannt sind und aus geochemischen Überlegungen abgeleitet.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß sich aufgrund der dargestellten Profile, die Zuordnung dieser ultrabasischen und basischen Gesteine zu einem Ophiolitverband (KOLLER & PAHR, 1980) im Sinne von COLEMAN (1977) bestätigt hat. Während die gabbroiden Sequenzen anhand von Texturen und vor allem durch magmatische Relikte (KOLLER, 1978; 1980) noch gut erkennbar sind, lassen sich die extrusiven Anteile, die heute als meist feinkörnige Grünschiefer vorliegen, nicht mehr genauer zuordnen in die ehemaligen "sheeted dykes", "pillow"-Laven, Hydroklastite, Tuffe und Tuffite. Sicher zuordenbare Reste von "pillow"-Laven wurden bisher nicht gefunden.

3. Gesteinsbeschreibung und Mineralbestand

3.1. Ultramafitite

Im Penninikum des Alpenostrandes (Abb. 1), in den Fenstern von Bernstein und Rechnitz sowie im Fenster von Eisenberg findet man relativ große, vollständig serpentinisierte Ultramafititkörper. Durch Bohrungen wurden Mächtigkeiten bis 265 m nachgewiesen (PAHR, 1977). Die Serpentinite wurden von ERICH (1960) und EVREN (1972) beschrieben und bearbeitet. Sie besitzen meist eine dunkel- bis fast schwärzlichgrün gefärbte, dichte Grundmasse mit seltenen Bastitflecken. Häufig sind grünlänzende Scherflächen zu beobachten. Röntgenographisch wurden Lizardit und Chrysotil als wesentlicher Mineralbestand festgestellt. Mikroskopisch sind sowohl Maschentexturen als auch Formrelikte größerer Pyroxenindividuen (bis 10 mm Korndurchmesser) zu beobachten. Nach dem Geländebefund nehmen diese Formrelikte in Richtung zu den basischen Kumulatsequenzen zu. Im südlichsten Teil des Fensters von Eisenberg findet man seltener Antigoritverwachsungen mit Diopsid um reliktsch erhaltenen Klinopyroxen. Neben den Serpentinittmineralphasen ist oft noch etwas Chlorit, manchmal auch Tremolit und seltener Talk festzustellen. Talk und Tremolit sind vor allem an tektonisch durchbewegten Bereichen häufig zu finden. An Erzphasen treten ältere magnetitreiche Formrelikte nach Chromit, meist xenomorphe Aggregate oder Haufwerk, sowie jüngere idiomorphe Magnetitoktaeder und Pyritkristalle auf. Auf Kluffflächen sind Talk, Tremolit und Asbest relativ oft vorhanden. Die Bildung von dichtem Opal ist nicht sehr häufig.

Unter der Voraussetzung, daß CaO nicht in größerem Maße während der Serpentinisierung abtransportiert wurde, sind diese Serpentinite im wesentlichen auf Peridotite harzburgitischer Zusammensetzung zurückzuführen (EVREN, 1972). EVREN (1972) gibt einen normativen Gehalt an Olivin von 80 % an, Orthopyroxen von 15 %, sowie 2 % Diopsid. Die Serpentinisierung dieser Gesteine hat wohl zuerst nur den Olivinanteil erfaßt, die zumindest teilweise verschonten Orthopyroxene wurden unter Beibehaltung ihrer Morphologie und unter Ausbildung der Bastitflecken durch Serpentinittmineralphasen verdrängt. Die Bildung von Talk, Aktinolith und der idiomorphen Magnetitkristalle muß der letzten Kristallisationsphase zugeordnet werden, zu ähnlichen Schlußfolgerungen ist auch EVREN (1972) gekommen.

Am Rande der Serpentinittkörper, nahe der Grenzen zu den Gabbros, findet man leider nicht ausreichend aufgeschlossene Gesteine mit dem Mineralbestand Serpentinitt, Chlorit und noch reliktsch erhaltenen magmatischen Klinopyroxen, der von Chlorit verdrängt wird. Als Serpentinittmineral tritt mit 30–40 Vol.-% Chrysotil mit Maschentextur auf, der Chlorit ist ein Klinochlor, der dichte Massen bildet und auch den Pyroxen diopsidischer Zusammensetzung entlang der Spaltrisse ersetzt. KOLLER & PAHR (1980) haben diese relativ Al-reichen Gesteine zu den ultramafischen Kumulaten gestellt. Von der Position her, an der Grenze zwischen Serpentinitt und Metagabbro, scheint dies nach COLEMAN (1977) durchaus möglich zu sein. Auch nach den relativ hohen Cr- und Ni-Gehalten, bei gleichzeitig sehr niedrigen Werten für Zr, Y, Nb ist eine Zuordnung zu einem möglicherweise Iherzolitischen Kumulat die beste Erklärung. Gleichzeitig muß man aber mit einem Abtransport

von Ca und Si während der Serpentinisierung und der Metamorphose rechnen, da die Formrelikte nach Pyroxen wesentlich mehr Raum einnehmen und auch bereits Klinopyroxen durch Chlorit ersetzt wird. Da im Gegensatz zu den gabbroiden Gesteinen hier die Ca-Al-Silikate völlig fehlen und auch die dort metasomatisch gebildeten chloritreichen Gesteine andere Spurenelementverteilungen aufweisen (Kap. 7.–8.), scheint die Deutung dieser Gesteine als ultramafische Kumulate richtig zu sein. Bisher sind diese Gesteine aus dem Profil Schirnitzriegel (Abb. 2) und aus dem Pechgraben (ca. 2 km NNE Bernstein) nachgewiesen.

3.2. Blackwallbildungen

An der Grenze der Serpentinite zu den Metagabbros finden sich Zonen weitgehend monomineralischer Talk-, Tremolit- und Chloritschiefer, die möglicherweise auf eine Blackwallbildung im Verlauf metasomatischer Vorgänge zurückführbar sind. Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß diese Abfolge häufig zu sein scheint, jedoch nicht ausreichend durch Aufschlüsse belegt ist. Die gut aufgeschlossenen rodingitisierten Gabbrogänge führen nur eine Blackwallzone aus monomineralischem Chloritfels.

3.2.1. Talkschiefer

Diese Gesteine hat bereits ERICH (1960) beschrieben und sie als „Rumpfite“ bezeichnet. Sie sind gelblich weiß gefärbt und der meist feinblättrige Talk tritt vorwiegend monomineralisch auf. Nur lokal findet man eine, den Serpentiniten ähnliche, xenomorphe Erzführung und geringe Anteile an Aktinolith und Chlorit. Die Bildung dieser Talkschiefer wird wohl mit der Talkbildung mit Serpentinit gleichzusetzen sein.

3.2.2. Tremolitschiefer

Diese sind blaß gelblich bis weiß gefärbt. Die Länge der Amphibole ist relativ variabel, kann aber bis 10 cm betragen. Die einzelnen Individuen der fast monomineralischen Amphibolfelse sind eingeregelt, meist senkrecht zur Grenzfläche. Die Zusammensetzung wird meistens tremolitisch sein, in einem einzigen Vorkommen zeigen ältere, braunefärbte Kerne der Amphibole eine Mehrphasigkeit ihrer Bildung an. Die zeitliche Zuordnung dieser Kernbereiche ist derzeit nur schwer möglich, aus Analogie zu den braunefärbten Amphibolen der Metabasite kann eine frühe Bildung angenommen werden.

3.2.3. Chloritschiefer

Hierher gehören sehr unterschiedliche Gesteine mit wechselnden Mg-Fe-Gehalten, jedoch lassen sich alle Chloritschiefer aufgrund ihrer Spurenelemente (Kap. 7.2.) mit metasomatisch veränderten Gabbros korrelieren und diesen zuordnen. Die hellen, sehr Mg-reichen Chloritschiefer, bisher auch als Edelserpentin bezeichnet, lassen sich aus Fe-armen Gabbros, die dunklen Magnetit-führenden Chloritschiefer aus Ferro-gabbros und die Zr-reichen Chloritschiefer von Glashütten (Abb. 2) aus Plagiogranitabkömmlingen ableiten (Kap. 7.2., 7.3.).

3.3. Metagabbros

3.3.1. Normale Gabbros und Metarodingite

Diese sind helle, grünlich gefärbte Gesteine, die gabbroide Textur ist meist noch erhalten. Die Korngröße der einzelnen Mineralphasen, insbesondere von reliktschen Klinopyroxenen (30–50 Vol.-%) und ehemaligem Plagioklas variiert von 3 mm bis über 50 mm, bleibt aber im Durchschnitt unter 10 mm. Riesenkorngwachstum ist für pegmatitische Texturen typisch. Die Korngrößenverteilung über den Gabbrokörper ändert sich im dm-Bereich entlang relativ enger Grenzbereiche und ist teilweise primär magmatisch bedingt. In den meisten Fällen ist dies auch Ausdruck eines unterschiedlichen Rekristallisationsverhaltens während der metamorphen Überprägung. Der Grad der metamorphen Rekristallisation kann stark unterschiedlich sein, die alten Plagioklase (30–50 Vol.-%) sind gefüllt, geringe Anteile an Olivin und Orthopyroxen liegen nur mehr als Chlorit vor. Oxidische Phasen sind selten. Nur im Falle der Rodingitisierung werden diese Gesteine dicht und massig, der Klinopyroxen kann dabei völlig verschwinden, Granat dominiert dann. Vorkommen der Gabbros und Rodingite sind derzeit nur aus dem Fenster von Bernstein und von dem ausgedehnten Vorkommen von Glashütten bei Langeck im Rechnitzer Fenster bekannt (Abb. 1). Im Fenster von Bernstein sind diese Gabbros meist in Form kleiner Körper, Linsen oder Gänge innerhalb oder am Rand des Serpentinikörpers zu finden. Eine Rodingitisierung konnte nicht überall festgestellt werden.

Klinopyroxen

Die meist xenomorphen bis hypidiomorphen Klinopyroxene sind gelblich bis bräunlich gefärbt und haben manchmal Entmischungslamellen. Die Kristalle sind verbogen und deformiert, teilweise geknickt. Nach der Nomenklatur von POLDERVAART & HESS (1951) haben die Klinopyroxene diopsidische, endiopsidische oder augitische Zusammensetzung (Abb. 3) und unterscheiden sich von den metamorphen Diopsiden der Rodingite durch höhere Al_2O_3 -Gehalte von 4,5–2,5 Gew.-% Al_2O_3 (Tab. 1). Das Mg/Fe-Verhältnis reicht von 20–4 (Tab. 1), bezogen auf $Fe_{tot} = FeO$ und sinkt mit zunehmendem Fraktionierungsgrad der Schmelze. Der Quotient $Mg/(Mg + Fe_{tot})$ der Pyroxene reicht von 0,95 bis 0,80 bei einem $Mg/(Mg + 0,9Fe_{tot})$ der Gabbros von 0,90–0,65 (Kap. 7.3.). Die magmatischen, reliktsch erhaltenen Klinopyroxene sind durch höhere Cr- und Al-Gehalte ausgezeichnet (Tab. 1), da diese Gehalte im Verlauf der Rodingitisation deutlich abnehmen (Ro 14A, RS 26/77–1–48). Auch die Ca-Werte liegen bei 19–23 Gew.-% CaO und sind damit durchaus mit Kumulatklinopyroxen anderer Ophiolite vergleichbar (CAPEDRI et al., 1982; HEKINIAN, 1982).

Die magmatischen Klinopyroxene (Abb. 4,5) bilden relativ große Kristalle mit lappigen Umrißformen, die fast immer deutliche Korrosionserscheinungen mit Chloritbildung, Verdrängungsphänomene sowie eine Rekristallisation durch Amphibolbildungen aufweisen. Bevorzugt erfolgt die Umwandlung entlang von Spaltflächen oder Rupturen und nimmt mit dem Grad der Deformation deutlich zu. In allen, nicht metasomatisch veränderten Gabbros werden die Pyroxene von Amphibolen umwachsen sowie entlang der Spalttrisse und Rupturen verdrängt (Abb. 5). Eine Ca-Abnahme im Klinopyroxen (Abb. 3) zeigt die beginnende Amphibolbil-

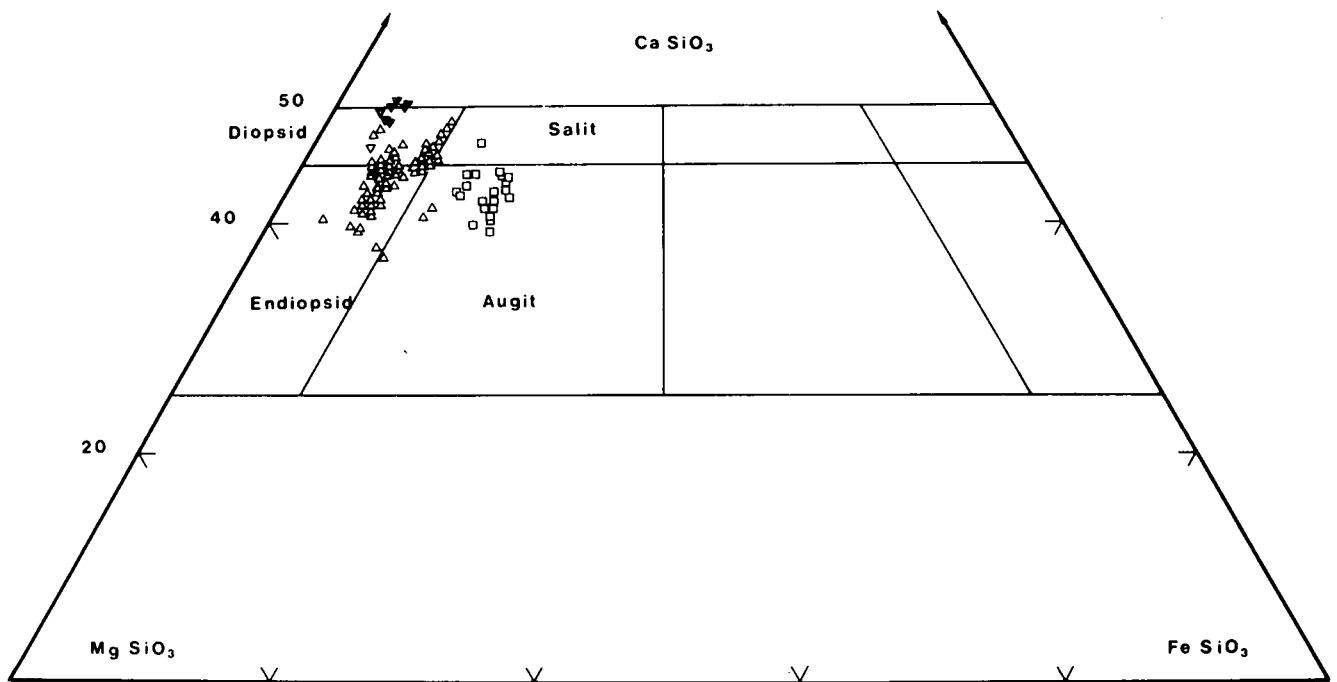


Abb. 3: Darstellung der Klinopyroxene im Dreieck Wollastonit – Enstatit – Ferrosilit in der Nomenklatur nach POLDERVAART & HESS (1951).
▼ = Rodingite; △ = Normale Gabbros; □ = Ferro-gabbros.

dung an. Rundliche Flecken von Chlorit innerhalb der magmatischen Pyroxenrelikte kann man als Pseudomorphosen ehemaliger Einschlüsse von Olivin oder Orthopyroxen deuten. Diese beiden primären Mineralphasen und ehemaligen Ca-armen Entmischungslamellen sind nicht erhalten geblieben.

Die Verdrängung der Klinopyroxene durch Chlorit findet sich besonders in den rodingitisierten Gabbros, in denen neben Ca-Al-Silikaten ein Ca-reicher Diopsid, der verarmt an Al, Cr und Na ist (Tab. 1), auftritt. Die $CaSiO_3$ -Komponente dieser Diopside kann geringfügig über 50 Mol.-% wo steigen (Abb. 3), ähnliches hat bereits HALL (1978) beschrieben. Diese Diopside stellen eine ältere metamorphe Neubildung dar und sind in Form von xenomorphen kleinen Individuen oder als Anwachsrande um die magmatischen Klinopyroxene zu beobachten.

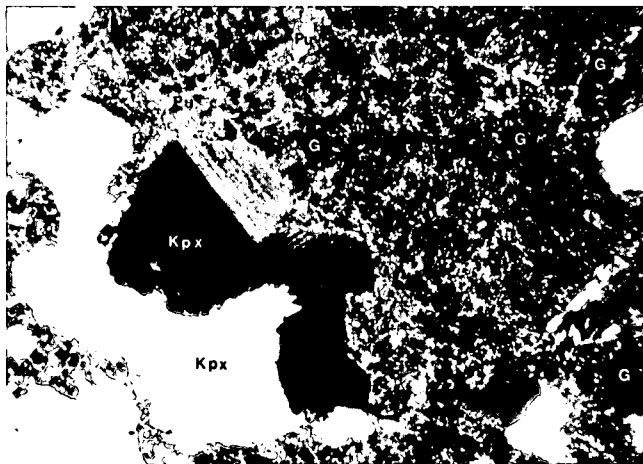


Abb. 4: Granatwachstum (G) in Pumpellyit(Pu)-gefüllten Plagioklasformrelikten, daneben magmatischer Klinopyroxen (Kpx).
RS 26/77, Nicols +, Bildbreite ca. 4,3 mm.
Normaler Gabbro, Schirnitzriegel, Bernsteiner Fenster.

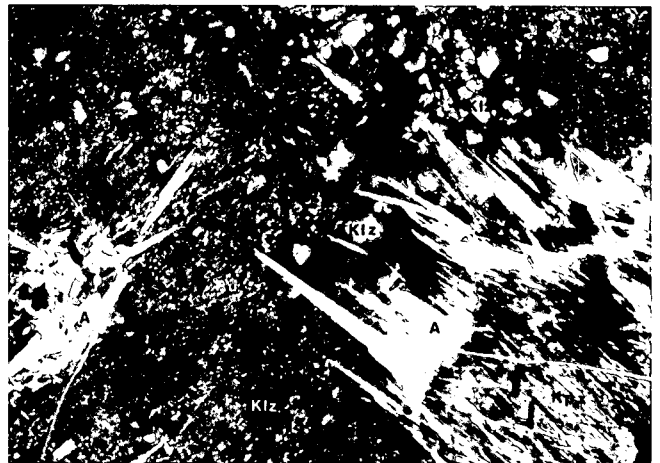


Abb. 5: Aktinolithsprössung (A) um magmatische Pyroxenrelikte (Kpx) und in den Plagioklasformrelikten, die mit feinem Pumpellyit (Pu), Albit und etwas Chlorit gefüllt sind; Klinkzoisitsprössung (Klz) in der Pumpellyitmatrix.

Nicols +, Bildbreite ca. 4,3 mm.
Normaler Gabbro, Glashütten bei Langeck, Rechnitzer Fenster.

Pumpellyit

Pumpellyit ist in allen hellgefärbten Gabbrovarietäten als metamorphe Neubildung in den ehemaligen Plagioklasindividuen in Form von feinverfilzten, kleinen Kriställchen vorhanden. Normalerweise liegt im alten Plagioklasformrelikt ein Gemenge aus Pumpellyit, Albit und Chlorit vor. Die Zusammensetzung (Tab. 2) ist Mg-reich mit Werten von 3–5 Gew.-% MgO. Die Fe-Gehalte liegen zwischen 1 und 2 Gew.-% FeO (Fe_{tot} als FeO verrechnet) und nehmen mit dem Differenzierungsgrad der gabbroiden Magmen zu. Die MnO-Konzentrationen sind gering (0,09–0,26 Gew.-% MnO), vereinzelt sind relativ variable Gehalte an Cr (0,02–0,20 Gew.-% Cr_2O_3) und Na (0,1–0,2 Gew.-% Na_2O) feststellbar (Tab.2).

Tabelle 1: Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Klinopyroxenrelikten der Metagabbros. Die Pyroxene Ro 14 B, Ro 14 A, RS 26/77 sind aus Rodingiten, RS 142/80, Glash., RS 48/78 aus normalen Gabbros sowie RS 109/79, RS 28/77 aus Ferrogabbros. Die Formelverrechnung erfolgte auf der Basis von 12 O.

	Rodingite		Normale Gabbro				Ferrogabbro				
	RO14B 1 - 1	RO14A 1 - 16	RS26/77 1 - 35	RS26/77 1 - 48	RS142/80 2 - 12	RS142/80 2 - 8	Glash 1 - 11	RS48/78 1 - 26	RS48/78 1 - 24	RS109/79 1 - 6	RS28/77 2 - 8
SiO ₂	51,48	53,77	52,31	54,54	51,65	52,96	51,63	52,34	52,03	52,04	50,92
TiO ₂	-	0,10	0,38	0,06	0,44	0,49	0,88	0,63	0,61	0,19	0,94
Al ₂ O ₃	4,46	0,92	3,55	0,51	4,65	2,99	2,74	2,59	2,49	0,77	2,34
Cr ₂ O ₃	0,58	-	0,47	0,16	0,45	0,56	0,25	0,07	0,11	-	-
FeO	1,79	2,86	4,49	2,67	4,41	4,35	5,49	5,76	5,95	9,49	10,02
MnO	0,24	0,21	0,15	0,20	0,20	0,20	0,16	0,21	0,20	0,35	0,34
MgO	19,17	16,22	17,27	17,19	17,61	16,92	15,50	15,91	15,98	13,81	13,97
CaO	20,68	25,43	20,59	23,59	19,68	21,76	21,29	22,13	22,65	21,06	20,78
Na ₂ O	-	0,36	0,37	0,26	0,36	0,44	0,40	0,38	0,39	0,22	0,54
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	98,40	99,87	99,58	99,18	99,45	100,67	98,34	100,02	100,41	97,93	99,85
Si ^{IV}	3,7675	3,9425	3,8261	3,9949	3,7732	3,8432	3,8539	3,8512	3,8277	3,9694	3,8001
Al ^{VI}	0,2325	0,0575	0,1739	0,0051	0,2268	0,1568	0,1461	0,1488	0,1723	0,0306	0,1999
Al ^{IV}	0,1522	0,0221	0,1321	0,0392	0,1733	0,0987	0,0954	0,0758	0,0435	0,0038	0,0062
Ti	-	0,0057	0,0208	0,0034	0,0239	0,0266	0,0494	0,0350	0,0337	0,0112	0,0530
Cr	0,0336	-	0,0269	0,0094	0,0261	0,0321	0,0146	0,0042	0,0065	-	-
Fe	0,1096	0,1751	0,2749	0,1636	0,2694	0,2641	0,3428	0,3528	0,3660	0,6056	0,6255
Mn	0,0149	0,0131	0,0093	0,0124	0,0127	0,0121	0,0103	0,0129	0,0122	0,0224	0,0215
Mg	2,0915	1,7725	1,8832	1,8773	1,9181	1,8300	1,7251	1,7453	1,7521	1,5706	1,5540
Ca	1,6216	1,9978	1,6132	1,8513	1,5404	1,6920	1,7025	1,7449	1,7858	1,7208	1,6614
Na	-	0,0514	0,0528	0,0367	0,0517	0,0614	0,0573	0,0543	0,0550	0,0326	0,0785
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	4,0234	4,0377	4,0132	3,9933	4,0159	4,0170	3,9974	4,0266	4,0548	3,9670	4,0001

Tabelle 2: Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Grossular (1. Gruppe) und Pumpellyit aus den normalen Gabbros und Rodingiten. Die Granatanalyse RS-KGr stellt eine RFA-Analyse dar, mittels UR-Untersuchung wurden H₂O-Gehalte um 1,5 Gew.-% H₂O nachgewiesen. Die Granatformelverrechnung erfolgte für Si mit 12 O bei Fe_{tot} = Fe₂O₃, der Rest wurde auf 5 Kationen verrechnet. Die Pumpellyite wurden auf Basis 12 O verrechnet, Fe_{tot} als FeO angegeben.

	Rodingite			Normale Gabbro					Ferrogabbro			
	RO14A 1 - 1	RO14A 1 - 2	RS-KGr *	RS26/77 1 - 9	RS26/77 1 - 5	RS26/77 2 - 2	RS142/80 2 - 23	RS142/80 1 - 8	Glash 1 - 5	Glash 2AB - 17	RS48/78 1 - 35	RS48/78 2 - 8
SiO ₂	38,53	38,16	38,51	37,15	37,44	36,91	37,96	37,25	37,22	37,07	37,54	37,19
TiO ₂	-	0,11	0,08	2,15	0,02	0,05	-	0,02	0,12	0,04	0,09	0,04
Al ₂ O ₃	21,61	20,89	20,89	15,66	25,41	26,05	25,86	26,28	26,21	25,03	24,63	24,46
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,15	0,07	0,01	-	0,02	-	0,51	-	-
FeO	2,59	2,95	1,81	5,64	1,00	1,48	1,54	1,81	1,53	1,94	2,00	2,35
MnO	0,50	1,41	0,94	0,39	0,09	0,14	0,21	0,16	0,18	0,26	0,09	0,17
MgO	0,42	0,40	0,32	0,09	3,90	4,94	3,20	3,71	3,41	3,67	3,55	3,55
CaO	36,73	35,52	35,55	35,62	20,67	19,59	21,82	22,07	21,25	20,84	22,57	22,25
Na ₂ O	-	-	-	-	0,04	0,04	0,10	0,08	0,15	0,22	0,17	0,14
	100,38	99,44	98,10	96,85	88,64	89,21	90,69	91,40	90,07	89,58	90,64	90,15
Si	2,9095	2,9174	2,9681	2,9504	3,0188	2,9585	3,0097	2,9424	2,9561	2,9873	3,0003	2,9940
Al	1,8717	1,8369	1,8778	1,4524	2,4147	2,4610	2,4165	2,4466	2,4908	2,3773	2,3200	2,3208
Ti	-	0,0062	0,0046	0,1272	0,0012	0,0030	-	0,0012	0,0072	0,0024	0,0054	0,0024
Cr ^{III}	-	-	-	0,0093	0,0045	0,0006	-	0,0012	-	0,0325	-	-
Fe ^{II}	0,1283	0,1569	0,1154	0,3712	0,0674	0,0992	0,1021	0,1196	0,1016	0,1307	0,1337	0,1582
Fe ^{III}	0,0309	0,0272	-	-	0,0061	0,0095	0,0141	0,0107	0,0121	0,0177	0,0061	0,0116
Mn	0,0311	0,0891	0,0607	0,0260	0,4688	0,5903	0,3782	0,4369	0,4037	0,4409	0,4230	0,4261
Mg	0,0460	0,0445	0,0364	0,0106	1,7857	1,6824	1,8536	1,8678	1,8083	1,7994	1,9327	1,9192
Ca	2,8920	2,8392	2,9051	3,0033	0,0063	0,0062	0,0154	0,0123	0,0231	0,0344	0,0263	0,0219
Na	-	-	-	-	7,7735	7,8107	7,7896	7,8387	7,8029	7,8226	7,8475	7,8542
	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000

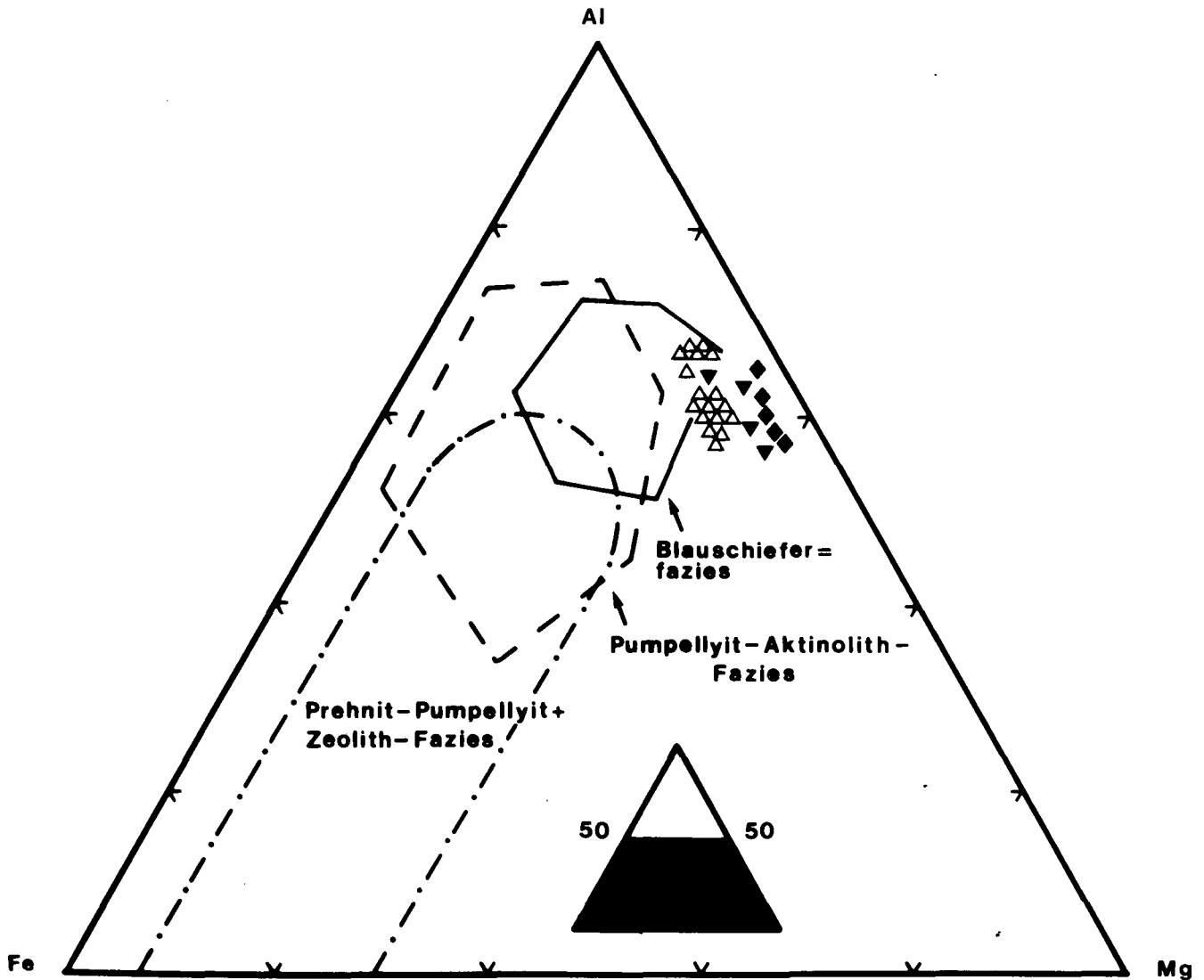


Abb. 6: Darstellung der Pumpellyite der Rechnitzer Serie im Dreieck Al-Fe-Mg.

△ = Normale Gabbros; ▼ = Rodingite; ◆ = Mg-reiche Pumpellyite von BARRIGA & FYFE (1983), ebenso Zusammensetzungsfelder für Pumpellyite aus verschiedenen Metamorphosebereichen.

Nach BARRIGA & FYFE (1983) sind alle untersuchten Pumpellyite sehr Mg-reich, die der normalen Gabbros fallen in den Randbereich blauschieferfazialer Gesteine (Abb. 6). Die Pumpellyite der Rodingite besitzen die höchsten Mg-Gehalte (Tab. 2, Abb. 6).

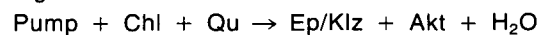
Pumpellyit ist mit fortschreitender Metamorphose instabil und wird von Klinozoisit (Abb. 5) und in den Rodingiten durch H₂O-hältigen, grossularreichen Granat ersetzt.

Klinozoisit/Epidot

In der Pumpellyit-Albit-Chlorit-Matrix der Plagioklasformrelikte wachsen bis 0,03 mm große undeutlich begrenzte Flecken von Klinopyroxen/Epidot (Abb. 5) mit anomal blaugrauer Interferenzfarbe. Die Fe-Gehalte in den Klz/Ep Mineralphasen der untersuchten hellen Gabbros liegen zwischen 4–12 Gew.-% Fe₂O₃ (Fe_{tot} als Fe₂O₃ verrechnet) und haben sehr geringe MnO-Werte (Tab. 3). Analog zum Kpx und zum Pumpellyit steigt auch im Klinozoisit/Epidot der Fe-Gehalt mit zunehmendem Fraktionierungsgrad der Gabbroschmelzen. In Abb. 7 ist die Variation der Al-Gehalte in den Epidot/Klinozoisit-Mineralphasen im Vergleich zu denen der Fer-

rogabbros, Blauschiefer und Grünschiefer der Rechnitzer Ophiolite dargestellt.

Da die Neusprossung eines Minerals der Epidot/Klinozoisitreihe auf Kosten von Pumpellyit in den Metagabbros mit Aktinolithbildung zu beobachten ist, wird als mögliche Abbaureaktion



(NITSCH, 1971) angenommen und durch Reaktionsgefüge (Abb. 5) bestätigt. Der fehlende Quarz wird aus dem Abbau von Kpx zu Aktinolith und Chlorit bezogen.

Hydrogrossular

In jenen Proben, die durch eine metasomatische Ca-Anreicherung (Kap. 7.2.) auffallen, wächst in der Pumpellyitfüllung der alten Plagioklase kein Klinozoisit sondern ein hypidiomorpher Granat in rundlichen Aggregaten (Abb. 4). Der Zusammensetzung nach liegen fast reine Granditgranate vor (Tab. 2), wobei die Grossularkomponente von 75–92 Mol.-% variieren kann. Der theoretisch errechenbare Andraditanteil beträgt 19–3 Mol.-%, wobei noch bei höheren Andraditgehalten TiO₂-Werte bis 2,15 Gew.-% festzustellen sind. Die Anteile an Pyrop, Almandin und Spessartin liegen zusammen in

Tabelle 3 (Fortsetzung).

Grünschiefer									
	RS11/77 3 - 3	RS12/77 1 - 3	RS12/77 1 - 17	RS19/77 1 - 3	RS33/78 2 - 10	RS47/78 1 - 8	RS47/78 1 - 12	RS47/78 1 - 2	RS61/79 1 - 7
SiO ₂	38,19	37,78	37,48	37,48	36,85	40,85	39,83	38,21	38,24
TiO ₂	0,08	-	0,13	0,36	0,17	0,07	-	0,06	0,21
Al ₂ O ₃	22,36	21,39	21,63	23,01	21,43	34,31	31,80	28,79	23,73
Cr ₂ O ₃	-	0,12	0,07	-	-	-	-	0,66	-
FeO	13,09	13,49	12,58	11,04	14,03	0,58	3,05	6,70	12,34
MnO	0,30	0,15	0,16	0,27	0,58	0,05	0,11	0,13	0,22
MgO	-	-	-	-	-	0,05	-	0,25	0,09
CaO	23,06	23,07	23,13	22,85	22,62	23,68	23,39	22,63	23,33
	97,08	96,00	95,18	95,01	95,68	99,59	98,18	97,43	98,16
Si	3,0396	3,0464	3,0421	3,0344	2,9870	3,0453	3,0343	2,9666	2,9991
Al	2,0975	2,0328	2,0691	2,1956	2,0473	3,0145	2,8552	2,6344	2,1935
Ti	0,0048	-	0,0079	0,0219	0,0104	0,0039	-	0,0035	0,0124
Fe _{tot}	0,8713	0,9097	0,8539	0,7475	0,9511	0,0362	0,1943	0,4350	0,8094
Cr	-	0,0077	0,0045	-	-	-	-	0,0405	-
Mn	0,0202	0,0102	0,0110	0,0185	0,0398	0,0032	0,0071	0,0085	0,0146
Mg	-	-	-	-	-	0,0056	-	0,0289	0,0105
Ca	1,9665	1,9931	2,0115	1,9821	1,9645	1,8914	1,9091	1,8825	1,9605
Ophikarbonatgesteine									
	RS61/79 1 - 9	RS164/80 1 - 2	RS164/81 1 - 1	RS172/81 2 - 16	RS172/81 2 - 21	RS4/77 4 - 2	RS4/77 4 - 2	RS225/82 1 - 1	RS225/82 1 - 2
SiO ₂	37,07	38,39	38,02	37,58	36,56	36,90	35,45	36,23	36,97
TiO ₂	0,08	0,06	0,02	0,03	-	0,13	-	0,03	-
Al ₂ O ₃	22,01	29,99	25,47	27,11	21,38	20,19	16,69	18,58	19,33
Cr ₂ O ₃	-	0,05	0,07	-	0,02	1,10	2,87	3,94	3,31
FeO	14,34	4,99	10,59	8,60	14,71	15,95	16,02	14,88	14,97
MnO	0,33	0,10	0,04	0,09	0,17	-	-	0,43	0,03
MgO	-	0,04	0,04	0,03	-	-	-	-	0,02
CaO	23,07	24,03	23,78	23,43	22,52	22,73	22,39	22,09	22,60
	96,90	97,65	98,03	96,87	95,36	97,00	93,42	96,18	97,23
Si	2,9638	2,9563	2,9665	2,9483	2,9744	2,9711	2,9921	2,9653	2,9827
Al	2,0740	2,7226	2,3419	2,5067	2,0500	1,9160	1,6603	1,7923	1,8381
Ti	0,0048	0,0038	0,0011	0,0018	-	0,0079	-	0,0018	-
Fe _{tot}	0,9588	0,3212	0,6910	0,5643	1,0008	1,0740	1,1308	1,0185	1,0101
Cr	-	0,0029	0,0043	-	-	0,0700	0,1919	0,2550	0,2111
Mn	0,0223	0,0066	0,0027	0,0060	0,0117	-	-	0,0298	0,0021
Mg	-	0,0042	0,0045	0,0035	-	-	-	-	0,0024
Ca	1,9762	1,9826	1,9879	1,9695	1,9630	1,9609	2,0248	1,9372	1,9536

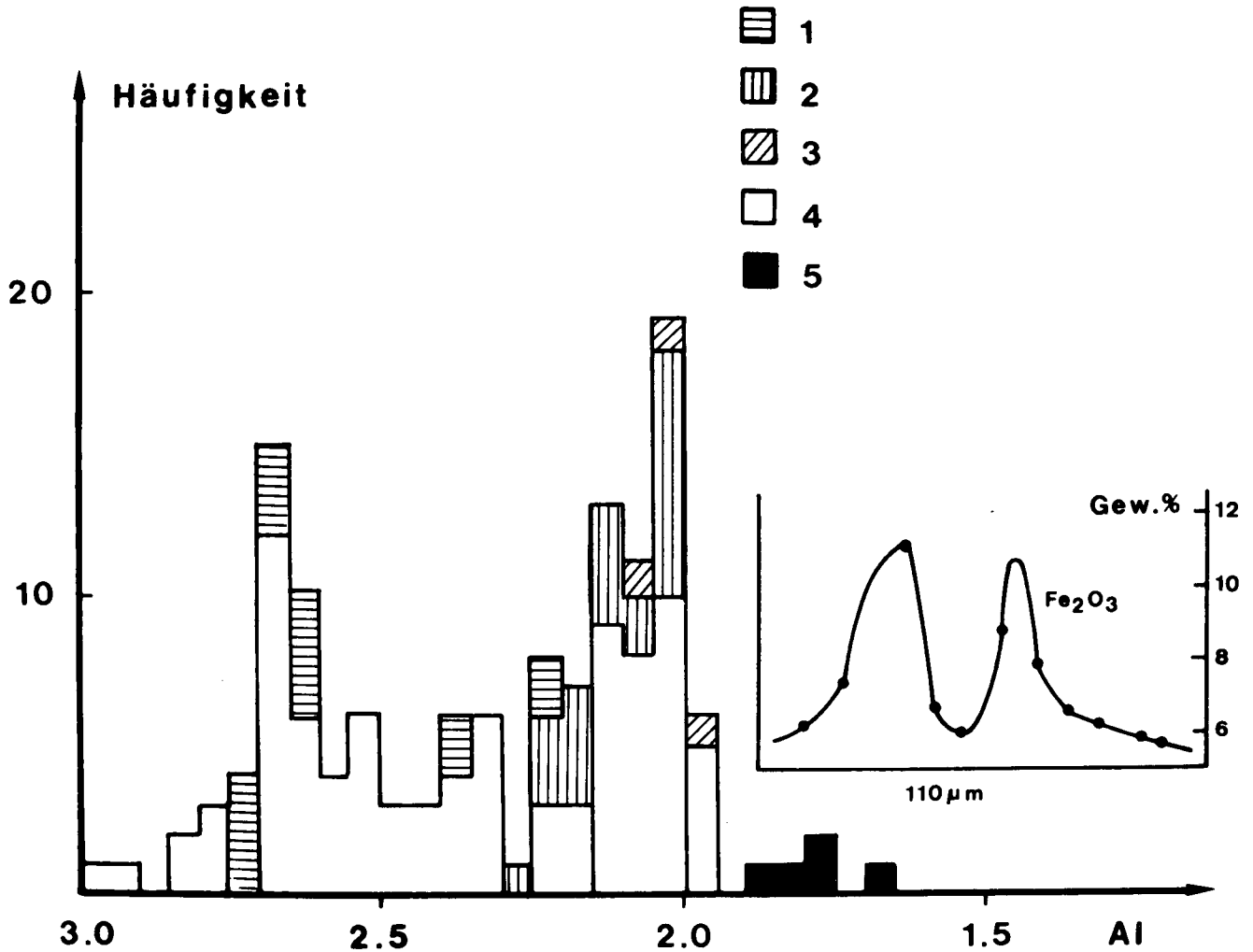
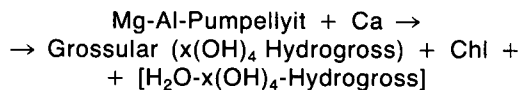


Abb. 7: Häufigkeit der Al-Gehalte/Formeleinheit in den Klinzoisit/Epidotmischkristallen der Ophiolite der Rechnitzer Serie (1 = Normale Gabbros; 2 = Ferrogabbros; 3 = Blauschiefer; 4 = Grünschiefer; 5 = Ophikarbonatgesteine). Die Einschaltung stellt den Fe-Zonarbau quer durch einen 110 μm großen Epidot aus einem Grünschiefer aus dem Rechnitzer Fenster dar, der eine ringförmige Fe-reiche Anwachszone besitzt (Fe_{tot} als Fe_2O_3 verrechnet).

allen Fällen unter 5 Mol.-%, nur die Spessartinkomponente (≈ 3 Mol.-%) kann größer werden. Die Gitterkonstante der untersuchten grossularreichen Granate liegt zwischen 11.850–11.860 Å. Mit zunehmender Granatbildung in den rodingitisierten Gabbros, die bis zum vollständigen Abbau des Pumpellyit gehen kann, steigt die Grossularkomponente und erreicht in den Granat-Chlorit-Gesteinen die höchsten Werte. Man findet in den Klüften der Rodingite klare, gelblich gefärbte und idiomorphe Granatkristalle bis 20 mm Größe. In diesen Klüftgrossularen (Tab. 2, RS-KGr) konnten mittels UR-Untersuchungen H_2O -Gehalte um 1,5 Gew.-% nachgewiesen werden. Daraus läßt sich ein Hydrogrossularanteil um 20 Mol.-% errechnen. Si-Defizite in der Formelbilanz in den Mikrosondenanalysen der Granate (Tab. 2) sind nach HUCKENHOLZ & FEHR (1982) ein deutlicher Hinweis für eine mögliche $(OH)_4$ -Substitution im Grossular.

Aus der beobachteten Phasenbeziehung ist ableitbar, daß der Abbau von Mg-reichen Pumpellyit zu Grossular nicht nach der von SCHIFFMAN & LIU (1980) beschriebenen Reaktion

$Mg\text{-Al-Pumpellyit} \rightarrow Klz + Gross + Chl + Qu + H_2O$
sondern eher nach folgender Reaktion



erfolgt ist.

Aktinolith

In den hellen gabbroiden Gesteinen ist Aktinolith die einzige auftretende Amphibolphase, die mit einem Mg-Wert von 0,85–0,90 sehr Fe-arm ist (Abb. 8, Tab. 4). Der Aktinolith findet sich als Neubildung entlang von Kpx-Spaltflächen zusammen mit Chlorit sowie als Fortwachsungen um Kpx-Ränder (Abb. 5) oder in Form von idiomorphen, nadeligen Kristallen in der feinkörnigen Pumpellyit-Chlorit-Albit-Matrix. Er ist meist farblos, seltener blaß bräunlich oder grünlich gefärbt. Ein signifikanter Einbau von Na konnte nicht festgestellt werden (Tab. 4). In Ilmenitpseudomorphosen-führenden Übergangsvarietäten zu den Ferrogabbros sind sehr selten braune Amphibolkerne, wahrscheinlich Mg-Hornblende, zu beobachten. Aktinolith fehlt in jenen hellen Metagabbros, die eine Ca-Metasomatose, gekennzeichnet durch Grossularbildung und fehlenden Albit, aufweisen.

Tabelle 4: Ausgewählte Mikrosondenanalysen regionalmetamorpher Amphibole der normalen Gabbros (Glash.), Ferrogabbros (RS 66-79 bis Redls-1 A), Blauschiefer (RS 213-82 bis RS 264-77), Grünschiefer (RS 33-77 bis RS 172-81) und den Ophikarbonatgesteinen (RS 04-77 bis RS 92-79).

Akt = Aktinolith; Cros = Crossit; Fegl = Ferroglaukophan; Kat = Katophorit; Mgri = Magnesioriebeckit; Rieb = Riebeckit; Win = Winchit.
Mit 1 in der zweiten Zeile des Namens sind sicher zuzuordnende Amphibole der Hochdruckmetamorphose, mit 2 jene der jungalpindischen bezeichnet. Die Formelverrechnung erfolgte auf der Basis von 23 O, die Fe²⁺/Fe³⁺-Aufteilung wurde aus einer iterativ durchgeführten Ladungsbilanz errechnet.

GEW. %	GLASH-3A		RS66-79G		RS66-79F		RS69B-79		RS109-79		RS108-79		RS176-81		RS-28-77		REDLS-1A		PEDLS-1A		RS213-82		RS213-82			
	AKT	2	1	FEG	1	KAT	2	KAT	2	CROS	2	CROS	1	2	AKT	2	CROS	2	AKT	2	RIEB	2	CROS	1	RIEB	2
SI02	56.84		54.26	55.06	44.46	43.45	53.46	53.61	53.38	53.98	53.35	53.82	53.90	54.02												
AL203	.62		4.60	9.02	11.12	10.41	3.74	3.82	2.46	2.82	1.51	2.80	6.48													
TI02	.04		.07	.07	.32	.31	0.00	.11	.13	.08	.16	0.00	.02													
FE203	1.81		9.72	2.22	5.45	9.37	10.94	11.78	3.35	10.26	2.27	9.39	7.73													
FE0	6.14		13.64	16.12	16.82	14.60	15.50	14.77	15.38	16.08	17.31	15.40	18.68													
MND	0.00		.20	.19	.36	.49	.11	.15	.28	0.00	.20	.23	.34													
CR203	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.05	0.00	.07	.02	0.00	0.00													
MGO	19.95		7.14	6.44	6.38	6.56	6.06	5.82	11.74	6.03	11.25	7.36	3.18													
CAO	12.57		.95	2.34	7.14	7.11	1.16	.73	10.45	1.52	10.96	1.84	.91													
NA2O	.32		6.22	6.04	4.56	4.10	0.03	6.69	1.24	6.40	.85	6.84	6.41													
K2O	0.00		.05	.10	.67	.70	0.00	0.00	0.00	.06	.06	0.00	0.00													
SUMME	98.39		96.85	97.60	97.27	97.10	97.00	97.53	98.40	97.29	98.02	97.70	97.20	97.11												
MOLZAHLEN																										
[4]																										
SI4+	7.894		7.947	7.898	6.746	6.627	7.929	7.908	7.767	8.008	7.851	7.943	7.979	7.972												
AL3+	.101		.053	.102	1.254	1.373	.071	.092	.233	0.000	.149	.057	.021	.028												
CR3+	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000												
FE3+	.005		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000												
SUMME	8.00		8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.01	8.00	8.00	8.00	8.00												
[6]																										
MG2+	4.130		1.559	1.377	1.443	1.492	1.340	1.280	2.546	1.334	2.468	1.619	.702	1.412												
MN2+	.012		.025	.023	.046	.063	.014	.019	.035	0.000	.035	.025	.029	.042												
FE2+	.670		1.595	1.930	2.118	1.835	1.841	1.803	1.850	1.995	2.112	1.883	2.292	1.685												
FE3+	.184		1.072	.240	.622	1.075	1.221	1.307	.366	1.145	.251	1.043	.862	1.326												
AL3+	0.000		.741	1.423	.734	.499	.583	.572	.188	.493	.113	.430	1.110	.532												
TI4+	.004		.008	.008	.037	.036	0.000	.012	.014	.009	.018	0.000	.007	.002												
CR3+	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	.006	0.000	.008	.002	0.000	0.000	0.000												
SUMME	5.00		5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.98	5.00	5.00	5.00	5.00												
[8]																										
CA2+	1.870		.149	.360	1.161	1.162	.184	.115	1.629	.242	1.728	.291	.016	.144												
NA+	.086		1.766	1.637	.823	.811	1.734	1.866	.350	1.758	.243	1.691	1.963	1.834												
K+	0.000		.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	.011	0.000	0.000	0.000												
FE2+	.043		.075	.004	.016	.027	.081	.019	.021	0.000	.018	.018	.021	.022												
SUMME	2.00		2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00												
[12]																										
NA+	0.000		0.000	.043	.518	.402	.000	.048	0.000	.083	0.000	.266	.000	.000												
K+	0.000		0.000	.018	.130	.136	0.000	0.000	0.000	.011	0.000	.009	0.000	0.000												
SUMME	0.00		0.00	.06	.65	.54	.00	.05	0.00	.09	0.00	.28	.00	.00												

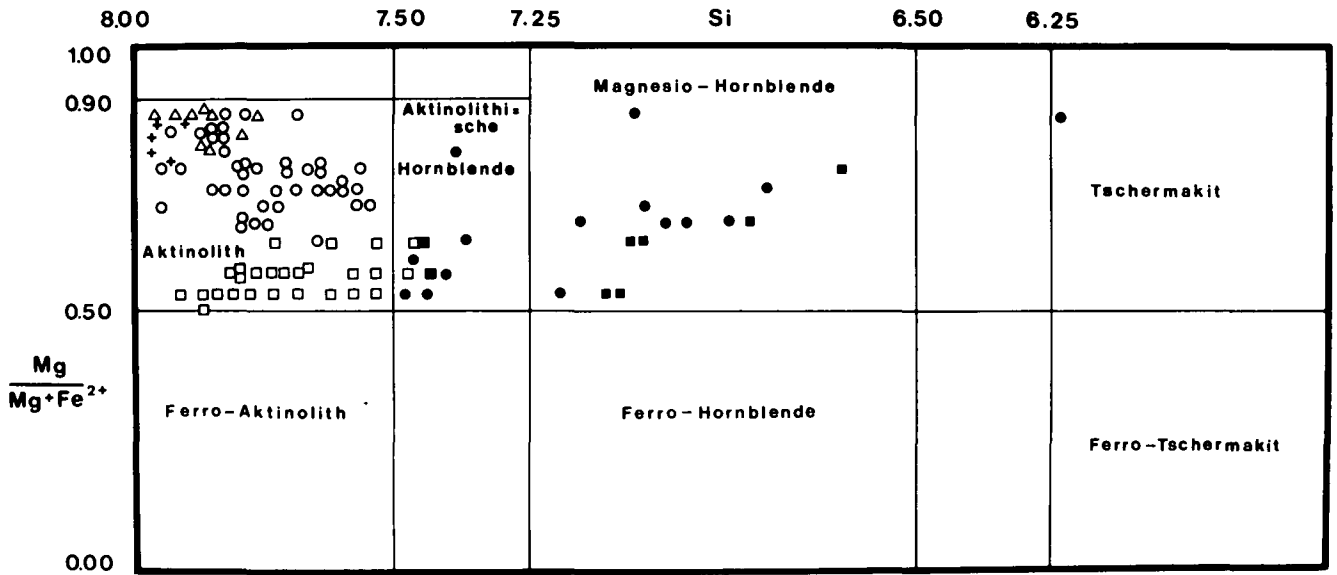
Tabelle 4 (Fortsetzung).

GEN.7	RS211-82 PIEP 2	RS211-82 CROS 2	RS263D77 RIEB 2	RS263D77 CROS 1	RS263H77 PIEB 2	RS264-77 RIEB 2	RS264-77 CROS 1	RS-33-77 AKT 2	PS-12-77 WIN 1	RS-11-77 WIN 1	RS-11-77 AKT 1	RS-11-11 AKT 2
SID2	53.79	53.41	53.23	54.96	54.36	53.90	54.24	54.47	52.85	54.19	54.13	54.13
AL203	2.57	5.12	3.44	5.68	3.23	2.73	6.59	1.68	3.14	2.25	2.07	2.07
TID2	.07	.13	0.00	0.00	.09	.13	0.00	0.00	.13	0.00	0.00	0.00
FE203	11.68	10.90	11.63	8.04	12.14	12.88	7.04	4.16	9.85	6.76	4.45	4.54
FED	13.97	16.09	14.75	15.65	15.30	13.67	17.33	9.37	8.65	9.83	8.54	8.54
MND	.29	.25	.39	.29	.24	.19	.12	.34	.33	.30	.33	.33
CR2C3	6.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MGO	6.89	4.47	5.92	5.67	5.86	6.39	4.32	14.74	12.72	13.15	15.59	15.59
CAD	1.68	.33	1.29	.43	1.11	.42	.41	10.25	7.31	7.53	10.11	10.11
NA20	5.98	6.78	6.22	6.54	6.30	6.76	6.66	1.37	3.01	2.92	1.66	1.66
K20	0.00	0.00	.08	.05	.09	.03	.06	.10	.17	.13	.10	.10
SUMME	96.92	97.48	96.94	97.30	98.72	97.10	96.77	97.07	98.15	97.06	96.97	96.97
MDLZAHLEN												
[4]												
S14+	7.971	7.893	7.918	8.018	7.945	7.972	7.994	7.633	7.602	7.837	7.776	7.776
AL3+	.029	.107	.082	0.000	.055	.028	.006	.167	.398	.163	.224	.224
CR3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SUMME	8.00	8.00	8.00	8.02	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
[6]												
M62+	1.522	.985	1.313	1.233	1.277	1.409	.949	3.284	2.728	2.835	3.339	3.339
MN2+	.036	.031	.049	.036	.030	.024	.015	.041	.040	.037	.040	.040
FE2+	1.711	1.972	1.815	1.872	1.846	1.671	2.116	1.107	1.083	1.173	1.014	1.014
FE3+	1.303	1.213	1.301	.883	1.336	1.433	.781	.450	1.066	.736	.481	.481
AL3+	.420	.785	.521	.977	.502	.448	1.139	.117	.135	.220	.127	.127
TI4+	.008	.014	0.000	0.000	.010	.014	0.000	0.000	.014	0.000	0.000	0.000
CP3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SUMME	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
[8]												
CA2+	.267	.052	.206	.067	.174	.067	.065	1.579	1.127	1.167	1.556	1.556
NA+	1.714	1.931	1.775	1.850	1.785	1.914	1.903	.382	.850	.818	.432	.432
K+	0.000	0.000	0.000	.009	.017	0.000	.011	.018	.011	0.000	0.000	0.000
FE2+	.020	.016	.019	.037	.024	.020	.021	.020	.023	.016	.012	.012
SUMME	2.00	2.00	2.00	1.96	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
[12]												
NA+	.005	.012	.019	0.000	0.000	.025	0.000	0.000	0.000	.001	.030	.030
K+	0.000	0.000	.015	0.000	.000	.006	.000	0.000	.020	.024	.018	.018
SUMME	.00	.01	.03	0.00	.00	.03	.00	0.00	.02	.03	.05	.05

Tabelle 4 (Fortsetzung).

	RS-61-79 AKT 2	RS-61-79 WIN 1	RS164-80 AKT 2	RS-47-78 AKT 2	RS172-81 AKT 2	RS172-81 CPFS 1	RS-04-77 RIEB 2	RS-06-77 MGRI 2	WAP-211A CROS 1	WAP-211A MGRI 2	RS-92-79 AKT 2
GEW.%											
SI02	52.21	53.24	55.55	56.11	52.05	53.79	53.91	55.41	56.30	55.87	55.87
AL203	.83	2.42	1.40	1.92	2.68	5.34	1.23	1.85	3.38	2.06	.14
TI02	.28	.06	.06	0.00	.09	.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
FE203	4.77	6.41	2.46	0.00	3.91	10.64	14.21	12.17	10.69	13.18	3.24
FEO	11.32	13.22	7.62	9.12	13.39	11.74	13.27	8.97	9.26	7.94	6.12
MNO	.27	.24	.15	.24	.48	.26	.08	.31	.58	.26	.61
CR203	0.00	0.00	.05	0.00	0.00	0.00	.27	0.00	.32	0.00	.04
MGO	14.00	11.94	18.28	17.98	12.61	7.18	6.71	10.41	10.34	10.41	18.61
CAO	11.50	6.58	11.57	12.08	11.31	.53	.92	1.56	1.03	1.26	11.80
NA20	.77	4.91	.58	.21	.75	6.82	6.34	6.71	6.30	6.33	.75
K20	.07	0.00	.04	.02	.04	0.00	.05	0.00	.03	.06	.01
SUMME	96.02	98.92	97.76	97.68	97.31	96.36	96.99	97.40	98.23	97.38	97.22
MGLZAHLEN											
[4]											
SI4+	7.557	7.711	7.827	7.898	7.642	7.877	8.016	8.000	7.998	8.023	7.908
AL3+	.443	.289	.173	.102	.358	.123	0.000	.000	.002	0.000	.023
CP3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	.064
SUMME	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.02	8.00	8.00	8.02	8.00
[6]											
MG2+	3.021	2.556	3.840	3.773	2.760	1.567	1.487	2.241	2.190	2.228	3.927
MN2+	.033	.029	.018	.029	.060	.032	.010	.038	.070	.032	.073
FE2+	1.356	1.585	.810	.983	1.634	1.421	1.650	1.083	.998	.954	.716
FE3+	.520	.699	.260	0.000	.431	1.172	1.590	1.323	1.143	1.425	.281
AL3+	.040	.124	.060	.216	.105	.799	.216	.315	.564	.349	0.000
TI4+	.030	.007	.006	0.000	.010	.008	0.000	0.000	0.000	0.000	.003
CR3+	0.000	0.000	.006	0.000	0.000	0.000	.032	0.000	.036	0.000	0.000
SUMME	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.98	5.00	5.00	4.99	5.00
[8]											
CA2+	1.784	1.021	1.747	1.822	1.779	.083	.147	.241	.157	.194	1.790
NA+	.203	.963	.158	.057	.210	1.901	1.828	1.759	1.735	1.762	.202
K+	0.000	0.000	.007	.004	0.000	0.000	.009	0.000	.005	.011	0.000
FE2+	.013	.016	.087	.091	.011	.016	0.000	.000	.102	0.000	.009
SUMME	2.00	2.00	2.00	1.97	2.00	2.00	1.98	2.00	2.00	1.97	2.00
[12]											
NA+	.013	.416	0.000	0.000	.004	.036	0.000	.120	0.000	0.000	.004
K+	.013	0.000	0.000	0.000	.007	0.000	0.000	0.000	.000	0.000	.002
SUMME	.03	.42	0.00	0.00	.01	.04	0.00	.12	.00	0.00	.01

$$(Na+K)_A < 0.50 \quad Ti < 0.50$$



$$Na+K_A > 0.50, Ti < 0.50, Fe^{3+} < Al^{VI}$$

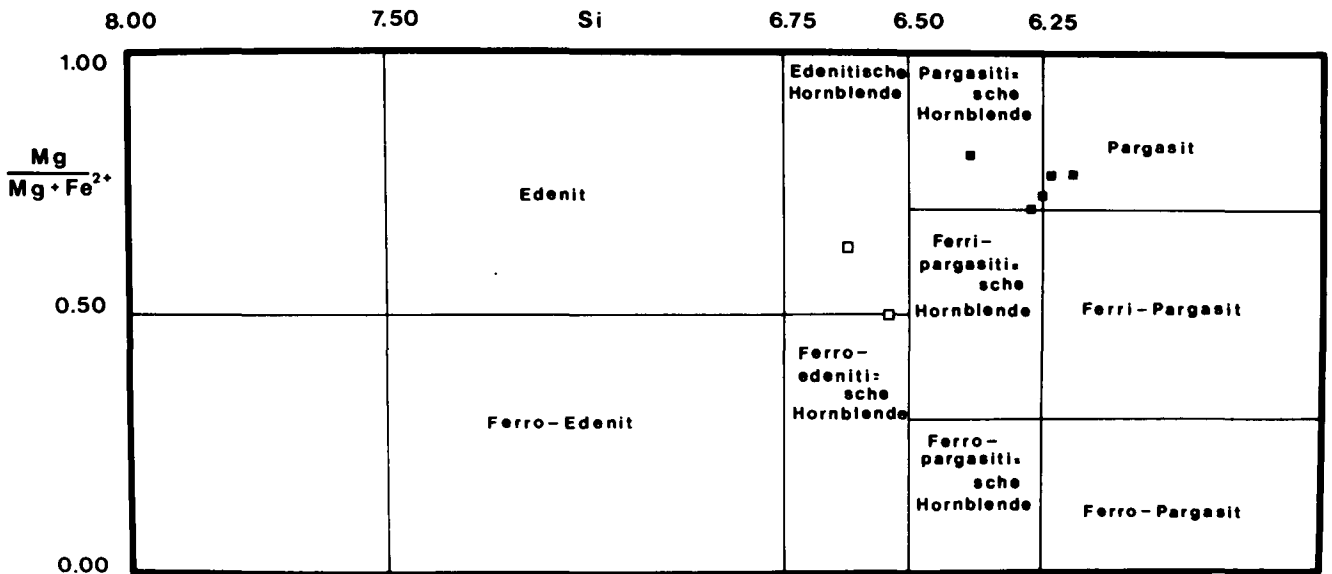


Abb. 8: Darstellung der Amphibolzusammensetzungen nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) für Ca-Amphibole mit $(Na+K)_A < 0.50$ und $(Na+K)_A > 0.50, Fe^{3+}_{Calc} \leq Al^{VI}$.

Δ = Normale Gabbros; ■, □ = Ferrogabbros; ●, ○ = Grünschiefer; + = Ophikarbonatgesteine; gefüllte Symbole bedeuten Amphibolbildungen der ozeanischen Metamorphose, offene jene der Regionalmetamorphose.

Chlorit

Chlorit ist sehr weit verbreitet und zeigt meist graue Interferenzfarben, seltener bräunliche. Bei den Übergangsvarietäten zu den Fe-reichen gabbroiden Gesteinen stellt man auch violette Interferenzfarben fest. Der Zusammensetzung nach ist der Chlorit der hellen Metagabbros nach HEY (1954) ein Klinochlor. In den rodingitisierten Gabbros sind die Chlorite Mg-reich und Fe-arm (Tab. 5, RO 14 und RS 26/77), mit einem $(Fe_{tot})/(Fe_{tot} + Mg)$ -Quotienten um 0,1 (Abb. 9). In den

nicht metasomatisch veränderten Metagabbros liegen die Fe-gehalte bei 10–15 Gew.-% FeO (Fe_{tot} als FeO verrechnet, Tab. 5), und reichen bis an die Grenze zum Rhipidolith oder zum Pyknochlorit (Abb. 9). Die Zusammensetzung der Chlorite kann bereits innerhalb des Dünnschliffbereiches relativ variabel sein, Schwankungen um 2 Gew.-% bei FeO_{tot} und MgO sind sehr häufig (Tab. 5). Da Chlorit einen weiten Stabilitätsbereich aufweist, kann dies ein Hinweis auf eine mehrphasige Bildung sein, optisch konnte dies allerdings nicht festgestellt werden.

Tabelle 5: Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Chlorit aus den Rodingiten, normalen Gabbros, Ferrogabbros, Blauschiefern, Grünschiefern und den Ophikarbonatgesteinen. Die Formelverrechnung erfolgte auf der Basis von 14 O, Fe_{tot} als FeO.

	Rodingite		Normale Gabbro				Ferrogabbro				
	RO14A 1 - 10	RO14A 1 - 11	RS26/77 2 - 3	RS142/80 2 - 4	RS48/78 1 - 10	RS48/78 1 - 6	RS104/79 1 - 9	Glash 2A - 13	RS104/79 3 - 3	RS81/79 1 - 2	RS 176/81 2 - 10
SiO ₂	29,89	30,45	30,74	30,88	29,20	29,21	31,08	28,29	28,86	28,55	27,23
TiO ₂	-	0,08	-	0,04	-	-	-	-	-	0,11	-
Al ₂ O ₃	20,47	19,09	19,90	19,82	19,70	18,62	19,24	19,09	17,83	17,56	17,19
Cr ₂ O ₃	-	-	0,02	0,07	0,02	0,04	-	0,29	-	0,05	-
FeO	5,19	6,67	6,72	10,47	11,89	13,21	13,59	14,68	13,64	20,80	26,23
MnO	0,11	0,33	0,08	0,21	0,14	0,16	0,31	0,20	0,31	0,53	0,49
MgO	31,04	30,29	30,34	27,20	25,25	24,03	24,06	23,64	23,44	19,35	15,67
CaO	0,06	0,22	0,15	0,17	0,13	0,21	0,66	0,09	0,84	0,10	0,10
Na ₂ O	0,03	0,05	0,02	0,05	-	-	0,24	0,04	0,12	0,04	-
K ₂ O	0,04	0,03	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
	86,83	87,31	87,97	88,91	86,33	85,48	89,18	86,32	85,04	87,10	86,91
Si ^{IV}	2,8503	2,9185	2,9121	2,9476	2,8977	2,9505	3,0087	2,8494	2,9521	2,9563	2,9177
Al ^{VI}	1,1497	1,0815	1,0879	1,0524	1,1023	1,0495	0,9913	1,1406	1,0479	1,0437	1,0823
Al ^{IV}	1,1511	1,0743	1,1344	1,1778	1,2016	1,1669	1,2045	1,1342	1,1015	2,1429	1,0881
Fe	0,4137	0,5345	0,5326	0,8357	0,9868	1,1158	1,1005	1,2410	1,1666	1,8007	2,3505
Mg	4,4137	4,3274	4,2847	3,8705	3,7345	3,6176	3,4717	3,5613	3,5743	2,9868	2,5019
Mn	0,0091	0,0272	0,0064	0,0173	0,0118	0,0134	0,0257	0,0171	0,0268	0,0466	0,0447
Ti	-	0,0056	-	0,0030	-	-	-	-	-	0,0086	-
Cr	-	-	0,0013	0,0054	0,0016	0,0034	-	0,0234	-	0,0043	-
Ca	0,0061	0,0225	0,0153	0,0169	0,0133	0,0225	0,0681	0,0103	0,0922	0,0109	0,0119
Na	0,0062	0,0088	0,0029	0,0099	-	-	0,0457	0,0083	0,0235	0,0071	-
K	0,0049	0,0041	-	-	-	-	-	-	-	0,0018	-

Tabelle 5 (Fortsetzung):

	Blauschiefer				Grünschiefer					
	RS176/81 1 - 24	RS109/79 1 - 9	RS108/79 1 - 1	Redls 1 - 2	RS224/82 1 - 6	77/263h 1 - 11	77/263h 1 - 28	RS164/80 2 - 10	RS164/80 1 - 14	RS47/8 1 - 6
SiO ₂	28,84	25,49	24,31	26,63	30,82	28,56	28,96	28,50	27,17	29,06
TiO ₂	-	0,04	0,22	0,07	0,04	-	-	0,03	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	18,05	17,53	18,99	20,36	19,90	20,29	20,44	20,61	21,54	22,43
Cr ₂ O ₃	-	0,02	-	-	-	-	-	0,01	0,06	0,04
FeO	27,73	28,99	29,76	31,44	10,20	24,80	27,11	14,78	15,88	17,28
MnO	0,55	0,32	0,43	0,69	0,51	0,56	0,72	0,25	0,28	0,23
MgO	13,53	13,11	11,09	12,32	26,70	14,23	11,59	22,58	22,69	20,22
CaO	0,14	0,41	0,15	0,15	0,06	0,18	0,10	0,43	0,10	0,25
Na ₂ O	0,07	0,03	0,27	0,02	0,14	-	0,06	-	-	0,42
K ₂ O	-	-	-	0,14	0,10	-	0,15	0,02	-	-
	88,91	85,94	85,22	91,82	88,47	88,62	89,13	87,21	87,74	89,97
Si ^{IV}	3,0213	2,8193	2,7291	2,7642	2,9571	2,9484	3,0060	2,8457	2,7175	2,8379
Al ^{VI}	0,9787	1,1807	1,2709	1,2358	1,0429	1,0516	0,9940	1,1543	1,2825	1,1621
Al ^{VI}	1,2501	1,1042	1,2413	1,2551	1,2075	1,4172	1,5066	1,2708	1,2577	1,4197
Fe	2,4302	2,6818	2,7938	2,7293	0,8185	2,1411	2,3533	1,2343	1,3282	1,4118
Mg'	2,1131	2,1617	1,8554	1,9065	3,8192	2,1900	1,7935	3,3607	3,3830	2,9436
Mn	0,0488	0,0299	0,0410	0,0607	0,0414	0,0490	0,0633	0,0214	0,0239	0,0188
Ti	-	0,0036	0,0183	0,0055	0,0029	-	-	0,0026	0,0013	0,0032
Cr	-	0,0014	-	-	-	-	-	0,0012	0,0045	0,0032
Ca	0,0152	0,0481	0,0179	0,0167	0,0062	0,0199	0,0111	0,0465	0,0102	0,0259
Na	0,0145	0,0071	0,0578	0,0040	0,0260	-	0,0121	-	-	0,0804
K	-	-	-	0,0185	0,0122	-	0,0199	0,0021	-	-

Tabelle 5 (Fortsetzung).

		Ophikarbonatgesteine											
		RS12/77	RS12/77	RS33/78	RS172/81	RS172/81	RS172/81	RS92/79	RS92/79	RS225/82	RS8/77	RS8/77	
		1 - 11	1 - 1	2 - 1	4 - 4	2 - 15	1 - 6	1 - 4	1 - 13	1 - 5	1 - 12		
SiO ₂		29,75	26,78	27,69	25,34	24,89	30,42	29,33	29,26	28,58	28,64		
TiO ₂		-	-	0,09	0,11	0,02	-	-	-	-	-		
Al ₂ O ₃		18,28	17,71	19,21	18,93	19,38	15,51	14,50	17,86	16,57	17,76		
Cr ₂ O ₃		0,10	0,37	-	-	-	1,29	3,21	2,98	2,17	1,32		
FeO		19,55	20,30	21,51	25,45	27,03	6,03	8,12	10,10	14,03	14,36		
MnO		0,33	0,35	0,34	0,58	0,56	0,11	0,58	0,13	0,16	0,13		
MgO		20,04	19,16	18,77	15,14	14,53	30,61	27,98	25,57	22,78	23,82		
CaO		0,45	0,03	0,12	0,08	0,12	0,15	0,05	0,07	0,09	0,06		
Na ₂ O		0,23	-	-	-	-	0,01	0,04	0,02	-	0,04		
K ₂ O		0,11	0,07	0,13	-	-	-	-	0,08	0,04	-		
		88,84	84,77	87,86	85,63	86,53	84,13	83,81	86,07	84,42	86,13		
Si ^{IV}		2,9918	2,8571	2,8515	2,7553	2,7024	3,0262	2,9931	2,9166	2,9643	2,9060		
Al ^{VI}		1,0082	1,1429	1,1485	1,2447	1,2976	0,9738	1,0069	1,0834	1,0357	1,0940		
Al ^{VI}		1,1584	1,0841	1,1831	1,1818	1,1824	0,8448	0,7371	1,0148	0,9899	1,0299		
Fe		1,6442	1,8113	1,8525	2,3147	2,4545	0,5017	0,6930	0,8420	1,2171	1,2185		
Mg		3,0044	3,0474	2,8816	2,4540	2,3521	4,5397	4,2567	3,7997	3,5224	3,6031		
Mn		0,0281	0,0316	0,0297	0,0531	0,0515	0,0093	0,0501	0,0110	0,0141	0,0112		
Ti		-	-	0,0070	0,0091	0,0018	-	-	-	-	-		
Cr		0,0080	0,0312	-	-	-	0,1015	0,2590	0,2349	0,1780	0,1059		
Ca		0,0485	0,0034	0,0132	0,0096	0,0138	0,0160	0,0055	0,0075	0,0100	0,0065		
Na		0,0448	-	-	-	-	0,0019	0,0079	0,0039	-	0,0079		
K		0,0141	0,0095	0,0171	-	-	-	-	0,0102	0,0053	-		

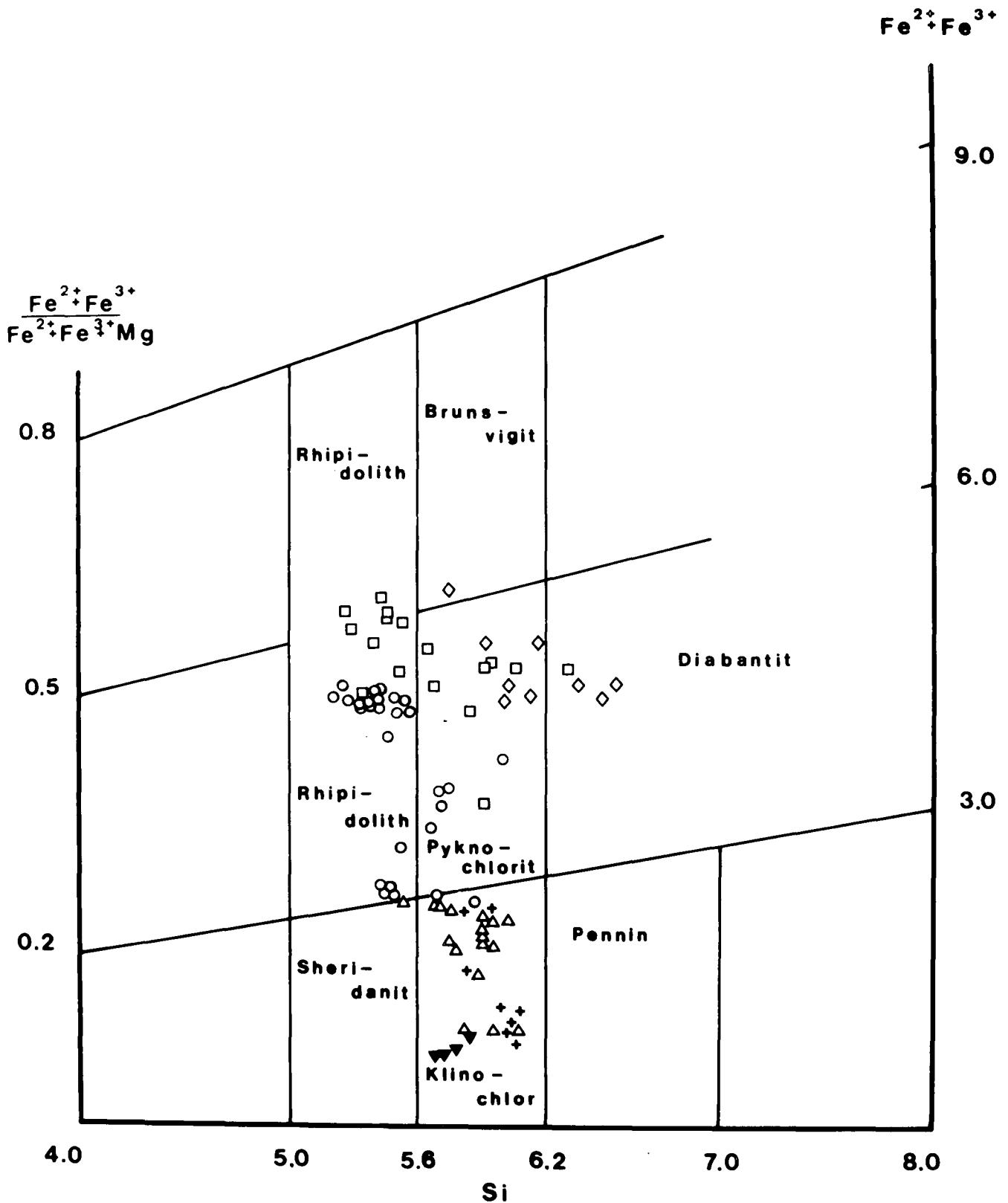


Abb. 9: Darstellung der Chloritzzusammensetzungen der Ophiolite der Rechnitzer Serie im Nomenklaturfeld von HEY (1954). Δ = Normale Gabbros; \blacktriangledown = Rodingite; \square = Ferrogabbros; \diamond = Blauschiefer; \circ = Grünschiefer; $+$ = Ophikarbonatgesteine; bezogen auf eine Formelverrechnung von 28 O für die Mikrosondenanalysen, $Fe^{2+} + Fe^{3+} = Fe_{tot}$.

Albit

Nur in den normalen Metagabbros ist Albit bis gegen 40 Vol.-% zu finden. Meist bildet er zusammen mit Pumpellyit und Chlorit Formrelikte der ehemaligen magmatischen Plagioklase, seltener sind große Individuen mit polysynthetischen Zwillingslamellen nach dem Albit-

Gesetz. Die Zusammensetzung mit einer Ab-Komponente, meist um 99 Mol.-%, bei einem An-Anteil von 0,3–0,7 Mol.-% und einem Or-Gehalt von 0,1–0,5 Mol.-% entspricht einem Albit. Das Verschwinden von Albit in den gabbroiden Gesteinen stellt einen direkten Maßstab für die Rodingitisierung dar.

Akzessorien

An akzessorischem Mineralbestand sind diese Gesteine relativ arm, selten kann man Apatit, häufiger xenomorphen Titanit beobachten. Formrelikte nach Ilmenit, bestehend aus Titanit, Haematit oder Magnetit, sind auf Übergangsvarietäten zu den Fe-reichen Metagabbros beschränkt.

Rundliche Chloritflecken innerhalb der magmatischen Klinopyroxene deuten auf ehemalige Olivin- oder Orthopyroxen-Einschlüsse hin.

3.3.2. Ferrogabbros

In dieser Gruppe sind nur die Fe- und Ti-reichen Gesteine mit erkennbarer gabbroider Textur zusammengefaßt. Im Handstück sind noch, jedoch schon seltener als bei den hellen Gabbros, 1–2 cm große erhaltene Klinopyroxene und gelbgrüne Flecken der Plagioklasformrelikte erkennbar. Die Ferrogabbros sind melano bis mesokrat mit dunkelgrünen bis schwarzen Amphibolflecken (35–50 Vol.-%), als Formrelikte der mafischen Gemengteile. Die metamorphe Rekristallisation ist stark unterschiedlich, jedoch immer weiter fortgeschritten als in den hellen Gabbros. Häufig findet man opake Mineralphasen. Teilweise läßt sich noch das alte, magmatische ophitische Gefüge in nicht stark deformierten Bereichen erkennen. Seltener sind sperrige Plagioklasleisten, heute Albit und Epidot, mit intersertalem Klinopyroxen zu beobachten. Gangförmige oder schlierige Mobilisation von gelbgrünem Epidot sind ein Hinweis auf metasomatische stoffliche Veränderungen im Verlauf der postmagmatischen Rekristallisationsergebnisse.

Die Korngröße der einzelnen Mineralphasen, die ursprünglich magmatische Relikte darstellen, ist variabel und ändert sich von feinkörnig (durchschnittliche Korngröße 5 mm) bis zu grobkörnig (durchschnittliche Korngröße 20 mm). Riesenwachstum, mit bis zu 10 cm großem Klinopyroxen, ist relativ selten und entspricht gabbropegmatitischen Varietäten. Manchmal sind mylonitartige Deformationsbahnen erkennbar. Einzelne Vorkommen zeigen eine postmagmatische Breccierung und eine anschließende Auffüllung durch jüngere plagiogranitische Gänge. Ähnliches beschreiben PALLISTER & HOPSON (1981) aus dem Samail Ophiolit, Sultanat Oman.

Vorkommen von Ferrogabbros sind derzeit aus dem Fenster von Bernstein und von einem Vorkommen im Eisenberger Fenster bei Vaskeresztes (KOLLER, 1980) bekannt. Teilweise ist ihre heutige Position randlich bei den großen Ultramafitvorkommen (Abb. 1) im möglichen primären Verband, oder wie durchaus häufig im W-Teil des Bernsteiner Fensters tektonisch innerhalb der Sedimentserie.

Klinopyroxen

Die Klinopyroxene sind nur mehr teilweise erhalten (Abb. 10), in stark korrodierten oder rotbraun oxidierten Flächen innerhalb der ehemaligen Formrelikte. Sie sind heute vollständig von verschiedenen Amphibolphasen und Chlorit umgeben und weitgehend verdrängt. Bevorzugt entlang der Spaltisse kommt es zu Auflösungs- und Verdrängungsvorgängen; mechanische Deformationserscheinungen wie bei den hellen Gabbros sind deshalb nicht zu beobachten, da die Klinopyroxene nur in geringfügig deformierten Gesteinen die nachfolgenden Metamorphoseereignisse überlebt haben. Nach

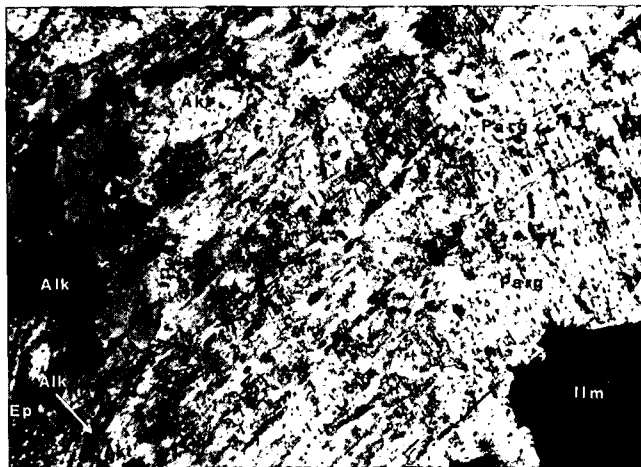


Abb. 10: Uralitisierter Augit (Kpx) umgeben von grünem Pargasit (Parg) und brauner Magnesiohornblende (Hb) sowie als jüngste Paragenesen dunkelblaue Alkali amphibole (Alk, riebeckitische bis magnesioriebeckitische Zusammensetzung) und Aktinolith (Akt), daneben Epidot (Ep) und Ilmenitformrelikte (Ilm).

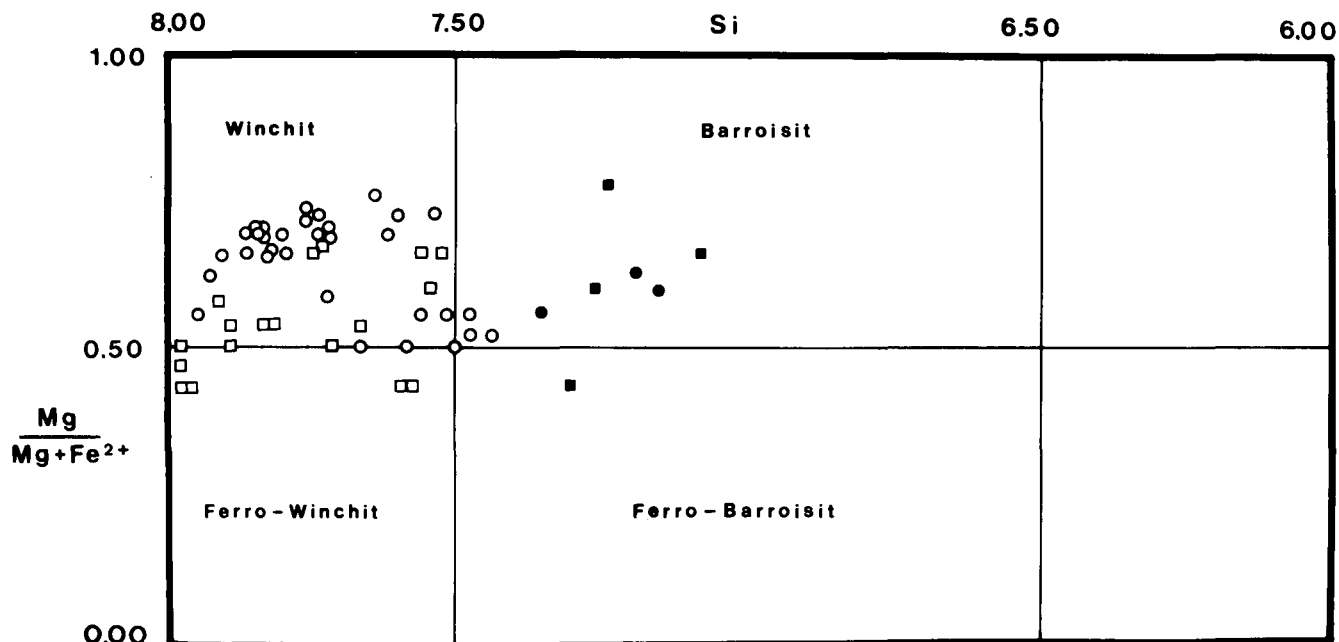
RS 28/77, Nicols ||, Bildbreite ca. 1,55 mm.
Ferrogabbro, Schirnitzriegel, Bernsteiner Fenster.

POLDERVAART & HESS (1951) sind die noch bestimmbareren Klinopyroxene Augite (Abb. 3) mit einem Mg/Fe-Quotienten um 0,70, die Al-Gehalte liegen zwischen 0,8 und 2,3 Gew.-% Al_2O_3 (Tab.1). Gegenüber den hellen Gabbros konnten keine Cr-Gehalte im Augit nachgewiesen werden. Sinkende Ca-Gehalte im optisch einheitlichen Augit verursachen in Abb. 3 eine Abnahme der Wo-Komponente in den untersuchten Klinopyroxenen einer Probe und sind Ausdruck der beginnenden Uralitisierung. Die Zusammensetzung der Klinopyroxene entspricht durchaus dem Skaergardentwicklungstrend, und ist auch mit MORB-Kpx und mit Klinopyroxenen anderer Ophiolitvorkommen gut vergleichbar (HEKINIAN, 1982).

Hornblende

Die Augite werden teilweise oder seltener gänzlich von braunen oder grünlich gefärbten Amphibolphasen verdrängt (Abb. 10). Nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) handelt es sich um braune Magnesiohornblende, bräunliche oder grünliche aktinolithische Hornblende, grüne Pargasite und Barroisite (Tab. 6, Abb. 8, 11), in weiterer Folge werden die Hornblendephase durch Aktinolith, Alkali amphibole oder seltener Alkali pyroxene ersetzt. Neben dem Si/Al- und Ca/Na-Verhältnis sind auch die Ti-Gehalte der Hornblendephase sehr variabel, die höchsten TiO_2 -Werte findet man bei den Pargasiten, die geringsten bei der Magnesiohornblende und bei den Barroisiten (Tab. 6). Gegenüber Aktinolith und Alkali amphibolen sind meist deutlich höhere K-Gehalte feststellbar. Aus der Ladungsbilanz errechnen sich teilweise sehr hohe Fe^{3+} -Werte, die aber mit den stark oxidierten Bereichen der zersetzten magmatischen Pyroxene gut im Einklang stehen. Ähnliche Amphibolphasen beschreiben ITO & ANDERSON (1983) sowie SIVELL & WATERHOUSE (1984) aus ozeanisch metamorphen Ophiolitfolgen, daher werden diese Hornblendephase, die üblicherweise höhere Bildungstemperaturen als die alpidische Regionalmetamorphose benötigen, zu den Auswirkungen einer ozeanischen Metamorphose gestellt. Dies entspricht auch der beobachtbaren Phasenbeziehung.

$$0.67 < Na_B < 1.34 \quad (Na+K)_A < 0.50$$



$$0.67 < Na_B < 1.34 \quad (Na+K)_A > 0.50$$

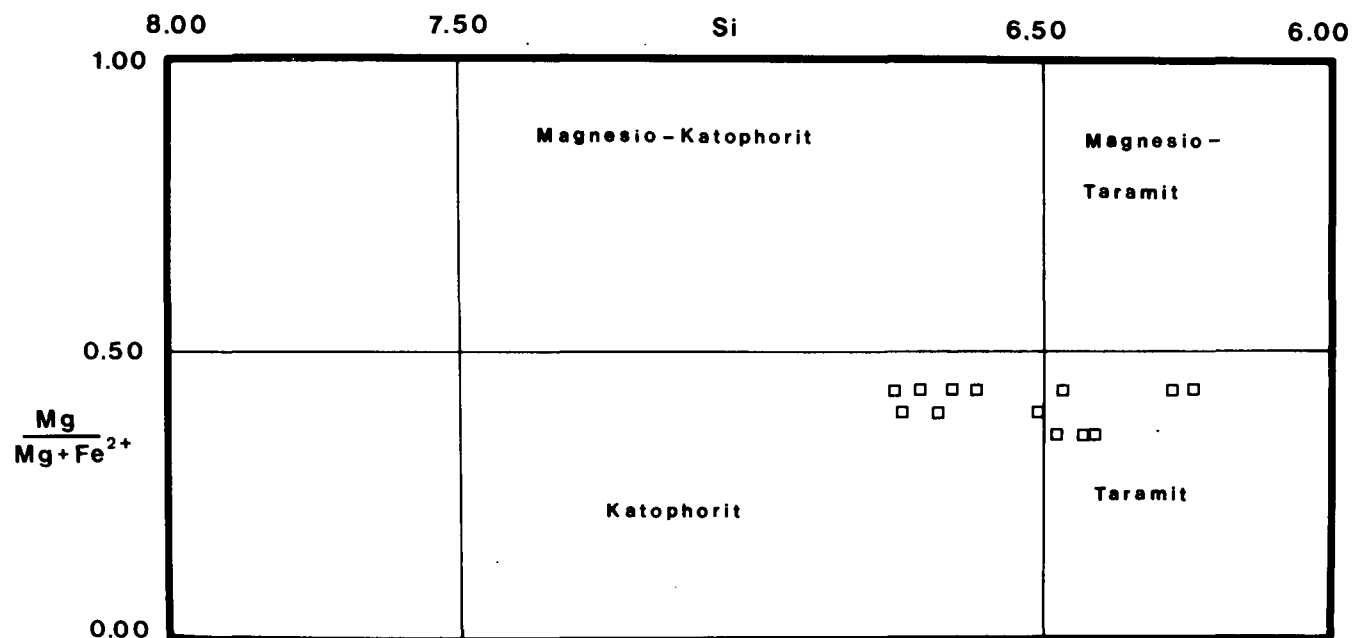


Abb. 11: Darstellung der Amphibolzusammensetzung nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) für $0.67 < Na_B < 1.34$ und $(Na+K)_A < 0.50$ sowie $(Na+K)_A \geq 0.50$.

■, □ = Ferrogabbros; ●, ○ = Grünschiefer; gefüllte Symbole Amphibolbildungen der ozeanischen Metamorphose, offene jene der Regionalmetamorphose.

Alkalipyroxen

Im nordwestlichen Teil des Fensters von Bernstein findet man dunkelgrüne Alkalipyroxene, die nach dem Einteilungsprinzip von BLACK (1974) einem Aegirinaugit (Abb. 12) entsprechen und nur mehr reliktsch erhalten geblieben sind. In weiterer Folge werden sie von riebeckitischen oder Mg-riebeckitischen Amphibolen, als

jüngste Bildungen, großflächig bzw. entlang von Spalt- rissen verdrängt (Abb. 13).

Im Aegirinaugit wurden Einschlüsse von Quarz, der im Gestein fehlt, nachgewiesen. Die Zusammensetzung der Alkalipyroxene (Tab. 7, RS 81/79, Abb. 12) zeigen Jadeitgehalte um 10 Mol.-% sowie eine Akmitkomponente von 65–50 Mol.-%.

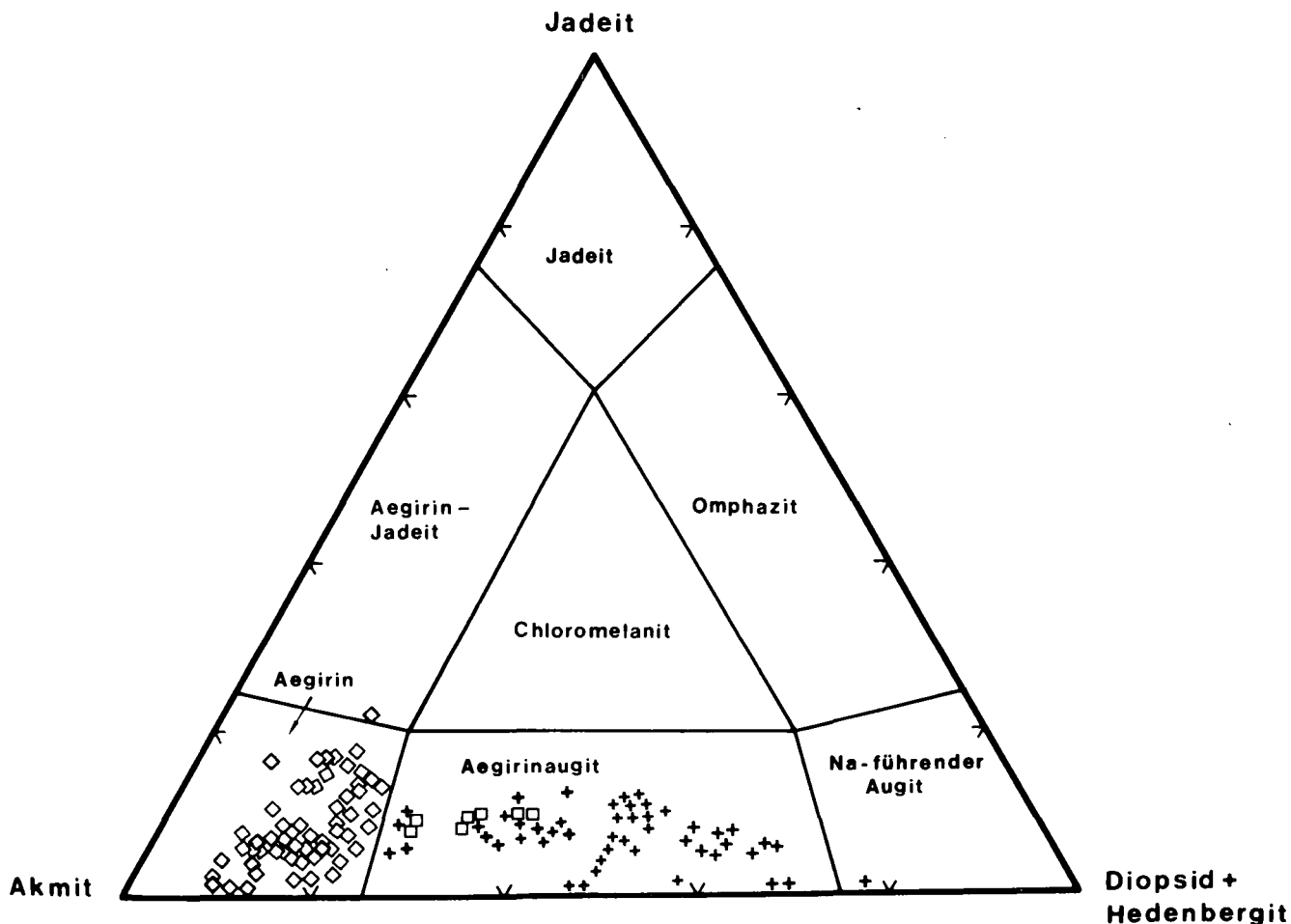


Abb. 12: Darstellung der Alkalipyroxene im Dreieck Jadeit – Akmit – Diopsid + Hedenbergit nach der Nomenklatur von BLACK (1974).
 □ = Ferrogabbros; ◇ = Blauschiefer; + = Ophikarbonatgesteine.



Abb. 13: Grüner Aegirinaugit wird am Rand und entlang der Spaltlinie durch dunkelblaue Alkali amphibole (Alk) mit der Zusammensetzung im Grenzbereich Riebeckit–Magnesioriebeckit verdrängt.
 RS 175/81, Nicols ||, Bildbreite ca. 4,30 mm.
 Ferrogabbro, Züggen, Bernsteiner Fenster.

Ferroglaukophan – Crossit

Im völlig rekristallisierten Gabbrokörper von Vasqueztes im Eisenberger Fenster (ungarischer Anteil) sind selten violette Alkali amphibolkerne in blaugrünen katophoritischen bis taramitischen Amphibolen erhalten geblieben (KOLLER, 1980). Die Zusammensetzung der

reliktischen Alkali amphibole reicht vom Ferroglaukophan bis zum Crossit (Abb. 14a) und diese stellen aufgrund der Verdrängung durch die blaugrünen Amphibole Relikte eines älteren Ereignisses dar, diese Amphibole können mit dem Aegirinaugit zeitlich korreliert werden. Ansonsten sind crossitische Zusammensetzungen der Amphibole mit einem $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{VI}) > 0,65$ in den Ferrogabbros sehr selten (Abb. 14a).

Aktinolith

Dunkelgrüner Aktinolith stellt zusammen mit dunkelblauem Riebeckit die Amphibolphasen des letzten Metamorphoseereignisses dar. Der Aktinolith ist pleochroitisch von gelbgrün nach dunkelgrün, zeigt eine Si-Besetzung von 7,9–7,4 und ein mg von 0,65–0,50 und ist nach LEAKE (1978) als Aktinolith zu bezeichnen oder seltener als aktinolithische Hornblende anzusprechen (Abb. 8). Die Na-Gehalte der M_4 -Position liegen zwischen 0,2 und 0,4 (Tab. 4). Gelegentlich sind kontinuierliche Übergänge zu den Alkali amphibolen in Form von winchitischen Zusammensetzungen (Abb. 11; KOLLER, 1978) zu beobachten.

Riebeckit – Magnesioriebeckit

Gemeinsam mit den aktinolithischen Amphibolen sind die tiefblauen Alkali amphibole, riebeckitischer bis Mg-riebeckitischer Zusammensetzung, dem letzten Ereignis zuzuordnen (KOLLER, 1978; 1980). Die Zusammensetzung weist ein $Mg/Mg + Fe^{2+}$ von 0,4–0,6 und ein

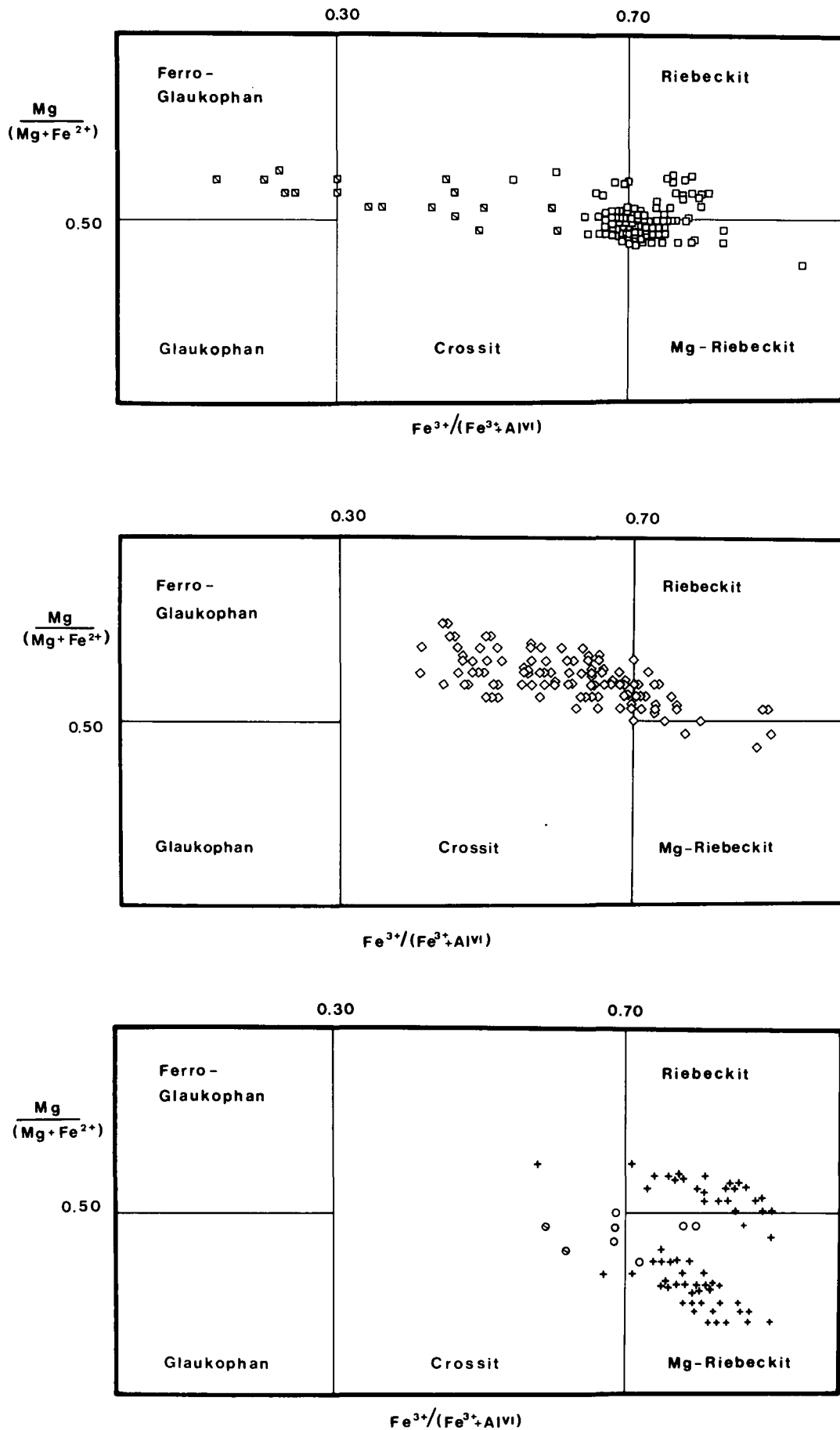


Abb. 14: Darstellung der Amphibolzusammensetzungen nach LEAKE (1978) für Alkali amphibole mit $(Na+K)_A < 0,50$. Oben Ferrogabbros (\square), Mitte Blauschiefer (\diamond), unten Grünschiefer (\circ) und Ophikarbonatgesteine (+); Symbole mit Schrägstrich stellen eindeutig zur altpalpidischen Hochdruckmetamorphose zuordenbare Alkali amphibole dar.

Tabelle 7: Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Alkalipyroxenen der Ferrogabbros, Blauschiefer und Ophikarbonatgesteine. Die Formelverrechnung erfolgte auf der Basis von 4 Kationen, Fe³⁺ aus der Ladungsbilanz errechnet, Fe_{tot} als FeO.

	Ferrogabbro		Blauschiefer									
	RS81/79 1 - 3	RS81/79 1 - 6	RS211/82 B 2 - 1	RS211/82 B 2 - 4	RS211/82 C 2 - 2	RS211/82 C 2 - 2	RS211/82 C 2 - 2	RS213/82 C 3 - 2	RS213/82 C 3 - 1	RS213/82 C 1 - 10		
SiO ₂	53,65	53,01	52,30	52,31	52,23	52,91	53,17	52,10	50,90			
TiO ₂	0,17	0,35	0,07	0,02	0,03	0,13	0,14	0,20	0,16			
Al ₂ O ₃	2,01	2,55	4,10	2,48	4,13	2,25	4,79	1,97	1,52			
Cr ₂ O ₃	0,02	-	-	-	-	-	0,02	-	-			
FeO	20,67	19,16	22,93	22,90	23,09	24,59	21,65	25,67	26,20			
MnO	0,38	0,39	0,13	0,27	0,20	0,28	0,15	0,08	0,09			
MgO	4,12	6,20	1,50	2,91	2,00	1,76	1,64	1,40	1,38			
CaO	6,21	9,28	3,40	5,72	3,97	4,81	3,71	2,91	3,10			
Na ₂ O	9,92	7,93	11,73	10,68	11,36	10,95	11,55	12,04	12,11			
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
	97,15	98,87	96,16	97,29	97,01	97,68	96,82	96,37	95,46			
Si IV	2,028	1,978	1,990	1,978	1,974	2,004	2,005	1,991	1,973			
Al IV	-	0,022	0,010	0,022	0,026	-	-	0,009	0,027			
Al VI	0,090	0,090	0,174	0,088	0,157	0,100	0,213	0,080	0,043			
Ti	0,005	0,010	0,002	0,001	0,001	0,004	0,004	0,006	0,005			
Cr	0,001	-	-	-	-	-	0,001	-	-			
Fe ³⁺	0,571	0,486	0,697	0,716	0,700	0,695	0,623	0,809	0,849			
Fe ²⁺	0,083	0,112	0,033	0,008	0,030	0,082	0,059	0,011	-			
Mn	0,012	0,012	0,004	0,009	0,006	0,009	0,005	0,003	0,003			
Mg	0,232	0,345	0,085	0,164	0,113	0,101	0,092	0,080	0,080			
Ca	0,252	0,371	0,139	0,232	0,161	0,195	0,150	0,119	0,129			
Na	0,727	0,574	0,865	0,783	0,832	0,804	0,844	0,892	0,910			
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Jd	9,43	8,80	16,85	6,73	13,27	10,14	21,51	8,04	2,54			
Ac	60,11	48,57	69,70	71,56	69,95	70,32	63,02	81,09	85,68			
Ts	-	1,21	0,77	2,16	2,56	-	-	0,43	2,24			
Hd	7,69	9,52	3,76	1,68	3,31	9,22	6,22	1,37	0,30			
Di	18,78	26,37	8,51	16,40	10,20	10,15	8,93	8,00	8,05			
Fs	1,16	1,47	-	-	0,17	-	0,13	-	-			
En	2,83	4,06	-	-	0,53	-	0,19	-	-			
Wo	-	-	0,41	1,46	-	0,17	-	1,07	1,21			

Tabelle 7 (Fortsetzung).

	Ophikarbonatgesteine					
	RS6/77 2 - 4 M	RS6/77 2 - 4 R	RS8/77 B 1 - 5	RS8/77 B 1 - 3	RS225/82 2 - 6	RS225/82 2 - 5
SiO ₂	53,10	53,35	53,06	53,34	53,02	52,82
TiO ₂	-	-	0,08	-	-	0,04
Al ₂ O ₃	1,95	1,62	2,11	1,57	2,45	1,74
Cr ₂ O ₃	2,90	1,22	1,73	1,11	2,66	1,19
FeO	17,68	17,75	17,27	13,25	12,56	12,07
MnO	0,22	0,08	0,36	0,26	0,26	0,32
MgO	4,64	5,78	5,44	8,55	7,61	9,11
CaO	8,55	10,94	8,65	14,42	11,34	13,23
Na ₂ O	9,07	7,82	8,70	5,60	7,12	5,93
K ₂ O	-	0,03	0,03	0,04	-	-
	98,11	98,59	97,43	98,14	97,02	96,45
Si ^{IV}	1,998	2,000	2,002	2,003	2,000	2,002
Al ^{IV}	0,002	-	-	-	-	-
Al ^{VI}	0,084	0,072	0,094	0,069	0,109	0,078
Ti	-	-	0,002	-	-	0,001
Cr	0,086	0,036	0,052	0,033	0,079	0,036
Fe ^{III}	0,493	0,462	0,488	0,307	0,332	0,320
Fe ^{II}	0,063	0,094	0,057	0,109	0,064	0,062
Mn	0,007	0,003	0,012	0,008	0,008	0,010
Mg	0,260	0,323	0,306	0,479	0,428	0,515
Ca	0,345	0,440	0,350	0,580	0,458	0,537
Na	0,662	0,569	0,636	0,408	0,521	0,436
K	-	0,001	0,001	0,002	-	-
Jd	8,20	7,16	9,43	6,96	10,89	7,80
Ac	57,96	49,86	54,21	34,10	41,19	35,72
Ts	0,22	-	-	-	-	-
Hd	6,97	9,67	6,40	11,44	6,60	6,68
Dj	26,02	32,32	28,73	46,72	39,23	47,27
Fs	-	-	0,22	0,15	0,30	0,31
En	-	-	1,01	0,63	1,78	2,21
Wo	0,63	0,99	-	-	-	-

Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al^{VI}) von 0,65–0,90 auf mit einer Häufung im Grenzbereich Crossit – Riebeckit – Magnesioriebeckit (Abb. 14a). Die Ca-Gehalte der M₄-Position reichen von 0,2–0,3 und stiegen in den winchitischen Amphibolen an (Tab. 4). Die Alkali amphibole verdrängen meist gemeinsam mit Aktinolith die älteren mafischen Gemengteile (Klinopyroxene, Amphibole), wobei die Bildung der Alkali amphibole bevorzugt entlang von Spaltrissen und am Außenrand stattfindet (KOLLER, 1978), vermutlich auf Kosten eines Alkalipyroxens oder eines älteren glaukophanreicheren Amphibols. Mengenmäßig überwiegen bei den Alkali amphibolen der Ferrogabbros riebeckitische Zusammensetzungen.

Katophorit

Im Gabbro von Vareskeresztes, Eisenberger Fenster (ungarischer Anteil), ist als letzte mengenmäßig vorherrschende Bildung eine katophoritische bis taramiti-

sche, seltener edenitische Hornblende (Abb. 8, 11, Tab. 4) zu beobachten (KOLLER, 1980).

Epidot

Die Epidote der Ferrogabbros sind Fe-reich (Tab. 3), häufig zonar gebaut mit gelblichen pleochroitischen Kernen, seltener radialstrahlig angeordnet. Gegenüber den Epidot/Klinozoisit der normalen Gabbros sind Fe-Atome pro Formeleinheit von 0,7–1,0 (Abb. 7) festzustellen. Der Anteil an Epidot im Handstück kann stark variieren, morphologisch lassen sich oft zwei Generationen unterscheiden, die allerdings nicht unterschiedlich zusammengesetzt sind. In albitreichen Gabbrovarietäten ist eine feinkörnige Füllung im Feldspat mit einem Mineral der Epidotgruppe häufig. Charakteristisch sind auch bis 2 cm dicke Gangfüllungen meist aus monomineralischem Epidot bestehend. Diese zeigen eine Lösungsmobilität des Epidots während der metamorphen Überprägung an.

Chlorit

Der grünlich gefärbte Chlorit zeigt meist violette, selbener braune oder grau, anomale Interferenzfarben und koexistiert mit Amphibolen, Epidot und Albit. Nach Abb. 9 sind die untersuchten Chlorite Rhipidolithe oder Pyknochlorite (HEY, 1954) mit einem $(\text{Fe}_{\text{tot}})/(\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mg})$ -Verhältnis von 0,3–0,6. Die Variation kontrolliert und ändert sich bei relativ konstantem Al-Gehalt von 23–11 Gew.-% MgO und 13–33 Gew.-% FeO_{tot} .

Albit

Anstelle der alten Plagioklase findet sich heute die Paragenese Albit und Epidot, bei reichlicher Alkali-amphibolführung tritt der Feldspatanteil in den Hintergrund. Der Mittelwert der Plagioklaszusammensetzung liegt bei $\text{Ab}_{99,3}\text{An}_{0,5}\text{Or}_{0,2}$, relictische Plagioklase mit hoher Anorthitkomponente (EVREN, 1972) konnten nicht nachgewiesen werden. Die metasomatische Veränderung mancher Gabbros dokumentiert sich am sehr stark unterschiedlichen Gehalt an Albit, der im Extremfall aber auch vollständig fehlen kann.

Stilpnomelan

Häufiger Nebengemengteil in Form von spießigen, nadeligen, oft auch radialstrahligen Aggregaten, seltener findet man sie in Absonderungen. Der Stilpnomelan zeigt einen starken Pleochroismus von goldgelb nach rotbraun, somit ist eine Zuordnung zum Ferrostilpnomelan möglich. Dies steht mit den Analyseergebnissen (Tab. 8) gut im Einklang, da auch die hohen Si-Werte der Formelbilanz einen beträchtlichen Anteil an Fe^{3+} erwarten lassen. Die Stilpnomelane haben oft gemeinsame Korngrenzen mit Hämatit und Alkalipyroxen, sie können zur älteren regionalmetamorphen Paragenese zugeordnet werden. Stilpnomelan ist auch oft in den Epidotgängen anzutreffen.

Biotit

Biotit ist meist grünlich gefärbt, seltener bräunlich und fast immer unregelmäßig begrenzt. Er findet sich als Neubildung im Chlorit sowie innerhalb der mafischen Mineralgemenge. Biotit tritt auch in Stilpnomelan führenden Proben auf, ist aber immer von untergeordneter Bedeutung.

Titanomagnetit, Ilmenit

Sehr häufig und charakteristisch für die Ferrogabbros sind Formrelikte von Titanomagnetit und Ilmenit. Die Titanomagnetitpseudomorphosen bestehen heute aus einem orientierten Netzwerk von Titanit, dazwischen Fe-reicher Chlorit (KOLLER, 1978; p. 113). Die Titanitlamellen entsprechen den ehemaligen Ilmenitmischungslamellen im Titanomagnetit. Die Ilmenitpseudomorphosen bestehen aus massivem Titanit, seltener sind Kerne aus Hämatit und Rutil erhalten.

Titanit

Ein weitverbreiteter Gemengteil, der größte Teil der bis zu 7 Gew.-% TiO_2 (KOLLER, 1980) ist an Titanit, in Form von Leukoxen, gebunden, mit Gehalten von 0,5 bis 1,7 Gew.-% Al_2O_3 und von 0,3–2,5 Gew.-% FeO_{tot} .

Akzessorien

Häufige Akzessorien sind Apatit, Hämatit, idiomorphe Magnetitoktaeder, Rutil und Calcit, seltener sind Zirkon, Pyrit und Quarz als Einschluß im Aegirinaugit. Auf das Vorkommen von Vaskeresztes (Eisenberger Fenster, ungarischer Anteil) sind Montmorillonit-Non-

tronit-Pseudomorphosen (KOLLER, 1980) nach einer nicht identifizierten Mineralphase beschränkt. Hämatit tritt meist in Form von tafeligen Kristallen, die häufig Korrosionserscheinungen zeigen, mit Ilmenitkomponenten bis 8,5 Mol.-% auf. Der idiomorphe Magnetit ist jünger als Hämatit und üblicherweise stöchiometrisch reines Fe_3O_4 .

3.4. Blauschiefer (Ferrodiortite und Plagiogranite)

Unter der Bezeichnung Blauschiefer sind die hoch fraktionierten, albitreichen, sauren Differentiate mit dioritischer bis plagiogranitischer Zusammensetzung zusammengefaßt. Diese Gesteinsgruppe ist ausgezeichnet durch hohe Gehalte an inkompatiblen Elementen wie P_2O_5 , Zr, Y und den Seltenen Erdelementen (Kap. 7. u. 8.), der Mineralbestand besteht bevorzugt aus Albit und Alkali-amphibolen oder Alkalipyroxen. Die wichtigsten Vorkommen liegen im Rechnitzer und Bernsteiner Fenster (Abb. 1).

Im Gebiet westlich Glashütten bei Schlaining (Rechnitzer Fenster, Abb. 1) findet man zahlreiche kleine Linsen eines dichten und feinkörnigen Gesteins mit einer dunkelblauen Färbung mit homogenen und inhomogenen Bereichen. Der Mineralbestand der inhomogenen Gesteine besteht im wesentlichen aus dunkelblauen Alkali-amphibolen und Albit in wechselnden Mengen (KOLLER, 1979; KOLLER & PAHR, 1980; KOLLER & WIESENEDER, 1981). Die dichten, dunkelblauen Bereiche (Alkali-amphibole ≥ 70 Vol.-%, 20–30 Vol.-% Albit) werden sehr häufig von hellen, gelblichweißen Gängen, Schlieren und Linsen durchzogen, die zu über 90 Vol.-% aus Albit bestehen. Im Gegensatz dazu haben die homogenen Bereiche des meist mittelkörnigen blau-weiß gesprenkelten Gesteins annähernd gleiche Gehalte an Albit und Alkali-amphibolen.

Im Bereich des Schoberriegels, nordwestliches Bernsteiner Fenster (KOLLER & WIESENEDER, 1981) sind die Ferrogabbros durch Plagiogranitgänge durchschlagen, brecciert und teilweise kommt es zu metasomatischer Veränderung des Gabbros. Ähnliche Erscheinungsbilder beschreiben PALLISTER & HOPSEN (1981).

Nördlich Glashütten (Rechnitzer Fenster), bei Unterkohlstätten steht ein durch Albitgänge durchhärdertes Gestein mit eher dioritischer Zusammensetzung mit dem Mineralbestand Albit, ≈ 20 Gew.-% Hämatit und akzessorische Schichtsilikate an. Die geochemischen Untersuchungen an diesem Material (Kap. 7.–8.) haben aufgrund der hohen Gehalte an Zr, Y und P_2O_5 eine Zuordnung zu den Blauschiefern bestätigt. Innerhalb der Blauschiefer oder am Rand zu Chlorit- oder Grünschiefer kommt es zur Bildung von Stilpnomelanschiefern.

Alkalipyroxen

Selten sind in den Blauschiefern grün- oder braungefärbte Alkalipyroxene erhalten geblieben. Diese werden von den blauen Alkali-amphibolen umwachsen und verdrängt. Wie in Abb. 15 erkennbar, sind zwei scharf getrennte Generationen von Alkalipyroxen vorhanden. Die ältere ist bräunlich gefärbt und zeigt eine deutliche Trübung und beginnende Zersetzung sowie einen Zerfall in „Einzelaggregate“. Die Einschlüsse von Quarz sind häufig, die von Albit seltener. Die Zusammensetzung weist bis über 20 Mol.-% Jadeit, 65–70 Mol.-% Akmit und relativ geringe, 10–15 Mol.-% Anteile an Heden-

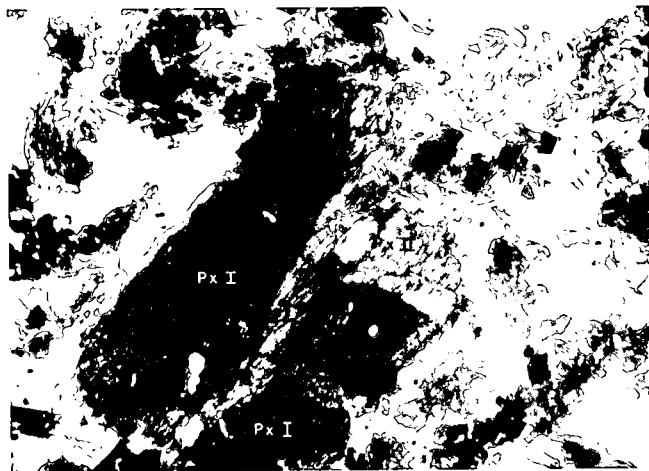


Abb. 15: Dunkelblaue, getrübbte Alkali pyroxenkerne (PxI) mit höherer Jd-Komponente vom grünen, mit scharfer Grenze anwachsenden Rand (PxII) mit $Jd < 5$ Mol.-% umsäumt. RS 211/82, Nicols \parallel , Bildbreite ca 1,55 mm. Blauschiefer, nordöstlich Glashütten bei Schlaining, Rechnitzer Fenster.

bergit und Diopsid (Abb. 12, Tab. 7) auf. Sie entsprechen der Zusammensetzung eines Aegirins (BLACK, 1974). Im zersetzten Bereich fällt die Jadeitkomponente unter 10 Mol.-%, daher sind in Abb. 12 die beiden Alkali pyroxengenerationen (Abb. 15) trotz unterschiedlicher Zusammensetzung nicht getrennt. Diese braunen Alkali pyroxene werden von dunkelblauen Alkali amphibolen korrodiert oder selten mit scharfer Grenze (Abb. 15) von einem grünen Aegirin mit der Zusammensetzung Jadeit < 5 Mol.-% und Akmit 85–90 Mol.-% umwachsen. Die grünen Aegirine sind klar und ungetrübt, sie zeigen keine Anwachssäume von Crossit, jedoch eine Reaktionsgrenze mit Korrosionsbuchten gegenüber Albit. Sie sind der jüngsten Paragenese zuzuordnen.

Alkali amphibole

Die Alkali amphibole sind mit einem Pleochroismus von dunkelblau bis blauviolett häufig idiomorph ausgebildet, größere Aggregate erscheinen fleckig gefärbt und zeigen eine Erz- und Titanitfüllung im Kernbereich und randliche Subkornbildung. Abbildung 16 zeigt ring-

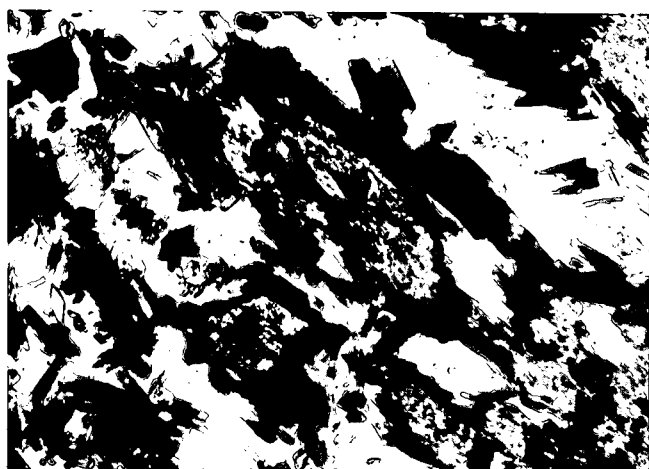


Abb. 16: Ringförmige Alkali amphibolgefüge mit idiomorphen Außenrändern (Subkornbildung) und Kernbereichen, die aus Albit, Riebeckit und wenig Epidot bestehen. RS 133/80, Nicols \parallel , Bildbreite ca. 1,55 mm. Blauschiefer, nordöstlich Glashütten bei Schlaining, Rechnitzer Fenster.

förmige Anordnungen von einem Alkali amphibolgefüge, der Kern besteht aus Albit, Riebeckit und wenig Epidot. Diese Texturen sprechen dafür, daß ein Alkali pyroxen das Ausgangsmaterial der Alkali amphibole darstellt, wobei der Albitanteil innerhalb der Ringe ein ungefähres Maß für die Jadeitkomponente widerspiegelt. Die Außenränder und die im angrenzenden Feldspat gesproßten Alkali amphibole sind idiomorph ausgebildet (Abb. 15 u. 16). Die Zusammensetzung der Amphibole reicht nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) vom Crossitfeld bis zu riebeckitischem Chemismus (Abb. 14b), wobei in Amphibolen, die um die Alkali pyroxene wachsen und im Zusammenhang mit den Ringstrukturen die Glaukophankomponente ($Fe^{3+}/Fe^{2+} + Al^{VI}$) < 50 Mol.-% ist.

In pyroxenfreien Paragenesen haben die idiomorphen, zonar gebauten Amphibole einen Kern mit einer Glaukophankomponente von ≈ 60 Mol.-% (Tab. 4, RS 213/82, RS 264/77) und Ränder mit riebeckitischer, seltener Mg-riebeckitischer Zusammensetzung. Die Al-Gehalte variieren von 6,5–2 Gew.-% Al_2O_3 , die Ca-Werte steigen mit fallender Glaukophankomponente. Der überwiegende Teil der Amphibole weist ein relativ konstantes $Na/(Na + Ca)$ von 0,91–0,94 auf (KOLLER, 1979).

Albit

Die Einzelaggregate sind meist nur einfach verzwilligt, größere Individuen, die in scheinbarer porphyrischer Struktur auftreten, zeigen auch noch eine polysynthetische Verzwilligung nach dem Albitgesetz. Diese besitzen häufig einen mit Klinozoisit(?)-Nädelchen gefüllten Kern, der deutlich abgegrenzt ist und einen einschlußfreien Rand aufweist. Die großen, im Kern gefüllten Albite (bis 10 mm) zeigen manchmal ein sperriges Gefüge und Ähnlichkeit zu einer pseudoophitischen Textur. Die durchschnittliche Zusammensetzung beträgt $Ab_{99,0}An_{0,7}Or_{0,3}$. In den metasomatischen Gängen und Adern wird Albit zur dominierenden Mineralphase und erreicht Volumsanteile über 90 %.

Epidot

Epidot ist ein relativ seltener Nebengemengteil, der nur in chloritischen Lagen häufiger ist. Seine Zusammensetzung ist Fe-reich und Al-arm, ähnlich den Epidoten der Ferrogabbros, weist aber die höchsten Piemontitkomponenten um 2 Mol.-% auf (Tab. 3, Abb. 7). Geringe Gehalte an Seltenerdelementen wurden festgestellt.

Chlorit

Die von hellgrün nach dunkelgrün pleochroitischen Aggregate mit anomaler violetter Interferenzfarbe sind sehr häufig in Linsen angereichert und entsprechen nach der Nomenklatur von HEY (1954) einem Pyknochlorit (Tab. 5, Abb. 9). Ihre Zusammensetzung ist relativ unregelmäßig und schwankt auch innerhalb einer Probe deutlich, für MgO von 12–14 Gew.-%, für $FeO_{(tot)}$ von 20–29 Gew.-%, für Al_2O_3 von 18–21 Gew.-% und für SiO_2 von 28–32 Gew.-%. In den Albitgängen sind manchmal Flecken von radialblättrigen, grüngelbten Chloritaggregaten, die hin und wieder in grünen Biotit übergehen können.

Stilpnomelan

Der Stilpnomelan entspricht dem der Ferrogabbros, ist aber in den Blauschiefern innerhalb von chloritischen Linsen viel häufiger anzutreffen, bis zur Ausbil-

dung von Stilpnomelanschiefern. In den albitreichen Linsen und Gängen ist Stilpnomelan ebenfalls oft anzutreffen. Er besitzt mit Haematit gemeinsame, gut ausgebildete Korngrenzen, zu den Alkali amphibolen hin sind diffuse Korngrenzen und Verdrängungserscheinungen häufig.

Haematit

Haematit findet sich als leistenförmige Kristalle, die mit Stilpnomelan und Alkalipyroxen gemeinsame Korngrenzen aufweisen, jedoch nicht mit den Amphibolen. Außerdem ist Haematit häufig korrodiert und im letzten Metamorphoseereignis metastabil erhalten geblieben. Für die Zusammensetzung sind TiO_2 -Gehalte von 1,5–4,2 Gew.-% TiO_2 charakteristisch, dies entspricht einer Ilmenitkomponente von 3–8,5 Mol.-%, alle übrigen liegen meist unter 1 Mol.-%. Die durchschnittliche Zusammensetzung beträgt $\text{Hae}_{93,1}\text{Ilm}_{6,3}\text{Cor}_{0,6}$.

Magnetit

Magnetit tritt in Blauschiefern sehr häufig in Form von idiomorphen Oktaedern, die mit den Alkali amphibolen und mit Titanit koexistieren. Die durchschnittliche Magnetitkomponente beträgt 99,2 Mol.-%, bei sehr geringen Gehalten an Ti, Cr, Al und Mg. Der MnFe_2O_4 -Anteil liegt bei 0,6 Mol.-%.

Titanit

Titanit ist immer xenomorph ausgebildet und ein nie fehlender Nebengemengteil. Al_2O_3 -Gehalte von 1,2–2,5 Gew.-% und Fe-Gehalte von 1,3–2,5 Gew.-% $\text{FeO}_{(\text{tot})}$ sowie erhöhte Gehalte an SEE wurden festgestellt. Titanit ist sowohl dispers über das ganze Gestein verteilt, aber auch als Einschluß in den Silikatphasen vorhanden.

Akzessorien

Zirkon findet man in dieser Gesteinsgruppe relativ häufig in idiomorphen bis hypidiomorphen Kristallen mit 0,2 mm Durchmesser. Die einzelnen Individuen sind oft zerbrochen und durch metamorphe Mineralphasen getrennt. Da Zirkon von allen metamorphen Phasen eingeschlossen werden kann, ist anzunehmen, daß er älter als die metamorphen Paragenesen ist. Apatit ist entsprechend dem hohen P_2O_5 -Gehalt (Kap. 7.3.) in Form von idiomorphen Kristallen häufig anzutreffen. Mit der Mikrosonde wurden qualitativ erhöhte SEE-Gehalte festgestellt. Rutil und Pyrit sind selten, Calcit kann dispers verteilt sein. Biotit, meist grün, bildet sich anstelle von Chlorit, teilweise ist eine paketartige Verwachsung von Chlorit und Biotit zu beobachten. Quarz findet man innerhalb der braunen Alkalipyroxene zusammen mit Albit.

In dem Gestein mit dioritischer Zusammensetzung RS 224/82 findet man Mg-reichen Chlorit (Tab. 5), Mg- und Fe-reichen Phengit und Talk mit 3,4 Gew.-% $\text{FeO}_{(\text{tot})}$ (Tab. 8) als akzessorische Gemengteile in einem weitgehend oxidierten Milieu ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \gg \text{FeO}$).

3.5. Grünschiefer

Unter der Bezeichnung Grünschiefer sind alle grün gefärbten, meist massigen Gesteine mit der Paragenese Chlorit-Aktinolith-Epidot-Albit-Titanit zusammengefaßt, für die weder nach dem Geländebefund noch durch textuelle Informationen auf eine gabbroide Her-

kunft geschlossen werden kann. Daher entspricht diese Gruppe metamorphen Äquivalenten der "sheeted dykes"- und der "pillow lavas"-Sequenzen einer Ophiolitentwicklung (COLEMAN, 1977). Aufgrund der mehrfachen metamorphen Überprägung kann nicht eindeutig ausgeschlossen werden, daß nicht doch vollständig rekristallisierte gabbroide Anteile hier eingeordnet wurden. Besonders häufig sind feinkörnige Varietäten mit nur teilweise erkennbarer Bänderung, seltener grobkörnige mit deutlichem Lagenbau der mafischen Gemengteile. Massige Grünschiefertypen sind untergeordnet, eine Feldspat-phyrische Textur konnte nur zweimal beobachtet werden. Prämetamorphe Relikte sind in den Abkömmlingen von basaltischen Extrusiva nur in Form von seltenen Mineralformrelikten nachgewiesen, Pillowlaven oder Pillowbreccien wurden bisher nicht erhalten gefunden. Klastische Breccien sind in verschiedenen Aufschlüssen öfter anzutreffen. In den oberen Bereichen der Grünschiefereinheit ist eine Wechsellagerung und Verzahnung mit den Sedimentserien häufig. In die Grünschiefer sind immer wieder grobkörnige, Albit- und Epidot-reiche Gesteine eingelagert, die in Form von Lagen, Knollen und kleinen Linsen auftreten. Sie werden als Mobilisate während der ozeanischen Metamorphose gedeutet.

Hornblende

Bevorzugt in grobkörnigen Varietäten sind oft bräunlich oder grünlichgrau gefärbte Amphibole, die als Formrelikte nach uralitisierten Klinopyroxen gedeutet werden, vorhanden und im Kernbereich später gebildeter Amphibolphasen erhalten. Entsprechend ihrer Zusammensetzung können sie als braune Magnesiornblendes sowie als grünliche aktinolithische Hornblendes (Abb. 8) oder als bläulichgrüne Barroisite (Abb. 11) angesprochen werden. Diese Amphibole (Tab. 6) besitzen stark unterschiedliche TiO_2 -Gehalte und aus der Formelbilanz lassen sich relativ hohe Fe^{3+} -Gehalte errechnen, daher werden sie in Analogie zu den Ferro-gabbros zur ozeanischen Metamorphose zugerechnet.

Alkali amphibol

Dunkelblaue, crossitische bis magnesioriebeckitische Amphibole sind in den Grünschiefern (Tab. 4) selten. Man findet sie bevorzugt in grobkörnigen, häufig gebänderten Grünschiefern im südlichen Rechnitzer Fenster relikthisch erhalten, sie sind dort meist von Chlorit und Epidot geschützt, zusammen mit Stilpnomelan aber nie in Berührungsparagenesen mit Albit. Sie können zum Teil sicher zum älteren Regionalmetamorphoseereignis zugeordnet werden (Tab. 4), vor allem jene mit 40 Mol.-% Glaukophankomponente (Abb. 14c).

Winchit

Besonders am Rand der albitreichen Einlagerungen sind häufig zonargebaute Amphibole mit blaugrüner Färbung zu finden. Der blaue Farbton nimmt kontinuierlich zum Rand hin ab, oft sind auch fleckige Farbbereiche im Kern feststellbar. Die Zusammensetzung dieser Amphibolphasen (Tab. 4) zeigt höhere Na-Gehalte im Kern, wobei die M4-Position mit Na meist bis zur Hälfte gefüllt ist, und eine kontinuierliche Zunahme des Ca zum Rand hin beobachtbar ist (RS 11/77, RS 12/77). Nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) können diese Amphibolkerne als Winchite (Abb. 11) bezeichnet werden. Ein Hinweis auf eine Mischungslücke zwischen Aktinolith und Winchit fehlt in diesen Paragenesen.

Aktinolith

Aktinolith ist die häufigste und die dominierende Amphibolphase der Grünschiefer, in den feinkörnigen Varietäten die einzige. KOLLER (1979) gibt Na/Na + Ca-Quotienten um 0,10 an, bei einem Mg von 0,6–0,8 und eine Si-Besetzung > 7,50 (Abb. 8, Tab. 4). Die Farbe reicht von dunkelgrün bis blaßgrün und ist abhängig vom Mg/Fe-Verhältnis des Gesteins.

Chlorit

Auch die Chlorite der Grünschiefer sind vom Mg/Fe-Quotienten der Gesteinszusammensetzung kontrolliert, so sind sie in den normalen Metabasalten Fe-arme Rhipidolithe und in den Metaferrobasalten Fe-reichere Rhipidolithe (Abb. 9, Abb. 5). Ihre Farbe ist hellgrün bis dunkelgrün, sie sind pleochroitisch und zeigen anomale violette und seltener braune Interferenzfarben.

Epidot-Klinozoisit

Die Epidote sind sehr unterschiedlich zusammengesetzt (Abb. 7, Tab. 3). Sie variieren von fast reinem Klinozoisit bis zum Fe-reichen Epidot, bei dem ein Drittel des Al durch Fe³⁺ substituiert ist. Häufig ist ein starker Zonarbau zu beobachten, wobei um einen Kernbereich eine deutlich abgegrenzte ringförmige Zone Fe-reicher Zusammensetzung (Abb. 7) auftritt. Der anschließende Außenrand hat dann eine dem Kernbereich ähnliche Zusammensetzung (Abb. 7). Diese Fe-reiche Zone ist bereits optisch scharf begrenzt und entspricht einem idiomorphen Weiterwachsen bei geändertem Fe³⁺-Angebot ohne wesentliche Resorption des älteren Kernbereiches. Dieser Zonarbau und die Variabilität der Gesteinschemismen (Kap. 7.–8.) ist für den großen Streubereich der Epidotzusammensetzung in den Grünschiefern (Abb. 7) verantwortlich. Im Eisenberger Fenster (Steinbruch Burg) findet man hypidiomorph begrenzte und bis 1 cm große, dunkelpigmentierte Klinozoisitflecken als Pseudomorphosen nach einer älteren Mineralphase. Die Zusammensetzung dieser Flecken ist Fe-ärmer als die des Epidots des feinkörnigen Gesteins. Es handelt sich um Pseudomorphosen eines älteren Minerals. In Betracht kommen einerseits Pumpellyit, in Analogie zu den normalen Gabbros (Abb. 5), oder andererseits Lawsonit aus Vergleichsgründen zum Tauern Fenster (FRY, 1973; MILLER, 1977; HÖCK, 1983). In jüngster Zeit wurden rechteckig begrenzte, eindeutige Pseudomorphosen nach Lawsonit (FRY, 1983), die aber nur mehr aus einem xenomorphen Epidotpflaster bestehen, in einem Grünschiefer aus dem Rechnitzer Fenster nachgewiesen.

Albit

In den feinkörnigen Grünschiefern ist Albit sehr selten als Formrelikt der alten Plagioklase erhalten, in den grobkörnigen scheint es häufiger vorzukommen. Die mittlere Zusammensetzung entspricht Ab_{99,1}An_{0,4}Or_{0,5}. Aus den unterschiedlichen modalen Albitanteilen und aus den hohen Na-Gehalten der Grünschiefer ist ebenso wie in den gabbroiden Gesteinen eine Na-Zufuhr (Kap. 7.–8.) während der ozeanischen Metamorphose abzuleiten. In den grobkörnigen Linsen ist Albit zusammen mit Epidot der dominierende Mineralbestand.

Titanit

Feinkörniger Titanit ist ein nie fehlender Nebengemengteil, der abhängig vom Gesteinschemismus in wechselnder Menge auftritt.

Akzessorien

Die feinkörnigen Grünschiefer sind im Gegensatz zu den gebänderten, grobkörnigen relativ arm an Akzessorien. An Erzphasen sind Haematit mit mit Ti-Gehalten von 2–4 Gew.-% TiO₂ als ältere, oft korrodierte Oxidphasen und idiomorpher Magnetit als jüngere Phase nachgewiesen worden. Der Magnetit ist frei von Beimengungen an Ti, Cr, Al; Mn- und Mg-Gehalte sind im Bereich der Erfassungsgrenze. Calcit ist meist akzessorisch, nur in den Albit-Epidot-reichen Linsen ist er häufiger sowie im Verzahnungsbereich der Grünschiefer und Metasedimente kann er lagenweise auftreten. Stilpnomelan (Tab. 8) ist ebenso wie in den gabbroiden Gesteinen zusammen mit Haematit und Alkali amphibol vergesellschaftet und findet sich bevorzugt in den Fe-reichen, gebänderten Grünschiefern. Grüner oder grünbrauner Biotit ist ein häufiger akzessorischer Gemengteil, der sich manchmal auch paketweise im Chlorit bildet. Apatit, Zirkon, Turmalin und Rutil sind eher seltener. Manchmal findet man lagenweise einen phengitischen Hellglimmer (Tab. 8, RS 12/77) mit einer Si-Besetzung um 3,40 und mit beträchtlichen Fe- und Mg-Gehalten. In den Albit-Epidot-Linsen ist phengitischer Hellglimmer häufiger. Geringe Quarzgehalte sind jedoch seltener zu beobachten.

3.6. Ophikarbonatgesteine

Unter dem Begriff Ophikarbonatgesteine sind alle karbonatführenden Serpentintrandgesteine zusammengefaßt. Ein Teil dieser Ophikarbonatgesteine besteht aus brecciierten Ultramafititen, die in das Sedimentmaterial eingebettet waren und durch die alpine Orogenese tektonisch ausgewalzt wurden. Die silikatischen Mineralphasen finden sich dann in Form von Linsen und Lagen, die unregelmäßig in relativ grobspätige Karbonatgesteine eingelagert sind. Vorkommen sind vom Nordostrand des großen Serpentintrankörpers des Rechnitzer Fensters (Abb. 1) sowie von kleineren Vorkommen im Bereich der kleinen Plischa (Rechnitzer Fenster; PAHR, 1983) bekannt. Geochemisch zeichnen sich die Ophikarbonatgesteine durch hohe Gehalte an Cr und Ni (Kap. 7.5.) aus und sind durch ihren ungewöhnlichen Mineralbestand schon frühzeitig aufgefallen (HERITSCH, 1965; KOLLER, 1979; KOLLER & PAHR, 1980; HERITSCH, 1981).

Zusammenfassend können nun folgende Mineralassoziationen in Abhängigkeit von den tektonisch in die karbonatreichen Sedimente eingearbeiteten Ophiolitannteilen (a–d) beschrieben werden, wobei ein schlierig verteilter Mineralbestand auf teilweise erhaltene Texturen dieser alpidisch überprägten Breccien schließen läßt.

- a) **Ultramafitite**
Calcit – Serpentin – Magnetit
Calcit – Serpentin – Tremolit ± Magnetit
Calcit – Talk – Chlorit
- b) **Chromitreiche Ultramafitite**
Calcit – Cr-Andradit – Chromit – Haematit ± Aktinolith
- c) **Chromitreiche Ultramafitite in albitführenden Karbonatsedimenten, eventuell Na-Zufuhr**
Calcit – Aegirinaugit – Magnesioriebeckit ± Cr-Epidot – Cr-Phengit ± Chromit – Haematit – Magnetit ± Stilpnomelan ± Chlorit

d) Gabbro

Calcit – Epidot – Chlorit – Albit – Phengit – Titanit

Auffallend ist, daß in allen diesen Karbonatgesteinen der Calcit sehr intensiv mit kleinen Haematitföckchen durchsetzt und teilweise rot gefärbt ist. In weiterer Folge wachsen idiomorphe Magnetitkristalle bis 5 mm Korngröße.

Calcit

Mit 85–70 Vol.-% ist Calcit das dominierende Mineral dieser Gesteine, er ist relativ grobkörnig ausgebildet und wächst über die Silikatphasen hinweg. Daraus läßt sich eine sehr späte Rekristallisation des Calcitgefüges ableiten. Die häufig rötliche oder bläuliche Farbe des Calcitanteiles der Ophikarbonate ist durch den feinverteilten Haematit oder durch Alkali amphibolnadeln verursacht. Die Gehalte an Mg, Fe und Mn sind gering, die Durchschnittsgehalte liegen bei 98,6 CaO₃, 0,8 FeCO₃, 0,1 MnCO₃ und 0,5 MgCO₃. Allerdings schwanken die FeCO₃-Gehalte von 0,4–1,1 und die MgCO₃-Gehalte von 0,2–1,3 Mol.-%. Das Mg/Fe-Verhältnis wird vom Pauschalchemismus kontrolliert; dieser liegt für die chloritreichen Ophikarbonatgesteine bei 2,5–1,0 und für die Magnetit- und alkali amphibolreichen Ophikarbonatgesteine bei 1,0–0,2.

Serpentin

In gerundeten Flecken findet man relativ unveränderte Serpentinitschollen in einem Calcitgefüge eingebettet. Wie in den serpentinierten Ultramafiten ist mikroskopisch Chrysotil nachgewiesen. Der Zeitpunkt der Serpentinisierung in Relation zur Bildung der Ophikarbonatgesteine läßt sich aus dem Gefügebild nicht ableiten.

Chlorit

Chlorit findet man bevorzugt in Linsen; er ist nach seiner Zusammensetzung (Tab. 5) ein Klinochlor (Abb. 9), teilweise sind höhere Ni-Gehalte beobachtet worden. In manchen Ophikarbonatgesteinen umschließt der Klinochlor idiomorphe Aegerinaugite, die keine Amphibolneubildung aufweisen.

Aegerinaugit

In einem Teil der Ophikarbonatgesteine sind grüne Alkalipyroxene sehr häufig, die idiomorph innerhalb der Silikatlinsen zu finden sind oder als xenomorphe Netzwerke innerhalb der Karbonatmatrix auftreten. Sind sie von Chlorit oder Phengit umhüllt, so fehlt eine Amphibolbildung manchmal. In den meisten Fällen zeigen die grünen Pyroxene ein Reaktionsgefüge und eine beginnende Umwandlung zu idiomorphen dunkelblauen Amphibolen, die auch faserig ausgebildet sein können. Eine Koexistenz mit Quarz und Albit konnte nicht festgestellt werden. Die Gehalte an Jadeit sind üblicherweise gering und reichen von 12–4 Mol.-% Jd, meist läßt sich ein Zonarbau mit höherem Jadeitanteil im Kern feststellen. Wesentlich deutlicher ist dieser Zonarbau an der Akmit-Komponente, die von 65 im Kern bis zu 30 Mol.-% am Rand reicht, nachzuweisen (Abb. 12). Zum Rand hin steigt sowohl die Diopsidkomponente als auch in den meisten Fällen der Hedenbergitanteil (Tab. 7). In den Alkalipyroxenen sind aber noch beträchtliche Cr-Gehalte bis 4 Gew.-% Cr₂O₃, dies würde einer Ureyitkomponente bis 6 Mol.-% entsprechen, sowie Ni-Gehalte bis 0,5 Gew.-% NiO feststellbar. Meist nimmt Cr und Ni analog zum Zonarbau vom Kern zum Rand ab, jedoch sind die Cr- und Ni-Gehalte in den ein-

zelnen Pyroxenindividuen stark unterschiedlich, einzelne können sogar frei von Cr und Ni sein. Diese inhomogene Verteilung der Cr- und Ni-Gehalte in den Pyroxenen ist einerseits in der lokalen Verteilung und im Erhaltungszustand des reliktschen Chromits und andererseits im Einbau in andere Mineralphasen wie Chlorit und Phengit begründet.

Alkali amphibole

Dunkelblaue Amphibole findet man in den Na-hältigen Ophikarbonatgesteinen sowohl als feinkörnige Büschel und Aggregate um die grünen Aegerinaugite als auch als gut ausgebildete Nadeln im Calcit. Diese idiomorphen Nadeln wachsen über die Korngrenzen von Calcit hinweg und zeigen sehr häufig eine rupturale Deformation. Aktinolithreiche Anwachssäume wurden bisher nicht beobachtet, der einzige nachweisbare Zonarbau ist eine Abnahme der Glaukophankomponente zum Rand hin. Einzelne Kernbereiche können crossitische Zusammensetzung aufweisen, ansonsten sind die mit Alkalipyroxen vergesellschafteten Amphibole Magnesioriebeckite, in den Aegerinaugit-freien Paragenesen sind riebeckitische Zusammensetzungen üblich (Abb. 14c). Charakteristisch für die Alkali amphibole der Ophikarbonatgesteine sind stark schwankende Cr-Gehalte (Tab. 4). Schon HERITSCH (1965, 1981) beschreibt diese inhomogen verteilten Cr-Gehalte, die bis 0,7 Gew.-% Cr₂O₃ reichen können. Ursache der ungleichmäßigen Verteilung ist die Bildung der Alkali amphibole aus älteren Mineralphasen in Form von Verdrängungsreaktionen, wobei bereits die Aegerinaugite unregelmäßige Cr-Gehalte aufweisen und sehr häufig reliktsche Cr-Spinelle als Einschlüsse, teilweise auch als feinen Erzstaub, enthalten.

Aktinolith

In Na-armen oder Na-freien Ophikarbonatgesteinen werden die Alkali amphibole durch Mg-reichen Aktinolith (Abb. 8) vertreten, in dem manchmal bläulich gefärbte Kerne beobachtet werden können. Die Aktinolith bilden meist idiomorphe, nadelige Kristalle, die lokal sehr reichlich vorhanden sind.

Phengit

Neben Chlorit ist auch ein Phengit mit einem Pleochroismus von blaßgrün nach gelbgrün ein häufiger Bestandteil, der jedoch nicht mit Serpentin koexistiert. Sein Verbreitungsbereich beschränkt sich auf die Alkalipyroxen- und Alkali amphibol-führenden Ophikarbonatgesteine. Diese, meist intensiv grün gefärbten Hellglimmer besitzen Cr-, Fe- und Mg-Gehalte von 1,2–6,7 Gew.-% Cr₂O₃, 5,4–8,4 Gew.-% FeO (Fe_{tot} als FeO verrechnet) und 2,6–5,1 Gew.-% MgO, bei gleichzeitig sehr niederen Al₂O₃-Gehalten von 17,3–23,0 Gew.-% Al₂O₃. In Tabelle 8 sind nur einige ausgewählte Beispiele angegeben. verrechnet man diese hohen Fe-Gehalte als Fe³⁺, so läßt sich eine minimale Phengitkomponente mit einer Si-Besetzung von 3,4 errechnen (Tab. 8), die mit den Anteilen von Fe²⁺ nur steigen kann. Gleichzeitig ist für die Oktaederposition eine Al-Besetzung von nur 45–60 Mol.-% festzustellen.

Epidot

Neben den grünen, Cr-reichen Phengiten sind noch idiomorphe bis hypidiomorphe, intensiv gefärbte Epidotkristalle mit einem Pleochroismus von hellgelb nach gelbbraun zu finden, die mit Aegerinaugit, Cr-Phengit und Chlorit in Berührungsparagenese auftreten. Es wur-

den Cr-Gehalte bis 4 Gew.-% Cr_2O_3 (Tab. 3) festgestellt, da die Einzelindividuen relativ selten sind und einen Zonarbau mit Cr-reichen Kernen aufweisen, könnten noch höhere Gehalte möglich sein. Die Al-Gehalte liegen zwischen 1,7–1,9 Al/Formeleinheit (Abb. 7), wobei die Fe-Werte relativ konstant sind und eine Substitution Cr-Al zu beobachten ist.

Andradit

In Na-freien Paragenesen wurden um reliktsch erhaltenem Cr-Al-Spinell sowie innerhalb von Chloritlinsen rundliche Granataggregate mit gelbgrüner Eigenfarbe festgestellt. Sie stellen gepanzerte Relikte innerhalb von Chlorit dar, eine Berührungsparagenese mit Calcit und mit den darin enthaltenen Silikaten wurde nicht beobachtet. Die Zusammensetzung dieser Granate zeigt eine Andraditkomponente von 88–60 Mol.-% und eine Uvarowitkomponente von 7–25 Mol.-% sowie Grossular 8–2 Mol.-% und Spessartin 8–1 Mol.-%. In Abbildung 17 sind diese Granate im Dreieck Grossular – Andradit – Uvarowit dargestellt, der Zonarbau weist Uvarowit- und Spessartin-reiche Kerne sowie Andradit-reiche Ränder auf. Die Grossularanteile bleiben relativ gering. Zusätzlich ist auch noch das von GANGULY (1976) errechnete, theoretische Stabilitätsmodell im System Grossular – Uvarowit – Andradit mit seinen, auf ein spinoidales Mischungsmodell bezogenen Isothermen eingetragen. Daraus würden sich für die Cr-reichen Kerne relativ hohe Minimalbildungstemperaturen ableiten.

Albit

Relativ selten wurde in den Alkalipyroxen- oder Alkali-amphibol-führenden Ophikarbonatgesteinen Albit nachgewiesen in Form von kleinen korrodierten Flecken im Calcit. Seine durchschnittliche Zusammensetzung liegt bei $\text{Ab}_{98,9}\text{An}_{0,6}\text{Or}_{0,5}$.

Chromit

Reliktisch erhaltene Chromite sind bisher nur in den Ophikarbonatgesteinen gefunden worden. Die Kerne sind rotbraun gefärbt und entsprechen einem Al-reichen Chromit (Abb. 18) mit einem $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ (berechnet)-Quotient von 0,16 der randlich in einen breiten schwarzen Spinell übergeht. Während die rotbraunen Kerne sehr selten sind, so sind die Fe^{3+} -reichen Randbereiche, die auch weitgehend Mg-frei sind, häufiger, und sie zeigen eine relativ kontinuierliche Cr-Abnahme zum Rand hin (Abb. 18). Die Zusammensetzung des äußersten Randes nähert sich einem Magnetit. Nach BLISS & MCLEAN (1975) stellt der untersuchte Chromitkern einen Ferritchromit dar, der durchaus mit Chromiten aus alpinotypen Peridotiten vergleichbar ist, und entspricht nach HERBERT (1982) einem Chromit aus ultramafischen Kumulaten.

Haematit

Sehr häufig wird der Calcit durch feinste Täfelchen, die als Haematit interpretiert werden, rötlich gefärbt. Paragenetisch mit Alkalipyroxen vergesellschaftet sind tafelige, häufig korrodierte Haematite, die einen gerin-

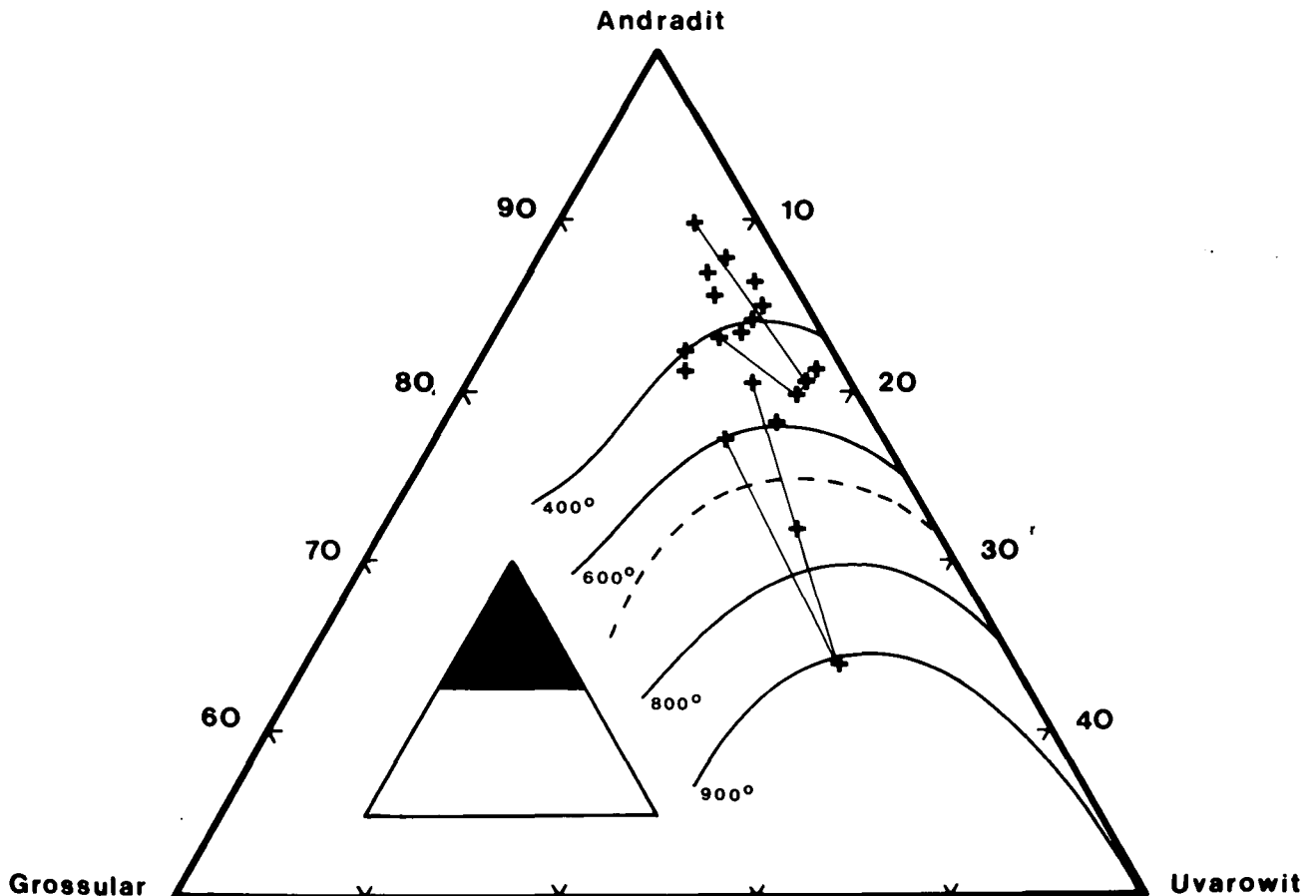


Abb. 17: Darstellung der Cr-Andraditanalysen aus den Ophikarbonatgesteinen im Dreieck Andradit – Grossular – Uvarowit (Symbole +), zusätzlich sind noch die von GANGULY (1976) für ein spinoidales Mischungsmodell berechneten Stabilitätskurven eingetragen. Die strichlierte Linie stellt die Solvuskurve bei 800°C dar.

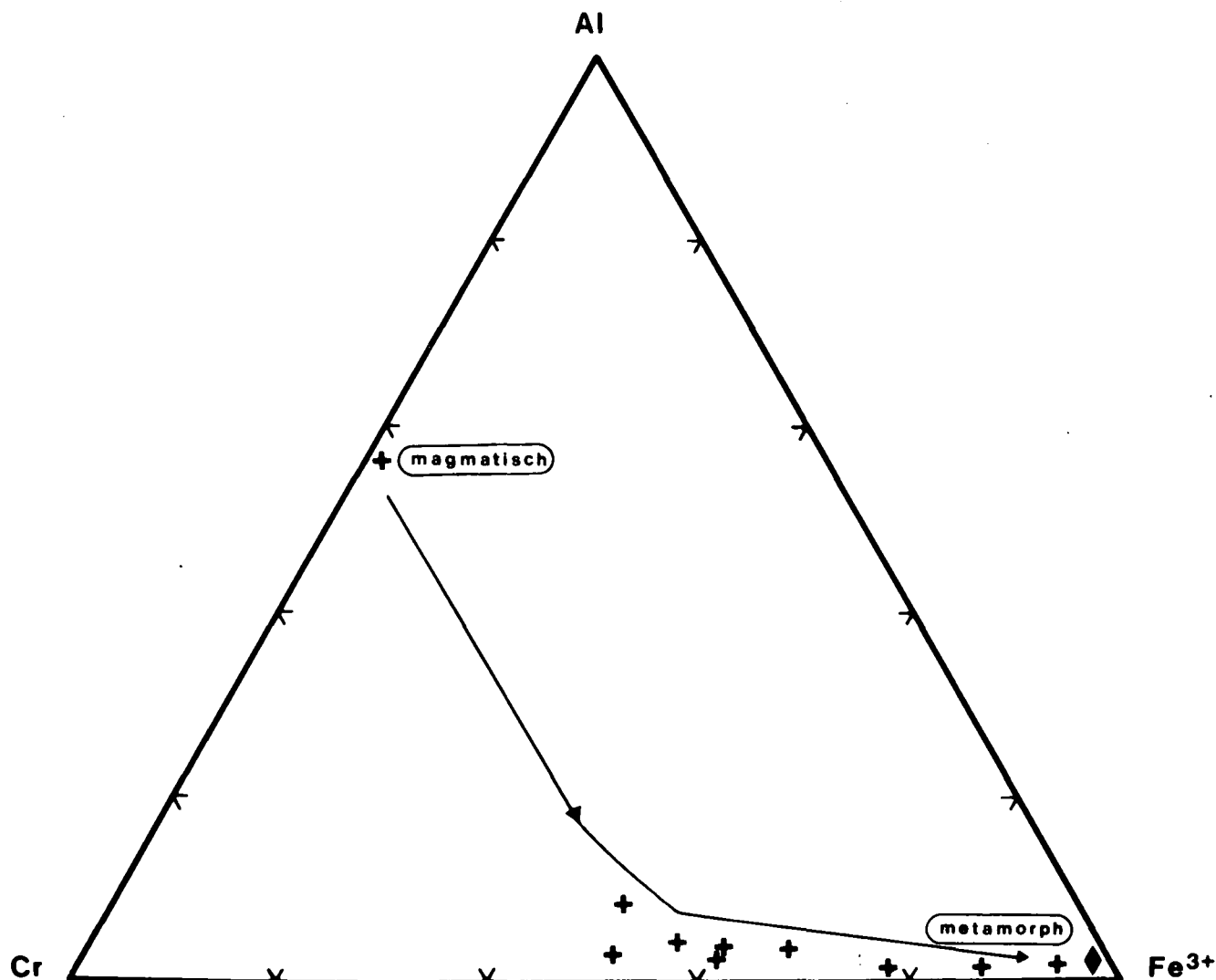


Abb. 18: Darstellung der Spinellzusammensetzungen aus den Ophikarbonatgesteinen (Symbole +) im Dreieck Al – Cr – Fe³⁺. Der Anteil des Fe³⁺ wurde aus Formelverrechnungen für einen idealen Spinell abgeleitet. Die Entwicklung vom magmatischen Cr-Al-Spinell zum Magnetit ist durch einen Pfeil gekennzeichnet. Die durchschnittlichen Magnetitzusammensetzungen der Ferrogabbros, Blau- und Grünschiefer ist durch das Symbol ◆ gekennzeichnet.

gen Ilmenitanteil aufweisen. Neben Ti-Gehalt bis 0,2 Gew.-% TiO₂ sind auch noch Cr-Gehalte bis 0,3 Gew.-% Cr₂O₃ festgestellt worden.

Magnetit

Vor allem im Silikat-armen Ophikarbonatgestein sind idiomorphe Oktaeder bis 5 mm Größe sehr häufig. Der Zusammensetzung nach sind dies reine Magnetite, die frei von Ti, Cr, Mg und Mn sind.

Akzessorien

Neben Chlorit und Serpentin treten noch akzessorisch blättrige Aggregate von Stilpnomelan, in einem einzigen Fall auch Biotit auf. In einzelnen Fällen ist auch noch Talk zu beobachten. Titanit fehlt fast vollständig, bedingt durch sehr geringe TiO₂-Gehalte (Kap. 7.5.).

3.7. Metamorphe Sedimente

Dies sind die metamorphen Äquivalente der ozeanischen Sedimente, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll. KOLLER & PAHR (1980) sowie KOLLER &

WIESENER (1981) geben Phyllite, Graphitphyllite, Quarzite, Kalkphyllite, Marmore, Rauhacken und Konglomerate sowie sehr selten Radiolaritabkömmlinge an. Der Mineralbestand dieser Gesteine besteht aus wechselnden Mengen von Quarz, Phengit, Chlorit und Calcit sowie geringen Mengen von Albit und Graphit. Als akzessorische Gemengteile kann man Paragonit, Epidot, Turmalin, Titanit und Pyrit angeben.

4. Magmatische Entwicklung

Bevor man auf die Bildungsbedingungen der metamorphen Paragenesen eingeht, erscheint es sinnvoll, die spärlich erhalten gebliebenen Informationen aus den magmatischen Relikten zu diskutieren. Die Ultramafite sind nach ihrer Zusammensetzung Peridotite, es liegen meist harzburgitische Chemismen vor (EVREN, 1972). Dies ist aber nur dann gültig, wenn während der Serpentinisierung keine größere Ca-Abfuhr erfolgte. Am Rand der Serpentinikörper wurden Hinweise auf ultramafische Kumulate gefunden. Die Zusammensetzung

der Cr-Spinellrelikte (Abb. 18) aus den Ophikarbonatgesteinen bestätigt nach HEBERT (1982) die Existenz ultramafischer Kumulate im Ophiolitkomplex der Rechnitzer Serie.

Ein Entwicklungstrend entsprechend einer fraktionierten Kristallisation (COLEMAN, 1977) läßt sich an den gabbroiden Gesteinen aus den geochemischen Untersuchungen (Kap. 7.–8.) ableiten. Dieser reicht von den normalen Gabbros über die Ferrogabbros bis zu den mengenmäßig untergeordneten Vorkommen von dioritischen bis plagiogranitischen Magmen. Nach LINDSLEY (1973) läßt sich aus dem Ca-Gehalt der magmatischen Klinopyroxene (Abb. 3, Tab. 1) eine Minimaltemperatur für eine Äquilibrierung nach der Entmischung der primären Pyroxenzusammensetzungen errechnen, daher kann man für die Pyroxenrelikte der normalen Gabbros ein T_{\min} von 900–800°C und für die Ferrogabbros ein T_{\min} um 800°C ableiten. Die f_{O_2} -Bedingungen entsprechen zumindest im Bereich der Ferrogabbros denen der Ulvospinellkomponente der Titanomagnetite.

In den metamorphen Vulkaniten sind bisher nur Formrelikte nach Pyroxen, selten nach Plagioklas festgestellt worden. Erhaltene Texturen von Pillows und Pillowbreccien wurden bisher nicht gefunden, klastische Breccien sind jedoch bekannt. Aus den geochemischen Untersuchungen (Kap. 7.–8.) ist ableitbar, daß die Grünschiefer einer Ozeanbodenbasaltentwicklung entsprechen.

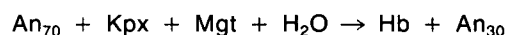
5. Metamorphoseentwicklung

5.1. Ozeanische Metamorphose

Bevorzugt in den grobkörnigen Grünschiefern und in den Metagabbros sind selten hochtemperiert gebildete

Mineralphasen erhalten, die mit den Bedingungen der alpidischen Metamorphose nicht im Einklang stehen. Hierher gehören, wie in Tab. 9 zusammengefaßt, vor allem Amphibolneubildungen wie Barroisit, Pargasit und Magnesiohornblende (Tab. 6, Abb. 8 und 11), die eine ähnliche Zusammensetzung aufweisen wie jene, die aus hydrothermal veränderten Ozeanbodenbasalten beschrieben werden. Daher werden diese Amphibolbildungen aufgrund der Arbeiten an rezenten Vorkommen ozeanischer Kruste zur ozeanischen Metamorphose gestellt (ITO & ANDERSON, 1983; SIVELL & WATERHOUSE, 1984). In Verbindung mit den hydrothermalen Prozessen am mittelozeanischen Rücken selbst und auch in der ozeanischen Kruste ist eine Uralitisierung der Klinopyroxene sowie die Neubildung von (OH)-haltigen Mineralphasen weit verbreitet (SPOONER & FYFE, 1973; LIU & ERNST, 1979). Scherungsbahnen aufgrund tektonischer Vorgänge und Zufuhr von überhitztem Wasser im Zusammenhang mit den Konvektionsströmungen innerhalb des Riftsystems fördert eine sehr lokal verbreitete, thermisch betonte metamorphe Überprägung bei niedrigem Druck.

Ein geringer Teil der braunen Magnesiohornblende und die Ti-reicheren Pargasite könnten (Tab. 6) noch spätmagmatische Subsolidus-Bildungen darstellen (KOLLER, 1980). Für die meisten dieser braunen, braungrünen oder bläulichgrünen Amphibolphasen mit barroisitischen, pargasitischen oder hornblenditischen Zusammensetzungen ist nach SIVELL & WATERHOUSE (1984) eine metamorphe Überprägung, die von der Amphibolitfazies bis zur Grünschieferfazies reichen kann, anzunehmen. Die Bildung dieser Hornblendephase erfolgt nach Reaktionen wie



bei Temperaturen von 750–500°C, die Paragneise Akti-

Tabelle 9: Schematische Zusammenstellung der Mineralassoziationen und Zuordnung zu den Bildungsereignissen für den Ophiolitkomplex der Rechnitzer Serie.

	Magmatische Relikte	Ozeanische Metamorphose	Altalpidische Metamorphose	Jungalpidische Metamorphose
		<750°C – ?, ≤1 Kb Oxidation, Metasomatose (Na, Ca), Deformation	330–370°C, 6–8 Kb ≤65 ± 5 ma* Deformation	390–430°C, ≤3 Kb 19–22 ma* Deformation, Reduktion
Ultramafitite				
Lherzololith, Harzburgit Pyroxenit?	Formrelikte (Opx, Sp) Kpx, Formrelikte (Opx)	1. Serpentinisierung	2. Serpentinisierung	Chrysotil, Lizardit, Chlorit, Antigorit, Diopsid, Talk, ± Tremolit, ± Magnetit
Gabbros				
Normale Gabbros	Kpx	(Magnesiohornblende)	Mg-Pumpellyit, (Aktinolith, Chlorit, Albit)	Aktinolith, Klinozoisit/Hydro- grossular, Chlorit, Albit
Ferrogabbro	Kpx, Formrelikte (Ilm, Mgt)	Magnesiohornblende, Barroisit, Pargasit	Aegirinaugit/Ferroglauko- phan-Crossit/Winchit, Stilpnomelan, Haematit/ Magnetit, Rutil, Epidot I, Ti- tanit?, (Albit, Chlorit)	Alkali amphibol II, Aktinolith/ Katophorit, Biotit, Chlorit, Epidot II, Magnetit, Titanit
Blauschiefer	Zirkon, Formrelikte (Kpx, Plag?)		Akmit/Crossit, Haematit/ Magnetit, Stilpnomelan, Talk, Phengit, Albit	Akmit (Jd<5 %)/Alkali- amphibol II, Biotit, Chlorit, Epidot, Albit, Magnetit, Apatit, ± Titanit, ± Pyrit
Metavulkanite				
Grünschiefer	Formrelikte (Kpx, Plag)	Magnesiohornblende, Barroisit	Crossit, Stilpnomelan, Epi- dot I, Haematit, Winchit, Formrelikte nach Lawsonit/ Pumpellyit? Winchit, Haematit	Aktinolith, ± Alkali amphibol II, ± Winchit, Chlorit, Biotit, Epidot II/Klinozoisit, Albit, Titanit, ± Magnetit, ± Pyrit Aktinolith, Epidot, Chlorit, Albit
Grobkörnige, albitrei- che Lagen und Linsen				
Ophikarbonatgesteine	Chromspinell	Cr-Andradit?, Ferrichro- mit?, Serpentinisierung?	Aegirinaugit, Cr-Epidot, Cr-Phengit, Haematit, Stilpnomelan, ± Crossit	Alkalipyroxen (Jd<5 %)/Al- kali amphibol II/Aktinolith, Chlorit, Phengit?, Calcit, Serpentin, Talk, Magnetit, ± Quarz, ± Albit, ± Epidot

*) K/Ar-Alter, pers. Mitt. W. FRANK, Wien.

nolith + Epidot + Albit wird bei Temperaturen unter 450°C gebildet (SIVELL & WATERHOSE, 1984). Letztere ist jedoch wegen der alpidischen Metamorphoseüberprägung von der nachfolgenden Paragenese kaum unterscheidbar. Aus den bisherigen Arbeiten über die ozeanische Metamorphose läßt sich ableiten, daß neben den teilweisen Neubildungen von Amphibolen üblicherweise auch noch andere Mineralphasen wie Chlorit, Haematit, Albit, Serpentin- und Epidotmineralphasen und tieftemperierte Schichtsilikate neu gebildet wurden, die aber auch in der alpidischen Regionalmetamorphose stabil sind. Im Zusammenhang mit der ozeanischen Metamorphose stehen auch metasomatische Vorgänge, die Ursache für eine starke Zunahme von Albit, für die Ausbildung von Epidotgängen in den Gabbros und für eine teilweise extreme Oxidation sind.

Mit einem starken Gradienten der thermischen Beeinflussung von den Gabbros bis zu den oberen Pillowlaven ist zu rechnen. Nach SPOONER & FYFE (1973) sind ozeanisch metamorphe Hornblenden innerhalb der Vulkanite auf die Dolerite beschränkt, damit könnte innerhalb der Grünschiefererien eine indirekte Trennung der grobkörnigen Dykes und Sills von den Pillowlaven durchgeführt werden. Tatsächlich fanden sich die Hornblendephase bisher nur in den massigen Grünschieferarten im Rechnitzer Fenster und am Rande der Blauschieferlinsen. Grünschieferfaziale ozeanische Metamorphose ist bisher nicht nachgewiesen, da sie von der alpidischen Metamorphoseüberprägung nicht unterschieden werden konnte.

In den Ophikarbonatgesteinen ist die feine Haematitdurchstäubung und die damit verbundene Rotfärbung des Calcits, der hohe Oxidationsgrad und möglicherweise auch die Bildung der Cr-Andradite um reliktschen Cr-Spinell durch die ozeanische Metamorphose bedingt. Nach GANGULY (1976) benötigen diese Cr-Andradite (Abb. 17), besonders für die Cr-reichen Kerne, relativ hohe Bildungstemperaturen, die alpidisch nicht erreicht wurden. Auch die Erhaltung der Cr-Spinelle (Abb. 18), deren Umwachsung durch die Cr-Andradite sowie das Fehlen von Phasenbeziehungen der Granate zu den übrigen Silikatphasen spricht für eine Reaktionsbildung um die Chromite in gering oder nicht serpentinisierten, ultramafischen Kumulaten (HEBERT, 1982).

Die Bedingungen der ozeanischen Metamorphose können aufgrund der Amphibol- und der Cr-Andraditbildung mit 750–<400°C bei ≤ 1 Kbar P_{H_2O} angenommen werden. Informationen über mögliche Reaktionen unter 400°C fehlen wegen der alpidischen Überprägung, da nur metastabile Mineralphasen und gepanzerte Relikte erhalten geblieben sind. Gleichzeitig ist die ozeanische Metamorphose für viele metasomatische Veränderungen verantwortlich.

5.2. Altalpidische Metamorphose

Die dem älteren Regionalmetamorphoseereignis zurechenbaren Mineralphasen sind in Tab. 9 zusammengestellt. In den Ultramafititen läßt sich für die altalpidische Metamorphose keine eindeutige Paragenese ableiten, die in der ozeanischen Metamorphose begonnene Serpentinisierung sollte weiter fortschreiten. Für die normalen, Ti-armen Gabbros ist die Paragenese Mg-Pumpellyit \pm Aktinolith + Chlorit \pm Albit (vgl. SCHIFFMAN & LIOU, 1980) gesichert und weit verbreitet

erhalten geblieben. In den Fe- und Ti-reichen Gabbros (Teilparagenesen 1, 2 und 3) und in den Blauschiefern (Teilparagenesen 4, 5, 6) sind in Abhängigkeit vom Deformations-, Hydratisations- und Oxidationsgrad einschließlich der metasomatischen Veränderung durch die ozeanische Metamorphose aus dem Gefügebild folgende unterschiedlichen Teilparagenesen abzuleiten (? für fehlende Minerale wie Chlorit, Albit, Titanit etc., deren Zugehörigkeit unklar ist):

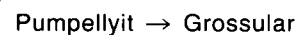
- 1) Aegirinaugit \pm Stilpnomelan – Epidot I – Haematit – Rutil – (Chlorit?) – (Albit?)
- 2) Ferroglaukophan/Crossit \pm Magnetit \pm (Titanit/Rutil?) – ?
- 3) Winchit – Albit – Haematit – ?
- 4) Akmit \pm Stilpnomelan – Haematit – Albit – ?
- 5) Crossit – Stilpnomelan – Magnetit – Albit – ?
- 6) Albit – Phengit – Talk – Haematit \pm Crossit \pm Chlorit

Die letzte Paragenese stammt aus einem Gestein, dessen $X_{Fe^{3+}} \geq 0,95$ ($Fe^{3+}/Fe^{3+} + Fe^{2+}$) ist und ist nur bei einem damit verbundenen, sehr hohen X_{Mg} ($Mg/Mg + Fe^{2+}$) verwirklicht (Kap. 7.3.).

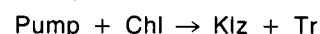
In den Metavulkaniten, in den Grünschiefern im allgemeinen, sind weniger Relikte der älteren Metamorphose erhalten geblieben, nämlich Crossit – Stilpnomelan – Epidot I – Haematit – (Chlorit?) \pm (Albit?) und in den grobkörnigen Grünschieferereinschaltungen Winchit (Kerne) – Haematit – ?. Daneben findet man Klinozoisit- und Epidotformrelikte, die man als Pseudomorphosen nach Pumpellyit oder Lawsonit deuten könnte. Gut begrenzte Epidotformrelikte sprechen aus Analogiegründen zum Tauernfenster (FRY, 1973) für Lawsonit. Für die Na-führenden Ophikarbonatgesteine läßt sich als ältere Paragenese Aegirinaugit \pm (Crossit) – Cr-Epidot – Cr-Phengit – Haematit \pm Stilpnomelan \pm (Chlorit) – Calcit festlegen. Die Metamorphosebedingungen lassen sich einerseits durch das Auftreten von Mg-reichem Pumpellyit (SCHIFFMAN & LIOU, 1980) näher eingrenzen, wobei die Interpretation des feinkörnigen Pumpellyit als Verdrängung der ehemaligen anorthitreichen Plagioklasse durch die experimentellen Ergebnisse von SCHIFFMAN & LIOU (1983a) bestätigt wird. Aus der Zusammensetzung der Mg-reichen Pumpellyite (Tab. 2) läßt sich mit $(Fe_{tot}/Fe_{tot} + Al)$ von 0,065–0,027 ein maximales $X_{Fe^{3+}}$ errechnen und das Fehlen einer Gleichgewichtsparagenese Pumpellyit – Epidot (Abb. 4,5) spricht nach SCHIFFMAN & LIOU (1983b) für ein T_{max} von 330°–360°C bei $P \approx 5$ Kbar und ein $f_{O_2} > HM$ -Puffer. Andererseits liegt nach HOFFMANN (1972) das weitgehend druckunabhängige obere Stabilitätslimit von Ferroglaukophan um 370°C innerhalb des Magnetitfeldes. Das vollständige Fehlen von Prehnit, entsprechend der Abbaureaktion



(NITSCH, 1971) und die Reaktion



läßt nach SCHIFFMAN & LIOU (1980) auf Drucke > 5 Kbar schließen. Das Fehlen von Granat in der Pumpellyitabbauparagenese $Klz + Akt + Chl + Ab$ in den normalen Gabbros kann einerseits im raschen thermischen Überschreiten des schmalen Grossularfeldes (SCHIFFMAN & LIOU, 1980) oder andererseits in der metastabilen Fortsetzung der Reaktion



(NITSCH, 1971) bei höheren Drucken begründet sein. Nach SCHIFFMAN & LIOU (1980) widerspricht die Parage-

nese Akt + Klz nicht einem Abbau oberhalb der invarianten Punkte Klinozoisit, Tremolit und Pumpellyit. Dies steht in guter Korrelation mit der Jadeitkomponente der Alkalipyroxene (Abb. 12, Tab. 7), für die sich nach POPP & GILBERT (1972) und NEWTON & SMITH (1967) bei einer Zusammensetzung Akmit₈₀-Jadeit₂₀ Bildungsdrucke von 6,5–8 Kb errechnen (Abb. 19). Diese Druckabgrenzung liegt für eine Temperatur unter 400°C innerhalb des Stabilitätsfeldes von Lawsonit (NITSCH, 1974). Nach GASPARIK & LINDSLEY (1980) ist für sehr alkalireiche Pyroxene (Abb. 12) der Einfluß einer kleinen Diopsidkomponente relativ gering, sodaß die errechneten Drucke für Ac₈₀Jd₂₀ sehr ähnlich der Zusammensetzung Ac₆₃Jd₂₁(Di-He-Wo)₁₆ (Tab. 7, RS 213/82, 43-2) sein werden. Diese Drucke sind bei einem qualitativen Vergleich mit den Ergebnissen von MASSONNE (1981) für die Phengitkomponente der Helliglimmer (Tab. 8) durchaus gut im Einklang (Abb. 19). Die Paragenese Talk – Phengit (RS 224/82, Tab. 8) läßt nach SCHREYER & BALLER (1977) jedoch noch höhere Drucke erwarten, über den Einfluß des Mg- und Fe-Einbaues im Talk und Phengit liegen zur Zeit aber noch keine ausreichenden Kenntnisse vor. Da in dem Alkalipyroxen Quarz und Albit als Einschluß nachgewiesen wurden, kann eine obere Druckgrenze derzeit nicht festgelegt werden. Auch die ringförmigen Alkali amphiboltexturen (Abb. 16) lassen größere Jadeitkomponenten im Alkalipyroxen, damit verbunden höhere Drucke, möglich erscheinen.

Das Fehlen von Dolomit in den Ophikarbonatgesteinen läßt nach TROMMSDORFF & EVANS (1977) sowie nach OBERHÄNSLI (1978) für diese Gesteine niedrigere X_{CO₂}-Werte erwarten. Die f_{O₂}-Werte liegen meistens im Bereich des Haematitfeldes, bei geringen f_{O₂}-Werten wird Aegirin – Haematit durch Ferroglaukophan/Crossit – Magnetit abgelöst. Das Auftreten der winchitischen Amphibolzusammensetzung scheint aber an die Stabilität von Haematit gebunden zu sein. Titanhaematit ist nach RUMBLE (1976) in glaukophanschieferfaziellen Bedingungen häufig.

Der Abbau der Hochdruckmetamorphose sollte relativ rasch erfolgt sein, entsprechend dem diskontinuierlichen Anwachssaum eines Jd-armen Alkalipyroxens (Abb. 15). Die scharf begrenzte Fe-reiche Zone um den Epidotkern in den Grünschiefern (Abb. 7), der als Generation I angesprochen wird, ist möglicherweise mit einem sprunghaften Ansteigen des Fe³⁺ beim Zusammenbruch der Paragenese Akmit + Haematit und der Neubildung von Alkali amphibol + Magnetit in Verbindung zu bringen. Das Fehlen von Prehnit in der Reaktionsfolge beim Abbau des Pumpellyits läßt erwarten, daß der Abbau der Hochdruckparagenesen oberhalb der invarianten Punkte (SCHIFFMAN & LIOU, 1980) im System CaO – Al₂O₃ – MgO mit den Mineralphasen Pumpellyit – Grossular – Chlorit – Prehnit – Tremolit (Abb. 19) erfolgt ist.

5.3. Jungalpidische Metamorphose

In Tabelle 9 sind die zum letzten Metamorphoseakt zugehörigen Mineralassoziationen zusammengestellt. In den Serpentiniten ist nach EVREN (1972) neben Chrysotil, Lizardit und geringen Mengen von Chlorit die Bildung von Talk, Tremolit und Magnetit als letztes thermisches Ereignis anzusehen. Die Paragenese Antigorit +

Diopsid ist nur aus dem südlichsten Teil des Eisenberger Fensters bekannt.

In den hellen Mg-reichen Gabbrovarietäten sind die beiden Paragenesen Aktinolith – Klinozoisit – Chlorit – Albit und Hydrogrossular – Chlorit ± Albit stabil, letztere nur in den rodingitisierten Gabbros. Die folgenden Paragenesen sind für die Ferrogabbros (1, 2, 3), Blauschiefer (4, 5), die Fe-reichen (6) und normalen Grünschiefer (7, 8) zusammengestellt. Mit Alkali amphibol II sind jene blauen Amphibole mit einer Zusammensetzung im Grenzbereich Riebeckit–Magnesioriebeckit (Abb. 14) zusammengefaßt, die aus textuellen Gründen als jüngste Bildung anzusehen sind (KOLLER, 1978). Epidot II bezeichnet die auf die Fe-reichen Zonen folgenden Außenränder der zonaren Epidotminerale (Abb. 7):

- 1) Alkali amphibol II – Aktinolith – Epidot II – Chlorit ± Biotit – Magnetit – Titanit
- 2) Katophorit – Epidot II – Chlorit – Albit – Titanit
- 3) Alkali amphibol II – Epidot II – Chlorit ± Biotit – Albit – Magnetit – Titanit
- 4) Alkali amphibol II – Albit – Magnetit ± Chlorit ± Biotit ± Epidot ± Titanit ± Apatit
- 5) Aegirin (Jd < 5 Mol.-%) – Albit – Magnetit ± Chlorit ± Biotit ± Epidot ± Titanit ± Apatit
- 6) Winchit (Ränder um Alkali amphibole) – Epidot II – Chlorit ± Biotit – Albit – Titanit
- 7) Aktinolith – Epidot II – Chlorit – Albit – Titanit
- 8) Albit – Epidot – ± Chlorit ± Calcit

Letztere Paragenese entspricht den grobkörnigen Einschaltungen und Linsen innerhalb der Grünschiefer, jedoch ist auch in allen anderen Paragenesen das Auftreten von akzessorischem Calcit möglich. Zweiphasige Epidote sind in den Fe-reichen Systemen häufig, sie können aber auch vollständig fehlen. In den Ophikarbonatgesteinen sind folgende Paragenesen beobachtbar:

- 1) Calcit – Serpentin – Talk – Magnetit
- 2) Calcit – Chlorit – Tremolit ± Quarz ± Albit
- 3) Calcit – Chlorit – Epidot – Titanit ± Albit
- 4) Calcit – Riebeckit – Magnetit ± Chlorit
- 5) Calcit – Aegirinaugit (Jd < 5 Mol.-%) – Magnesioriebeckit – Haematit ± Chlorit

Die Metamorphosebedingungen (Abb. 19) lassen sich aufgrund der Paragenesen Klinozoisit – Aktinolith – Chlorit und Grossular – Chlorit als Abbau der Paragenese Pumpellyit – Chlorit bei Temperaturen über 390°C in Abhängigkeit vom P_{H₂O} festlegen. Die Bildung von Biotit nach der Reaktion

Stilpnomelan + Phengit → Biotit + Chlorit + Quarz (NITSCH, 1970) ist weitgehend unvollständig abgelaufen.

Die Substitution Si ⇌ 4H im Granat bis 10 Mol.-% Hydrogrossularkomponente für die Kluffgranate ergibt Bildungstemperaturen über 400°C (HUCKENHOLZ & FEHR, 1982). Nach ERNST (1979) erfolgt die Bildung der katophoritischen Amphibole oberhalb von 400°C und ist gut korrelierbar mit der Verdrängung von Ferroglaukophan. Das Gleichgewicht des NaSi ⇌ CaAl-Austausches zwischen Plagioklas und Aktinolith ergibt nach SPEAR (1980) Bildungstemperaturen um 350°C.

Aufgrund der paragenetischen Beziehung der Jd-armen Alkalipyroxene mit Alk-amph. II (Riebeckit–Mg-Riebeckit) läßt sich die Druckkomponente nach POPP & GILBERT (1972) auf < 3 Kb eingrenzen. Die Stabilität eines Alkalipyroxens der Zusammensetzung

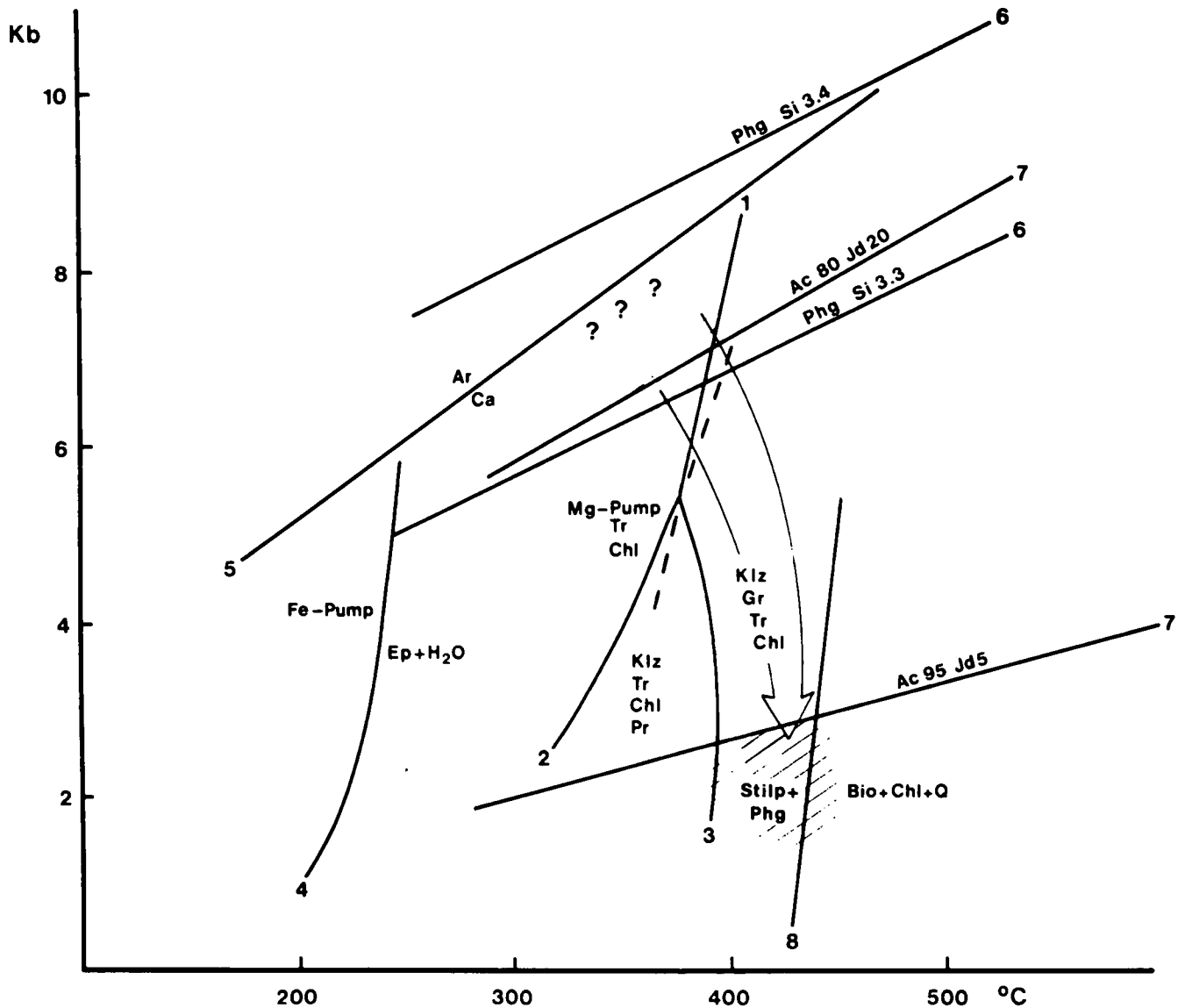


Abb. 19: Schematische Darstellung der Stabilitätsgrenzen auftretender Mineralphasen zur Abschätzung der pT-Bedingungen der Ophiolite der Reznitzer Serie.

Ac = Akmit; Ar = Aragonit; Bio = Biotit; Ca = Calcit; Chl = Chlorit; Ep = Epidot; Gr = Grossular; Jd = Jadeit; Klz = Klinozoisit; Phg = Phengit; Pr = Prehnit; Fe-Pump = Fe-reicher Pumpellyit; Mg-Pump = Mg-reicher Pumpellyit; Q = Quarz; Si 3.3, Si 3.4 = Si-Besetzung im Phengit; Stilp = Stilpnomelan; Tr = Tremolit.

Die schraffierten Flächen stellen den abgeschätzten Metamorphosebereich für die Ophiolite dar; folgende Reaktionen wurden dazu verwendet:

- 1) Mg-Pump \rightarrow Klz + Gr + Chl + Q + H₂O (SCHIFFMANN & LIOU, 1980);
- 2) Pump + Q \rightarrow Pr + Chl + H₂O (NITSCH, 1971);
- 3) Pr \rightarrow Klz + Gr + Q + H₂O (LIOU, 1971) für die sehr stark vereinfachte Darstellung der Pumpellyitstabilität im System CaO - Al₂O₃ - MgO nach SCHIFFMANN & LIOU (1980);
- 4) Fe-Pump \rightarrow Ep + H₂O (SCHIFFMANN & LIOU, 1983b);
- 5) Ar \rightleftharpoons Ca (JOHANNES & PUHAN, 1971);
- 6) Phengitstabilität mit Si-Besetzung (MASONNE, 1981);
- 7) Alkalipyroxene + Quarz = Albit + Klinopyroxen + Quarz (POPP & GILBERT, 1972);
- 8) Stilp + Phg \rightarrow Bio + Chl + Q (NITSCH, 1970).

Jd₅Ac₉₅ (Abb. 19) sollte sehr ähnlich der Zusammensetzung Jd₄Ac₈₆ (Di-Hd-Wo)₁₀ (Tab. 7, RS 213/82, C1-10) (POPP & GILBERT, 1972; GASPARIK & LINDSLEY, 1980) sein. Damit entsprechen die Bildungsbedingungen der dunkelblauen Alkali amphibole mit der Zusammensetzung Riebeckit oder Magnesioriebeckit \approx 400°C und Drucken < 3 Kb.

Für die meisten Paragenesen der jungalpidischen Metamorphose ist der Magnetit die charakteristische Fe-Oxidphase, damit liegt der f_{O₂} bei geringeren Werten als der dem HM-Puffer entspricht. Die Bildung von Tit-

anit nach der Reaktion



erfordert bei niederen Temperaturen ein sehr niederes X_{CO₂} (ERNST, 1972). Dies steht gut im Einklang mit dem möglichen Abbau der Alkalipyroxene zu Amphibolen, etwa nach der Reaktion

4 Akmit + 3 Haematit + 8 Quarz + 2 H⁺ = Riebeckit (OKAY, 1980) die sowohl ein größeres X_{H₂O} als auch eine Reduktion zu kleineren X_{Fe³⁺} voraussetzt.

6. Zusammenfassung der petrologischen Untersuchungen und geotektonischen Entwicklung

- ① Magmatische Relikte – In den Gabbros und in den Metabasiten gibt es einige wenige, erhaltene primär magmatische Relikte, Formrelikte sind häufiger. Die Zusammensetzung dieser Relikte, die bevorzugt in grobkörnigen Gesteinsvarietäten zu finden sind, ist mit rezenten Ophioliten gut korrelierbar (HEKINIAN, 1982).
- ② Ozeanische Metamorphose – Vor allem die Bildungsbedingungen der Amphibolphasen wie Barroisit, Pargasit und Magnesiohornblende lassen die ozeanische Metamorphose auf 750° – $<400^{\circ}$ C bei ≤ 1 Kb eingrenzen. Der Beeinflussungsgrad ist stark unterschiedlich, jedoch in Verbindung mit einer intensiven Oxidation und metasomatischer Veränderung zu sehen.
- ③ Aitalpidische Metamorphose – Aufgrund der beschriebenen Paragenesen werden die Bedingungen der Hochdruckmetamorphose mit 330 – 370° C und 6 – 8 Kb eingestuft. Die Druckabgrenzung nach oben ist unsicher, da die Paragenese Talk – Phengit, die Phengitkomponente im Hellglimmer und Einschlüsse von Albit und Quarz im Alkalipyroxen höhere Drucke möglich erscheinen lassen. K/Ar-Datierung an zornargebauten Crossit-Riebeckit-Mischkristallen ergab ein Alter von 65 ± 6 ma (W. FRANK, pers. Mitt.), das wohl nur als Mischalter interpretiert werden kann.
- ④ Jungalpidische Metamorphose – Der Zonarbau der Alkalipyroxene (Abb. 15) spricht für einen raschen Druckabfall und aus den Paragenesen lassen sich die Metamorphosebedingungen mit 390 – 430° C bei < 3 Kb abschätzen. K/Ar-Datierungen an Hellglimmern ergaben 19 – 22 ma (W. FRANK, pers. Mitt.). Mit einer Abnahme von f_{O_2} und möglicherweise auch von f_{CO_2} muß gerechnet werden. Die blaugrünen katothoritischen Amphibole in einem Metagabbro des Eisenberger Fensters lassen eine Zunahme der Metamorphose im N–S-Profil (Abb. 1), insbesondere im Vergleich mit der prograden Mineralzonierung des Sanbagawa Belt (MIYASHIRO, 1973), möglich erscheinen. Auch die Verwachsung Antigorit-Diopsid in einem Serpentin des südlichen Eisenberger Fensters unterstützt diese Vorstellung (TROMMSDORFF & EVANS, 1977). Diese Metamorphosebedingungen lassen Hebungsraten bis zum Sarmat, den ältesten, fossilbelegten und nicht metamorphen Sedimentauflagerungen auf der Rechnitzer Serie (PAHR, 1983), von ≤ 2 mm/Jahr errechnen.
- ⑤ Die häufige Bildung von Alkali amphibolen mit riebeckitischer oder magnesioriebeckitischer Zusammensetzung entspricht keiner Hochdruckmetamorphose, aus dem koexistierenden Alkalipyroxen mit geringer Jadeitkomponente lassen sich Drucke < 3 Kb ableiten. Alkali amphibole sind auf Gesteine mit $MgO/FeO + Fe_2O_3$ -Verhältnisse $< 0,3$ und einem FeO/Fe_2O_3 -Quotienten $< 2,0$ beschränkt.
- ⑥ Die häufigen Vorkommen von Ophikarbonatgesteinen im Rechnitzer Fenster und ihre Paragenese sprechen für eine sehr früh angelegte mechanische Vermengung der magmatischen Gesteine mit Sedimentmaterial im Zusammenhang mit tektonischen Vorgängen entlang einer Transformstörung. Die Karbonatisierung der Ultramafitite und ihrer Nebengesteine sowie die Bildung aus Olistostromen innerhalb der Sedimentserien sind weitere Möglichkeiten. Die relativ hohen Bildungstemperaturen der Cr-Andradite (Abb. 17) würden für eine nachweisbare ozeanische Metamorphose sprechen und können leichter mit einer tektonischen Deformation in Zusammenhang mit einer Transformstörung erklärt werden. Dies ist mit rezenten Ophicalcitvorkommen aus dem Atlantischen Ozean in guter Übereinstimmung (HEKINIAN, 1982). Die weitverbreiteten Hinweise auf eine Metamorphose in den Ophiolitkörpern der Rechnitzer Serie sprechen für einen mittelozeanischen Rücken mit relativ geringen "spreading"-Raten (ITO & ANDERSON, 1983; LIU & ERNST, 1979).
- ⑦ Die Hochdruckmetamorphose setzt eine kretazische Versenkung der penninischen ozeanischen Kruste in einer Subduktionszone in Tiefen von mindestens 15 – 25 km (DRAPER & BONE, 1981; EARLE, 1980) voraus. In diesem Bereich erfolgte vermutlich eine Abscherung von der weiterhin subduzierten ozeanischen Kruste und eine relativ rasche Hebung unter teilweiser Erhaltung der Hochdruckparagenese. Die teilweise inverse Lagerung der Ophiolitkörper und die tektonische Zerstückelung einschließlich der Reduktion der primären Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder ist vor allem in diesem Zusammenhang und in Verbindung mit der nachfolgenden Regionalmetamorphose zu sehen.
Die Bedingungen der eoalpinen Hochdruckmetamorphose ergeben einen geringen geothermischen Gradienten, entsprechend den Verhältnissen in einer Subduktionszone. Die vorgelegten Ergebnisse zeigen eine gute Korrelation mit den hochdruckmetamorphen Bereichen in den Ost- und Westalpen (MILLER, 1977; ERNST, 1977) in Abhängigkeit zum Abtragungsniveau. Lage und Richtung der Subduktionszone muß mit dem Bauplan der Alpen und Karpaten in Übereinstimmung sein.
- ⑧ Die Bedingungen der jungalpidischen Metamorphose der Rechnitzer Serie entsprechen der Grünschieferfazies, eine Temperaturzunahme von Norden nach Süden erscheint gesichert. Im Vergleich mit den Bündnerschiefererien des Tauernfensters kann entsprechend den Ergebnissen von HÖCK (1983) eine Korrelation der Ophiolitkörper der Rechnitzer Serie vermutlich nur mit jenen der Glocknerfazies durchgeführt werden. Das Abtragungsniveau der Rechnitzer Serie entspricht annähernd dem des Nordostrandes des Tauernfensters, das im zentralen Bereich wesentlich höhere Metamorphosebedingungen aufweist.
- ⑨ Die Ophiolitkomplexe der Rechnitzer Serie sind gut korrelierbar mit den penninischen Ophioliten der West- und Ostalpen (DIETRICH, 1980; HÖCK, 1983). Wegen unterschiedlicher metamorpher Überprägung der penninischen Ophiolite kommt vor allem dem Vergleich der geochemischen Untersuchungen besondere Bedeutung zu.

7. Geochemische Untersuchungen

7.1. Ultramafitite

Der Mineralbestand dieser durch EVREN (1972) untersuchten Gesteine umfaßt Chrysotil und Lizardit sowie

geringe Mengen von Chlorit. In jenen ultramafischen Gesteinen, die als Kumulate interpretiert werden, nimmt der Chloritgehalt deutlich zu und Klinopyroxen kann reliktsch erhalten sein. Im Süden des Eisenberger Fensters findet man die Paragenese Antigorit + Diopsid zusammen mit reliktsch erhaltenem magmatischem Klinopyroxen. Formrelikte nach Orthopyroxen und Olivin sind wesentlich seltener. Am Rand der Ultramafitite sind metasomatisch gebildete Talkschiefer und geringmächtige Tremolitfelse häufig anzutreffen. Die in Tab. 10 zusammengestellten Ultramafititanalysen zeigen für die harzburgitischen Serpentinite (RS-35/78, Ro-69 und Ro-70 sowie EVREN, 1972) charakteristisch geringe CaO- und Al_2O_3 -Werte bei einem höheren MgO. Die Proben RS-41/78 und RS-120/80 haben höhere Al-Gehalte und entsprechen nach COLEMAN (1977) eher Iherzolithischen Zusammensetzungen mit zum Teil höheren primären Spinell- oder Plagioklasanteil, die geringen Cr-, Ni- und Co-Werte würden diese Interpretation bestätigen. In der CIPW-Norm sind sie durch eine höhere An-Komponente ausgezeichnet, bei Berechnung eines Spinells erhält man 5–7 Mol.-% Diopsid. Dies entspricht annähernd dem erhaltenen Klinopyroxen (RS-120/80),

die Formrelikte belegen aber einen deutlich höheren primären Gehalt an Klinopyroxen. Damit ist eine Ca-Abnahme während der Serpentinisierung belegt. Die Formrelikte und die fortschreitende Verdrängung der Pyroxene spricht für eine Mobilität des Ca auch während der alpidischen Metamorphose. Die alpidische Magnetitbildung belegt eine höhere Oxidation gegenüber der ursprünglichen Mantelzusammensetzung. Der Talkschiefer (RS-218/82) zeigt eine, den benachbarten Serpentiniten äquivalente Geochemie, und ist daher im Gegensatz zu den Chloritschiefern als metasomatisch veränderter Ultramafitit anzusprechen.

7.2. Chloritschiefer

Innerhalb der Serpentinite findet man oft monomineralische Chloritschiefer in Form von Linsen und unregelmäßigen Körpern. Die Fe-armen, hellen Varietäten mit 4–6 Gew.-% FeO und Fe_2O_3 sowie Mg-Gehalte über 30 Gew.-% MgO werden als „Edelserpentin“ bezeichnet und ihre Entstehung wurde oft diskutiert (EVREN, 1972). Neben diesen monomineralischen Chloritschiefern (Tab. 10, EVREN, 1972) findet man massige

Tabelle 10: Chemische Analysen der Ophiolite der Rechnitzer Serie nach Gesteinsgruppen gegliedert, ergänzt durch einzelne Daten von EVREN (1972) und KOLLER et al. (1982). Normverrechnung nach BARTH, X_{MG10} entspricht $MgO/MgO + FeO$ mit 0,9 Fe_{tot} als FeO, X_{MGMT} dem $MgO/MgO + FeO$ der metamorphen Paragenesen (Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm).

ULTRAMAFITITE								
	RS-35/78	RS-41/78	RS-120/80	RO-69	RO-70	EVREN/1972	RS-218/82	
SiO ₂	41.76	34.34	42.97	37.02	38.34	37.52	54.66	
TiO ₂	.05	.23	.12	.10	.07	0.00	.04	
Al ₂ O ₃	1.15	16.03	3.22	1.50	1.58	1.16	2.74	
Fe ₂ O ₃	5.61	.79	5.67	12.34	9.94	8.98	5.71	
FeO	2.18	4.30	2.29	0.00	0.00	0.00	3.34	
Mn ₃ O ₄	.11	.15	.09	.11	.09	0.00	.02	
MgO	37.56	31.39	32.58	35.67	36.75	37.85	27.00	
CaO	.15	1.73	1.21	.10	.10	1.03	.40	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	.01	.01	0.00	.01	
P ₂ O ₅	.02	0.00	.01	.02	.01	0.00	.01	
H ₂ O	11.94	11.31	10.41	12.03	12.62	12.79	5.44	
CR ₂ O ₃	.36	.22	.33	.43	.44	.67	.36	
NiO	.25	.09	.24	.32	.30	.24	.28	
SUM %	101.14	100.58	99.14	99.65	100.25	100.24	100.01	
S	354.00	122.00	163.00	0.00	299.00	0.00	37.00	
SC	9.00	15.00	9.00	0.00	9.00	0.00	11.00	
V	34.00	67.00	50.00	0.00	39.00	0.00	55.00	
CR	2467.00	1484.00	2483.00	0.00	3331.00	0.00	2904.00	
CO	96.00	35.00	63.00	0.00	112.00	0.00	82.00	
NI	1838.00	590.00	1763.00	0.00	2846.00	0.00	2098.00	
CU	25.00	8.00	8.00	0.00	28.00	0.00	0.00	
ZN	43.00	60.00	48.00	0.00	37.00	0.00	51.00	
GA	5.00	8.00	5.00	0.00	10.00	0.00	0.00	
RB	3.00	3.00	3.00	0.00	9.00	0.00	0.00	
SP	4.00	4.00	11.00	0.00	15.00	0.00	0.00	
Y	1.00	2.00	1.00	0.00	4.00	0.00	0.00	
ZR	7.00	10.00	9.00	0.00	13.00	0.00	10.00	
NB	3.00	3.00	3.00	0.00	6.00	0.00	0.00	
QU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.10	
OR	0.00	0.00	0.00	.10	.10	0.00	.10	
AN	.60	8.70	6.20	.40	.50	3.30	2.00	
OL	56.00	55.50	39.10	71.70	67.30	78.20	0.00	
HY	41.40	20.60	52.40	24.70	29.30	15.90	87.50	
DI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.60	0.00	
MT	.90	.60	.90	1.40	1.10	1.10	1.00	
IL	.10	.30	.20	.20	.10	0.00	.10	
C	1.00	14.30	1.20	1.60	1.60	0.00	2.30	
XMG10	.91	.92	.89	.85	.87	.89	.86	
XMGMT	.97	.93	.96	0.00	0.00	0.00	.94	

Tabelle 10 (Fortsetzung).

CHLORITTSCHIEFER		RS-42/78		RS-111/80D		RS-215/82		RS-216/82		RS-217/82		RO-12 EVREN/1972		GLASHUETTE	
RS-25/77	RS-42/78	RS-111/80D	RS-215/82	RS-216/82	RS-217/82	RO-12	EVREN/1972	SI02	GLASHUETTE						
25.43	26.52	33.94	25.06	26.01	27.86	30.36	32.29	TIO2	50.92						
1.93	5.15	.14	2.65	2.18	1.51	.12	0.00	AL2O3	.41						
17.22	15.50	14.77	15.07	15.59	17.82	19.11	17.39	FE2O3	14.92						
13.43	5.11	2.30	9.37	8.00	10.83	5.27	.55	FEO	1.27						
16.76	17.75	3.43	14.89	13.68	11.78	0.00	3.66	MN3O4	4.69						
.27	.37	.19	.30	.29	.42	.57	.16	MGO	.12						
11.80	15.14	31.90	16.78	19.95	15.56	31.33	33.81	CAO	10.25						
5.18	3.61	.32	3.36	2.88	2.69	.10	0.00	NA2O	11.34						
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.01	0.00	K2O	3.18						
0.00	0.00	0.00	.02	.02	.05	0.00	0.00	P2O5	0.00						
.13	0.00	.02	1.10	.86	.55	.02	0.00	H2O	.02						
7.54	9.53	12.01	10.25	10.25	10.09	12.31	12.02	C02	3.36						
SUM x	98.68	99.02	98.85	99.71	99.16	99.20	99.88	SUM x	100.48						
S	146.00	270.00	19.00	27.00	177.00	29.00	0.00	S	54.00						
SC	61.00	14.00	37.00	30.00	30.00	4.00	0.00	SC	20.00						
V	1067.00	60.00	136.00	126.00	103.00	32.00	0.00	V	93.00						
CR	57.00	1125.00	25.00	5.00	16.00	184.00	0.00	CR	620.00						
CO	122.00	25.00	31.00	36.00	46.00	43.00	0.00	CO	50.00						
NI	264.00	861.00	89.00	60.00	276.00	521.00	0.00	NI	153.00						
CU	93.00	8.00	1.00	1.00	1.00	11.00	0.00	CU	80.00						
ZN	129.00	47.00	414.00	360.00	500.00	112.00	0.00	ZN	40.00						
GA	17.00	6.00	35.00	34.00	52.00	13.00	0.00	GA	12.00						
RB	3.00	3.00	4.00	4.00	4.00	6.00	0.00	RB	3.00						
SR	4.00	4.00	15.00	11.00	32.00	12.00	0.00	SR	152.00						
Y	13.00	1.00	246.00	252.00	211.00	2.00	0.00	Y	12.00						
ZR	25.00	7.00	959.00	1009.00	1031.00	11.00	0.00	ZR	20.00						
NB	3.00	3.00	12.00	13.00	11.00	4.00	0.00	NB	3.00						
BA	247.00	44.00	106.00	91.00	112.00	26.00	0.00	BA	37.00						
OR	0.00	0.00	.10	.10	.30	0.00	0.00	NE	0.00						
AB	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.10	0.00	OR	0.00						
AN	18.60	20.60	10.90	9.60	11.10	.40	0.00	AB	28.70						
OL	58.30	51.30	60.40	64.70	45.00	58.40	59.30	AN	26.60						
HY	0.00	5.70	4.10	2.50	19.40	18.90	20.90	OL	12.90						
MT	3.80	3.00	3.10	2.70	2.80	.60	.60	HY	6.60						
IL	3.10	8.20	4.20	3.40	2.40	.20	0.00	MT	23.90						
AP	.30	0.00	2.60	2.00	1.30	0.00	0.00	IL	.70						
C	14.00	5.70	14.50	15.00	17.60	21.40	19.20	AP	0.00						
CAD	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	C	0.00						
XMG10	.45	.57	.58	.65	.58	.92	.94	XMG10	.77						
XMGMT	.55	.67	.66	.72	.69	.94	.94	XMGMT	.79						

Tabelle 10 (Fortsetzung).

NORMALE GABBRÖ		RS-29/77	RS-36/78	RS-37/78	RS-82/79	RS-104/79	RS-141/80	RS-142/80	RS-143/80	RS-144/80G	RS-144/80F	RS-145/80
ST02	53.03	44.97	45.25	49.04	53.49	44.50	47.97	45.05	50.29	51.87	47.40	47.89
T102	.52	.87	.14	.63	.59	.20	.15	.19	.32	.32	.31	.30
AL203	16.23	18.56	21.72	18.62	16.58	18.05	17.13	17.63	16.16	16.77	19.05	18.72
FE203	3.12	4.99	1.49	1.56	3.37	1.80	1.61	1.31	2.95	2.75	4.09	1.83
FE0	3.83	2.85	1.95	6.45	3.53	2.89	2.90	2.97	3.01	2.91	2.51	2.18
MN304	.13	.14	.11	.11	.11	.11	.14	.20	.12	.11	.12	.09
MGD	6.65	6.86	7.58	9.96	6.50	10.80	10.24	11.07	9.65	8.91	8.49	8.44
CAD	8.77	11.63	13.39	3.16	8.46	13.04	13.38	14.18	10.07	9.69	12.06	11.45
NA20	5.04	2.39	2.17	3.93	5.12	2.31	2.61	2.03	2.98	3.30	2.18	3.09
K20	.78	.02	1.15	1.66	.52	.04	.02	.03	.33	.58	.63	.91
P205	0.00	.06	.02	.08	.02	.02	0.00	.02	.02	.01	.01	.03
H20	2.23	5.18	5.35	4.81	2.23	5.56	4.38	5.61	3.21	3.17	3.38	4.32
C02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
SUM %	100.33	98.52	100.32	100.01	100.52	98.52	100.53	100.29	99.11	100.39	100.23	99.31
S	22.00	111.00	32.00	35.00	53.00	1.00	25.00	0.00	1.00	2.00	1.00	0.00
SC	24.00	15.00	12.00	14.00	25.00	22.00	22.00	23.00	25.00	28.00	27.00	22.00
V	113.00	38.00	41.00	99.00	121.00	91.00	95.00	93.00	140.00	140.00	142.00	113.00
CR	42.00	1383.00	1548.00	273.00	50.00	1449.00	1176.00	1152.00	436.00	444.00	488.00	1756.00
CD	41.00	40.00	27.00	55.00	40.00	48.00	44.00	48.00	43.00	41.00	38.00	42.00
NI	83.00	417.00	253.00	253.00	93.00	421.00	430.00	386.00	205.00	192.00	183.00	313.00
CU	9.00	69.00	13.00	8.00	8.00	44.00	48.00	24.00	107.00	120.00	127.00	59.00
ZN	44.00	23.00	32.00	54.00	47.00	42.00	56.00	119.00	43.00	43.00	46.00	34.00
GA	16.00	8.00	12.00	15.00	15.00	10.00	12.00	12.00	15.00	16.00	19.00	11.00
RB	14.00	3.00	16.00	50.00	12.00	4.00	4.00	4.00	6.00	12.00	10.00	10.00
SR	296.00	4.00	134.00	175.00	460.00	26.00	40.00	26.00	98.00	97.00	166.00	143.00
Y	13.00	1.00	5.00	12.00	13.00	1.00	4.00	3.00	11.00	12.00	13.00	6.00
ZR	19.00	7.00	11.00	43.00	19.00	13.00	13.00	12.00	22.00	19.00	19.00	16.00
NB	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	0.00	2.00	2.00	2.00	3.00	3.00	0.00
BA	214.00	48.00	117.00	601.00	166.00	0.00	0.00	0.00	14.00	34.00	37.00	38.00
NE	3.60	0.00	7.20	0.00	1.50	5.10	2.50	5.10	0.00	0.00	0.00	4.40
OR	4.60	.10	7.00	10.00	3.10	.20	.10	.20	2.00	3.40	3.80	5.50
AB	39.10	22.90	8.00	35.90	43.30	13.00	19.60	10.30	27.30	29.80	19.90	21.10
AN	19.30	42.60	47.40	15.40	20.60	40.30	35.40	39.90	30.40	29.40	41.10	35.30
OL	12.60	14.50	13.20	19.10	13.10	19.00	16.30	18.10	10.70	8.90	17.60	14.90
HY	0.00	2.70	0.00	12.30	0.00	0.00	0.00	0.00	12.10	12.20	.50	0.00
DI	19.30	14.90	16.60	0.00	16.80	21.50	25.40	25.70	16.40	15.10	15.80	17.80
MT	.80	.90	.40	.90	.80	.50	.50	.50	.70	.60	.70	.50
IL	.70	1.30	.20	.90	.80	.30	.20	.30	.50	.40	.40	.40
AP	0.00	.10	0.00	.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.10
CC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.20
C	0.00	0.00	0.00	5.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
YMG10	.66	.64	.82	.71	.66	.85	.82	.83	.77	.76	.73	.81
XMG1	.75	.80	.87	.73	.76	.87	.86	.86	.85	.84	.85	.87

Tabelle 10 (Fortsetzung).

RODINGITE	RS-26/77	RS-48/77	RS-49/78	RS-50/78	RS-52/78	RS-111/80H	RS-113/80	D15/2	RD-138	RD-13C	RD-13	RD-15
SI02	42.00	42.96	41.94	40.23	41.97	42.06	41.60	42.53	37.32	37.61	34.95	36.09
TI02	.15	.49	.34	.48	.19	.15	.09	.21	.06	.06	.09	.09
AL203	15.49	17.43	14.76	18.19	17.48	16.42	16.99	14.71	20.96	21.11	20.97	20.93
FE203	1.13	1.76	1.12	2.23	1.01	1.98	1.66	1.35	.55	.60	3.02	2.59
FeO	2.65	2.86	3.66	4.23	3.73	1.42	1.52	2.54	1.99	2.15	0.00	0.00
MN304	.13	.14	.16	.19	.11	.28	.34	.14	.96	1.08	1.10	.21
MgO	14.22	9.33	11.74	10.78	11.03	9.90	8.93	14.18	11.30	11.09	12.02	9.55
CaO	17.99	20.51	19.09	18.22	18.31	23.35	23.50	18.48	20.58	21.39	21.45	24.88
Na2O	.18	.21	.08	.02	.25	.03	0.00	.15	.02	.02	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.01	.01
P2O5	0.00	.04	.02	.04	.01	.02	.01	.01	0.00	0.00	.02	.02
H2O	5.56	5.06	5.83	6.39	5.78	3.43	4.01	5.32	5.03	4.61	4.95	4.12
SUM %	99.50	100.79	98.74	101.00	99.87	99.04	98.65	99.62	98.77	99.72	98.58	98.49
S	60.00	17.00	45.00	150.00	72.00	28.00	99.00	17.00	17.00	59.00	18.00	19.00
SC	19.00	32.00	36.00	36.00	24.00	18.00	11.00	22.00	0.00	0.00	11.00	15.00
V	48.00	108.00	88.00	112.00	61.00	39.00	29.00	59.00	12.00	11.00	20.00	18.00
CR	1655.00	285.00	686.00	355.00	910.00	1145.00	1154.00	706.00	110.00	80.00	178.00	163.00
CO	43.00	39.00	49.00	62.00	41.00	28.00	31.00	44.00	51.00	40.00	41.00	33.00
NI	407.00	145.00	319.00	278.00	330.00	359.00	315.00	360.00	610.00	542.00	619.00	450.00
CU	72.00	43.00	17.00	138.00	18.00	45.00	48.00	48.00	8.00	8.00	11.00	11.00
ZN	21.00	24.00	28.00	39.00	30.00	20.00	21.00	21.00	50.00	38.00	47.00	21.00
GA	8.00	11.00	7.00	11.00	9.00	9.00	7.00	9.00	5.00	6.00	5.00	6.00
RB	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	4.00	4.00
SR	7.00	38.00	9.00	105.00	7.00	11.00	10.00	10.00	4.00	4.00	8.00	8.00
Y	3.00	15.00	10.00	16.00	5.00	4.00	1.00	7.00	1.00	1.00	0.00	0.00
ZR	8.00	25.00	12.00	20.00	10.00	10.00	7.00	10.00	8.00	7.00	9.00	9.00
NB	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	1.00	1.00
BA	48.00	81.00	70.00	85.00	26.00	44.00	37.00	52.00	18.00	13.00	18.00	12.00
NE	1.00	1.20	.50	.10	1.40	.20	0.00	.80	.10	.10	0.00	0.00
AN	42.90	48.40	42.30	51.90	48.70	46.30	48.60	40.80	59.10	59.10	59.30	59.30
OL	29.80	18.00	23.40	29.50	22.80	24.60	28.80	28.20	27.90	27.50	29.80	23.10
DI	11.70	16.60	19.00	0.00	15.40	0.00	0.00	15.70	0.00	0.00	0.00	0.00
MT	.40	.50	.60	.80	.60	.40	.40	.50	.30	.30	.30	.30
IL	.20	.70	.50	.70	.30	.20	.10	.30	.10	.10	.10	.10
AP	0.00	.10	0.00	.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
WO	13.90	14.50	13.70	15.10	10.80	27.10	26.70	13.70	5.70	5.90	0.00	6.60
CAO	0.00	0.00	0.00	1.80	0.00	1.20	1.40	0.00	6.50	7.00	10.30	10.50
XMG10	.88	.69	.73	.65	.72	.76	.75	.80	.78	.76	.78	.81
XMGMT	.90	.85	.85	.81	.84	.91	.90	.90	.87	.86	.88	.90

Tabelle 10 (Fortsetzung).

	RS-28/77	RS-38/78	RS-39/78	RS-66/79	RS-79/79	RS-80/79	RS-81/79	RS-83/79	RS-86A/79G	RS-86A/79F	RS-87/79	RS-88/79
FERROGABBRO												
SI02	40.96	48.59	42.24	40.76	40.20	45.01	48.86	49.55	50.45	48.18	51.16	50.53
T102	6.98	3.36	5.80	6.41	6.32	5.66	2.27	2.24	3.56	4.12	1.19	2.30
AL203	11.17	15.60	11.54	11.92	10.97	12.89	15.16	12.36	13.85	11.94	17.02	13.00
FE203	7.38	7.42	6.48	9.00	8.41	7.40	8.18	7.00	4.52	5.60	2.46	6.08
FE0	10.72	5.11	10.60	8.83	12.71	8.95	4.65	6.52	7.98	9.32	4.92	7.72
MN304	.26	.15	.29	.27	.31	.25	.20	.15	.12	.12	.11	.14
MGO	6.54	4.67	6.39	4.54	7.22	5.18	5.04	4.96	4.33	5.01	8.29	4.92
CAD	11.18	6.33	9.45	12.79	6.85	5.98	3.99	7.55	8.09	7.97	5.35	7.36
NA20	1.77	4.98	2.30	2.82	2.29	3.92	6.12	4.74	4.82	4.54	5.26	4.82
K20	.14	.19	.09	.49	.02	.27	.13	.06	.11	.03	.23	.03
P205	.01	.05	.03	.01	.04	.05	.28	.27	.45	.60	.13	.29
H20	3.46	2.48	3.49	1.81	4.17	3.28	4.21	3.56	2.69	3.11	4.04	2.60
SUM %	100.57	98.93	98.70	99.65	99.51	98.84	99.09	98.96	100.97	100.54	100.16	99.79
S	119.00	62.00	98.00	88.00	76.00	36.00	57.00	111.00	59.00	55.00	38.00	73.00
SC	56.00	28.00	52.00	56.00	57.00	44.00	36.00	28.00	33.00	47.00	23.00	32.00
V	868.00	386.00	750.00	806.00	751.00	573.00	339.00	182.00	353.00	597.00	162.00	244.00
CR	8.00	38.00	5.00	5.00	4.00	44.00	84.00	232.00	15.00	28.00	866.00	49.00
CO	78.00	47.00	68.00	84.00	122.00	85.00	53.00	44.00	60.00	74.00	44.00	53.00
NI	176.00	76.00	108.00	58.00	58.00	56.00	104.00	115.00	28.00	32.00	152.00	37.00
CU	30.00	25.00	50.00	8.00	8.00	8.00	758.00	29.00	8.00	8.00	8.00	8.00
ZN	154.00	105.00	131.00	116.00	109.00	106.00	126.00	69.00	24.00	22.00	41.00	46.00
GA	18.00	19.00	16.00	16.00	17.00	18.00	17.00	16.00	21.00	20.00	16.00	16.00
RB	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	9.00	3.00	3.00	3.00	3.00	7.00	3.00
SR	198.00	165.00	159.00	178.00	229.00	192.00	81.00	380.00	534.00	498.00	463.00	451.00
Y	29.00	25.00	30.00	24.00	33.00	39.00	60.00	29.00	82.00	74.00	32.00	60.00
ZR	73.00	46.00	65.00	49.00	68.00	86.00	182.00	93.00	161.00	66.00	78.00	127.00
NB	6.00	2.00	4.00	4.00	5.00	7.00	7.00	4.00	12.00	8.00	4.00	5.00
BA	494.00	232.00	435.00	140.00	427.00	365.00	254.00	158.00	306.00	357.00	195.00	210.00
OU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	0.00	0.00	10.60	0.00	0.00	2.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OR	.90	1.20	.60	3.10	.10	1.70	.80	.40	.70	.20	1.40	.20
AB	17.30	46.80	22.70	9.40	22.70	38.10	53.50	45.20	44.70	42.80	47.70	45.10
AN	24.00	20.60	22.90	19.80	21.70	18.20	14.20	13.00	16.30	12.70	22.40	14.30
OL	11.00	14.50	9.60	6.70	16.50	10.60	19.80	10.50	5.40	9.70	20.40	9.10
HY	5.10	.90	10.60	0.00	14.00	9.90	0.00	5.50	7.70	5.70	2.50	8.20
DI	28.90	9.60	22.60	38.60	12.50	10.90	3.70	19.90	17.60	19.80	2.90	17.40
MT	2.20	1.40	2.10	2.10	2.60	1.40	1.50	1.60	1.40	1.80	.80	1.60
IL	10.60	4.90	8.90	9.60	9.70	8.50	3.30	3.30	5.10	6.80	1.70	3.30
AP	0.00	.10	.10	0.00	.10	.10	.60	.60	1.00	1.30	.30	.60
XHG10	.42	.44	.43	.34	.41	.39	.45	.43	.41	.41	.69	.42
XMGMT	.52	.61	.51	.47	.50	.50	.65	.57	.49	.49	.75	.53

Tabelle 10 (Fortsetzung).

FERROGABBRO									
	RS-90/79	RS-103/79	RS-109/79	RS-176/81	RS-177/81	RS-179/81	RS-180/81	REDLSCHLAG	
ST02	50.21	41.66	44.23	45.13	52.55	42.59	44.41	44.45	
TI02	2.38	4.17	3.05	4.52	1.20	7.45	1.39	5.09	
AL203	13.24	11.66	12.57	11.06	13.59	14.15	15.07	11.66	
FE203	4.39	9.52	7.08	8.24	3.20	11.49	3.69	9.06	
FED	8.51	9.94	10.04	9.27	6.58	6.34	6.97	8.65	
MN304	.21	.20	.21	.24	.19	.23	.18	.18	
MGO	6.05	7.07	5.98	5.76	5.64	4.20	6.68	5.15	
CAD	6.98	8.97	10.42	9.19	6.61	4.32	7.15	8.68	
NA20	4.41	3.20	2.52	1.95	5.75	4.39	4.28	2.68	
K2O	.08	.87	.02	.01	.11	0.00	.04	.02	
P2O5	.31	.01	.04	.07	.07	.28	.06	.36	
H2O	3.13	3.02	3.03	3.69	5.83	3.45	9.34	2.88	
SUM Z	99.90	100.29	99.19	99.13	101.32	98.89	99.26	98.86	
S	55.00	2694.00	37.00	47.00	11.00	26.00	31.00	39.00	
SC	34.00	45.00	41.00	48.00	35.00	42.00	38.00	43.00	
V	319.00	841.00	499.00	467.00	300.00	596.00	273.00	498.00	
CR	60.00	32.00	27.00	5.00	30.00	3.00	36.00	28.00	
CO	56.00	80.00	62.00	75.00	56.00	60.00	68.00	81.00	
NI	73.00	305.00	86.00	41.00	50.00	66.00	80.00	22.00	
CU	8.00	215.00	19.00	1.00	11.00	39.00	3.00	8.00	
ZN	73.00	99.00	90.00	78.00	71.00	179.00	89.00	24.00	
GA	16.00	17.00	19.00	21.00	17.00	24.00	19.00	19.00	
RB	3.00	48.00	3.00	4.00	8.00	4.00	4.00	3.00	
SR	74.00	369.00	366.00	586.00	385.00	315.00	293.00	831.00	
Y	69.00	14.00	25.00	35.00	36.00	45.00	29.00	89.00	
ZR	201.00	20.00	83.00	62.00	129.00	146.00	53.00	150.00	
NB	7.00	3.00	2.00	3.00	4.00	14.00	2.00	19.00	
RA	262.00	435.00	262.00	169.00	90.00	199.00	80.00	332.00	
OU	0.00	0.00	0.00	2.20	0.00	0.00	0.00	0.00	
NE	0.00	9.80	0.00	0.00	.20	0.00	3.90	0.00	
DR	.50	5.50	.10	.10	.70	0.00	.30	.10	
AR	41.30	14.20	24.40	19.30	53.00	43.10	35.90	26.30	
AN	16.80	15.80	24.70	23.60	11.30	20.70	24.00	21.60	
OL	7.30	21.20	15.00	0.00	14.00	12.00	20.70	.60	
HY	14.80	0.00	4.50	24.70	0.00	9.40	0.00	22.30	
DI	13.80	25.10	24.60	21.00	17.70	.60	11.70	18.40	
MT	1.50	2.30	2.10	2.10	1.10	2.10	1.30	2.10	
IL	3.50	6.20	4.60	6.90	1.70	11.40	2.10	7.80	
AP	.70	0.00	.10	.20	.20	.60	.10	.80	
XMG10	.49	.43	.42	.40	.54	.33	.56	.38	
XMGMT	.55	.55	.51	.52	.60	.53	.63	.51	

Tabelle 10 (Fortsetzung).

BLAUSCHIEFER										
	WAP-212	RS-17/77	RS-21/77	RS-210/82D	RS-210/82H	RS-211/82	RS-214/82	RS-263/77	RS-224/82	
SI02	56.83	59.25	54.91	54.28	60.76	56.48	58.44	57.19	48.25	
TI02	1.80	1.27	2.12	2.56	.85	1.64	1.24	1.68	2.48	
AL203	12.31	12.48	10.02	8.02	14.87	11.17	13.02	11.64	11.69	
FE02	7.75	6.97	8.18	6.97	5.02	10.96	7.64	7.64	19.92	
FE0	5.84	5.32	7.99	9.42	3.52	5.84	5.82	6.62	1.01	
MN304	.18	.13	.17	.23	.08	.19	.18	.16	.08	
MGO	2.69	2.06	3.34	3.68	1.39	2.45	1.98	2.20	3.41	
CAD	3.03	2.19	3.68	4.39	1.45	3.39	2.96	2.82	3.21	
NA20	7.80	8.47	7.18	6.54	9.67	7.34	8.37	8.19	5.79	
K20	.01	.03	.07	.03	.07	.05	.03	.02	.32	
P205	.85	.56	1.16	1.00	.29	.51	.40	.78	1.21	
H20	1.48	.90	1.54	1.51	.97	.86	.95	1.00	1.66	
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.06	0.00	0.00	0.00	
SUM %	100.57	99.63	100.36	101.43	98.94	100.94	100.18	99.94	99.03	
S	41.00	55.00	89.00	53.00	3.00	11.00	0.00	48.00	47.00	
SC	25.00	19.00	32.00	35.00	11.00	28.00	20.00	24.00	29.00	
V	218.00	158.00	265.00	146.00	50.00	120.00	55.00	254.00	143.00	
CR	0.00	2.00	11.00	15.00	15.00	7.00	0.00	0.00	0.00	
CO	11.00	14.00	26.00	47.00	19.00	10.00	18.00	14.00	10.00	
NI	65.00	78.00	84.00	92.00	94.00	186.00	100.00	67.00	205.00	
CU	8.00	8.00	31.00	1.00	17.00	10.00	5.00	8.00	63.00	
ZN	224.00	159.00	171.00	310.00	121.00	198.00	249.00	194.00	242.00	
GA	24.00	30.00	23.00	23.00	35.00	40.00	40.00	27.00	39.00	
RB	3.00	3.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.00	12.00	
SR	37.00	38.00	41.00	23.00	37.00	42.00	62.00	35.00	26.00	
Y	293.00	241.00	230.00	257.00	220.00	377.00	262.00	242.00	315.00	
ZR	1254.00	877.00	598.00	645.00	1169.00	1405.00	861.00	675.00	924.00	
NB	12.00	13.00	11.00	11.00	14.00	21.00	15.00	11.00	18.00	
BA	203.00	155.00	236.00	150.00	43.00	87.00	54.00	188.00	122.00	
NE	0.00	0.00	0.00	0.00	.10	0.00	0.00	0.00	0.00	
OR	.10	.20	.40	.20	.40	.30	.20	.10	2.00	
AB	68.00	68.50	55.70	44.90	80.20	61.70	71.20	64.30	55.70	
AN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.30	
OL	6.20	3.60	7.90	6.40	9.30	8.70	8.80	8.70	18.70	
HY	10.80	13.50	14.70	20.20	0.00	12.50	4.10	8.90	7.10	
DI	7.70	5.80	8.80	12.60	4.20	10.70	9.70	7.20	2.60	
AC	2.40	6.50	8.40	12.50	4.80	4.30	3.40	8.20	0.00	
MT	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.10	
IL	2.50	1.80	3.00	3.70	1.20	2.30	1.70	2.40	3.70	
AP	1.80	1.20	2.50	2.20	.60	1.10	.80	1.70	2.70	
CC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.20	0.00	0.00	0.00	
XMG10	.29	.26	.30	.28	.25	.23	.24	.24	.26	
XMGMT	.44	.40	.42	.41	.41	.42	.37	.37	.86	

Tabelle 10 (Fortsetzung).

	RS-13/77	RS-14/77	RS-18/77	RS-33/78	RS-44/78	RS-45/78	RS-47/78	RS-58/78	RS-73/78GR	RS-73/78FE	RS-74/78	RS-77/79
GRUENSCHIEFER												
SI02	44.26	49.31	35.30	47.40	50.59	49.01	49.65	49.34	51.77	48.16	42.48	50.66
TI02	1.53	1.87	4.70	1.59	1.42	.70	2.45	2.83	1.12	1.21	1.55	1.75
AL203	16.39	15.66	13.70	15.06	15.62	21.34	14.99	16.38	15.88	16.56	13.25	17.58
FE203	6.23	3.81	10.38	5.22	2.87	2.61	8.15	9.69	3.80	3.04	3.80	3.96
FEO	3.91	6.79	13.43	4.49	6.05	3.26	4.84	3.16	5.82	5.64	6.21	5.46
MN304	.17	.17	.35	.16	.16	.10	.22	.15	.13	.15	.26	.17
MGO	3.64	7.55	6.04	4.81	7.61	5.15	5.03	1.45	7.77	8.30	4.45	6.00
CAO	10.12	7.21	7.32	11.32	11.91	10.89	4.58	11.60	10.10	13.97	13.17	7.31
NA20	5.55	2.86	1.91	4.13	2.78	3.70	6.24	4.01	3.49	1.68	3.87	5.08
K20	0.00	.02	.37	.41	0.00	.06	.14	.01	.02	0.00	.74	.02
P205	.25	.26	0.00	.16	.13	.07	.27	.78	.11	.10	.16	.16
H20	3.04	3.94	5.19	3.11	2.07	2.03	3.21	1.19	1.91	1.28	2.64	3.13
CO2	3.55	0.00	0.00	1.83	0.00	0.00	0.00	0.00	.28	.71	7.65	0.00
SUM x	98.64	99.45	98.69	99.69	101.21	98.92	99.77	100.59	100.62	100.79	100.23	101.28
S	17.00	32.00	68.00	28.00	201.00	30.00	38.00	17.00	43.00	68.00	126.00	242.00
SC	23.00	21.00	53.00	32.00	31.00	12.00	23.00	26.00	26.00	28.00	27.00	26.00
V	238.00	287.00	388.00	254.00	204.00	98.00	141.00	300.00	160.00	180.00	230.00	270.00
CR	192.00	220.00	15.00	217.00	354.00	196.00	277.00	18.00	202.00	286.00	162.00	222.00
CD	30.00	54.00	77.00	49.00	51.00	42.00	41.00	27.00	54.00	56.00	44.00	51.00
NI	86.00	107.00	270.00	100.00	88.00	81.00	136.00	60.00	94.00	113.00	115.00	105.00
CU	8.00	56.00	8.00	63.00	87.00	23.00	8.00	8.00	19.00	12.00	51.00	52.00
ZN	109.00	101.00	348.00	87.00	50.00	42.00	54.00	53.00	35.00	38.00	96.00	98.00
GA	15.00	13.00	12.00	13.00	15.00	12.00	13.00	41.00	13.00	16.00	14.00	16.00
RB	3.00	3.00	5.00	8.00	3.00	3.00	3.00	4.00	3.00	3.00	20.00	3.00
SR	475.00	53.00	243.00	131.00	166.00	181.00	200.00	648.00	131.00	196.00	150.00	119.00
Y	44.00	42.00	256.00	39.00	35.00	18.00	22.00	223.00	27.00	30.00	42.00	42.00
ZP	111.00	143.00	743.00	108.00	103.00	60.00	65.00	1201.00	73.00	91.00	114.00	117.00
NB	2.00	3.00	0.00	2.00	3.00	3.00	3.00	33.00	2.00	3.00	4.00	3.00
BA	162.00	214.00	376.00	188.00	144.00	85.00	103.00	233.00	125.00	136.00	258.00	203.00
QU	0.00	1.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.30	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	6.00	0.00	4.70	1.30	0.00	.30	3.70	0.00	0.00	0.00	0.00	.20
OR	0.00	.10	2.50	2.50	0.00	.40	.90	.10	.10	0.00	4.40	.10
AB	41.20	27.00	11.60	36.10	25.20	33.40	51.80	37.40	31.40	15.20	35.00	45.50
AN	20.40	31.40	31.40	22.00	30.40	42.20	12.90	27.70	27.70	37.90	16.70	25.30
OL	14.00	0.00	31.80	11.20	3.40	12.20	18.20	0.00	3.50	3.20	7.10	16.80
HY	0.00	31.80	0.00	0.00	15.10	0.00	0.00	5.90	17.80	17.80	13.90	0.00
DI	5.20	3.60	7.81	18.30	22.70	9.90	7.00	21.40	16.10	21.30	0.00	8.20
HT	1.10	1.20	2.70	1.10	1.00	.70	1.50	1.40	.90	1.00	1.10	1.10
IL	2.20	2.70	7.43	2.30	2.00	1.00	3.50	4.10	1.60	1.70	2.20	2.50
AP	.50	.60	0.00	.30	.30	.10	.60	1.70	.20	.20	.30	.30
CC	9.20	0.00	0.00	4.80	0.00	0.00	0.00	0.00	.70	1.80	19.20	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XMG10	.43	.59	.34	.50	.63	.64	.45	.19	.66	.66	.47	.56
XMGMT	.61	.66	.44	.65	.69	.73	.64	.44	.70	.72	.55	.66

Tabelle 10 (Fortsetzung)

	RS-96/79	RS-97/79	RS-116/80	RS-137/80	RS-138/80	RS-153/80	RS-164/80	RS-165/80	RS-166/80	RS-167/80H	RS-167/80D	RS-167/81
GRUENSCHIEFER												
SI02	49.66	45.47	42.06	50.18	48.70	57.26	46.73	48.70	49.48	36.24	47.20	48.56
TI02	1.40	4.78	1.07	.82	.72	1.31	.86	.58	.61	.09	1.93	1.87
AL203	14.70	12.08	14.30	19.61	16.62	15.12	16.12	15.69	16.17	19.18	14.35	14.70
FE203	3.92	7.31	4.82	6.02	4.09	6.19	2.47	2.30	2.35	1.93	3.47	3.14
FEO	5.10	8.06	6.95	2.45	2.22	2.18	5.36	4.14	3.74	6.35	6.77	6.71
MN304	.17	.20	.18	.14	.09	.15	.13	.13	.12	.11	.17	.15
MGO	7.49	5.80	14.36	3.52	3.16	2.42	10.50	10.59	10.06	.59	6.96	7.89
CAO	8.78	10.06	9.41	8.70	13.48	9.26	11.18	11.12	11.69	25.13	10.15	7.86
NA2O	3.66	2.62	2.41	4.71	5.10	3.02	1.17	1.06	2.76	1.14	3.75	3.45
K2O	.44	.06	.34	.84	.03	.13	.74	1.90	2.24	.12	.10	.34
P2O5	.14	.10	.01	.08	.06	.14	.06	.05	.04	.03	.14	.21
H2O	3.11	2.97	3.49	2.25	2.57	1.78	3.27	2.63	2.33	.24	4.70	3.63
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	3.37	0.00	0.00	0.00	0.00	7.90	0.00	0.00
SUM %	98.57	99.51	99.40	99.32	100.21	98.96	98.59	98.89	99.59	99.05	99.69	98.51
S	36.00	55.00	178.00	0.00	19.00	1.00	60.00	2.00	8.00	19.00	70.00	18.00
SC	25.00	47.00	31.00	25.00	23.00	24.00	24.00	27.00	22.00	30.00	33.00	30.00
V	184.00	595.00	161.00	255.00	167.00	219.00	190.00	174.00	149.00	347.00	338.00	279.00
CR	301.00	47.00	979.00	705.00	515.00	229.00	470.00	981.00	980.00	24.00	315.00	260.00
CO	47.00	73.00	84.00	52.00	30.00	37.00	48.00	46.00	44.00	10.00	59.00	55.00
NI	129.00	46.00	1230.00	147.00	96.00	90.00	187.00	208.00	236.00	15.00	126.00	107.00
CU	38.00	8.00	43.00	39.00	84.00	42.00	22.00	19.00	28.00	1.00	99.00	16.00
ZN	69.00	62.00	79.00	87.00	48.00	81.00	45.00	46.00	45.00	15.00	76.00	64.00
GA	13.00	17.00	7.00	19.00	15.00	18.00	18.00	16.00	17.00	34.00	18.00	17.00
RB	8.00	3.00	3.00	14.00	4.00	4.00	11.00	36.00	44.00	8.00	4.00	5.00
SP	107.00	263.00	107.00	141.00	292.00	458.00	143.00	126.00	125.00	893.00	258.00	196.00
Y	33.00	43.00	11.00	18.00	25.00	41.00	21.00	16.00	18.00	4.00	35.00	38.00
ZR	94.00	155.00	31.00	49.00	41.00	102.00	49.00	38.00	66.00	11.00	116.00	136.00
NB	4.00	8.00	3.00	2.00	2.00	6.00	3.00	3.00	4.00	1.00	4.00	7.00
BA	38.00	361.00	169.00	55.00	28.00	70.00	86.00	115.00	138.00	39.00	79.00	94.00
OU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	0.00	8.00	3.80	3.30	0.00	0.00	0.00	0.00	4.70	2.10	0.00
DR	2.70	.40	2.00	5.10	.20	.80	4.60	11.50	13.50	.70	.60	2.10
AB	34.20	25.30	8.60	37.10	40.50	28.60	10.90	9.80	7.00	2.40	31.90	32.50
AN	23.30	22.60	27.70	30.60	22.50	28.80	38.10	33.30	34.80	47.40	23.20	24.80
DL	10.80	2.40	34.80	10.80	4.90	0.00	9.20	9.90	6.10	.90	14.80	9.60
HY	8.70	15.80	0.00	0.00	0.00	8.70	19.50	15.40	17.80	0.00	0.00	14.90
DI	16.90	24.30	15.80	10.40	18.30	15.00	15.40	18.40	19.30	22.40	23.00	11.80
MT	1.00	1.80	1.30	.90	.70	.90	.90	.70	.70	1.00	1.20	1.20
IL	2.00	7.20	1.50	1.20	1.00	1.90	1.20	.80	.90	.10	2.80	2.70
AP	.30	.20	0.00	.20	.10	.30	.10	.10	.10	.10	.30	.50
CC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.20	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	8.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XMG10	.63	.44	.71	.47	.51	.38	.73	.77	.77	.12	.58	.62
XMGMT	.72	.56	.78	.71	.71	.65	.77	.82	.82	.14	.64	.67

Tabelle 10 (Fortsetzung).

GRUENSCHIEFER											
	RS-168/81	RS-170/81	RS-171/81	RS-172/81	RS-187/81	RS-221/82	RS-222/82	RS-227/82	RS-231/83		
SI02	49.18	43.17	53.56	42.21	48.52	49.37	40.67	43.37	49.39		
TI02	2.61	6.16	6.36	6.36	1.62	1.23	.70	2.38	1.23		
AL203	13.54	12.52	13.79	12.23	16.87	12.92	16.29	15.13	16.36		
FE203	5.37	7.59	3.46	9.52	1.54	.78	3.14	5.82	2.25		
FED	6.50	9.23	6.11	8.89	7.94	7.23	4.30	6.04	5.90		
MN304	.16	.27	.14	.25	.15	.17	.13	.20	.15		
MGO	5.88	5.94	6.58	5.64	7.23	8.73	10.41	8.54	8.04		
CAO	11.00	6.32	7.39	6.21	4.54	6.87	9.87	12.75	10.59		
NA20	1.11	3.87	4.85	3.57	4.94	2.21	2.30	1.67	3.31		
K20	.06	.10	.06	.11	.02	.01	1.04	.04	.06		
P205	.34	.09	.04	.08	.14	.13	.06	.21	.11		
H20	3.05	3.46	2.31	4.38	4.54	7.19	5.96	3.44	2.65		
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	1.47	2.80	4.96	0.00	0.00		
SUM %	98.80	98.72	99.49	99.45	99.52	99.64	99.83	99.59	100.04		
S	205.00	45.00	11.00	48.00	43.00	117.00	19.00	90.00	1224.00		
SC	34.00	46.00	29.00	49.00	29.00	28.00	22.00	35.00	25.00		
V	387.00	870.00	224.00	914.00	289.00	262.00	180.00	366.00	192.00		
CR	58.00	1.00	315.00	3.00	337.00	260.00	503.00	333.00	332.00		
CD	55.00	74.00	58.00	71.00	57.00	47.00	59.00	64.00	53.00		
NI	49.00	51.00	115.00	55.00	135.00	98.00	246.00	154.00	114.00		
CU	8.00	22.00	1.00	19.00	84.00	53.00	299.00	12.00	58.00		
ZN	73.00	147.00	57.00	153.00	97.00	80.00	79.00	120.00	65.00		
GA	20.00	20.00	16.00	22.00	18.00	15.00	14.00	19.00	18.00		
RB	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	29.00	4.00	8.00		
SR	378.00	89.00	133.00	88.00	80.00	128.00	243.00	281.00	184.00		
Y	57.00	27.00	27.00	23.00	40.00	29.00	18.00	56.00	29.00		
ZP	208.00	77.00	75.00	89.00	112.00	96.00	35.00	190.00	102.00		
NB	12.00	5.00	3.00	5.00	3.00	4.00	2.00	9.00	6.00		
BA	129.00	233.00	33.00	225.00	65.00	56.00	80.00	126.00	56.00		
QU	9.40	0.00	0.00	0.00	0.00	7.80	0.00	0.00	0.00		
NE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.30	0.00	0.00		
OR	.40	.60	.40	.70	.10	.10	6.50	.20	.40		
AB	10.80	37.70	44.40	35.20	46.50	21.70	21.30	15.80	30.20		
AN	34.40	17.90	16.00	18.70	22.70	27.70	32.80	35.50	30.10		
OL	0.00	17.40	4.80	16.50	17.30	0.00	29.60	18.30	12.70		
HY	21.20	2.40	14.50	5.10	8.60	36.20	0.00	1.00	5.70		
DI	17.80	12.40	16.90	11.60	0.00	0.00	.10	23.80	18.10		
MT	1.40	2.00	1.10	2.20	1.10	1.00	.90	1.40	.90		
IL	3.90	9.30	1.70	9.70	2.40	1.90	1.00	3.50	1.70		
AP	.80	.20	.10	.20	.30	.30	.10	.50	.20		
CC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.50	7.40	0.00	0.00		
C	0.00	0.00	0.00	0.00	.90	0.00	0.00	0.00	0.00		
XMG10	.50	.42	.58	.39	.60	.68	.74	.60	.66		
XMGMT	.61	.53	.65	.52	.61	.68	.81	.71	.70		

Tabelle 10 (Fortsetzung).

	RS-2/77	RS-4/77	RS-6/77	RS-10/77	RS-92/79	RS-93/79	RS-100/79	RS-136/80	RS-188/81	RS-225/82	RS-225-HCL	WAP-210
OPHIKARBONATGESTEINE												
SI02	18.50	15.76	10.29	8.06	5.37	17.39	5.04	8.89	13.63	15.86	44.21	21.88
TI02	.65	0.00	0.00	.04	0.00	.03	.08	.03	.02	.04	.09	.02
AL203	9.57	1.57	.97	2.03	.74	1.86	2.71	1.22	1.41	1.96	4.01	2.14
FE203	2.03	4.84	4.05	5.63	7.78	4.52	8.35	4.16	2.89	7.69	23.65	6.16
FEO	1.87	3.81	1.17	2.21	.91	2.10	2.02	1.01	2.27	.63	1.89	6.38
MN304	.17	.07	.10	.08	.11	.06	.09	.06	.06	.11	.24	.09
MGO	1.68	1.45	.92	1.43	2.19	14.34	4.84	1.36	1.31	3.17	9.31	2.20
CAO	36.40	39.34	46.02	44.80	45.90	29.94	42.38	46.43	42.05	41.68	8.99	32.49
NA2O	.76	1.44	.92	.55	0.00	0.00	0.00	1.07	.94	1.55	4.91	2.23
K2O	.70	.23	.84	.01	0.00	0.00	0.00	0.00	.16	.05	.16	.35
P2O5	.14	.04	.05	.05	.08	.06	.06	.04	.02	.26	.02	.09
H2O	1.97	.74	.67	.43	1.90	3.12	2.27	.40	.14	0.00	1.78	1.45
CO2	24.79	30.50	34.98	35.62	34.25	25.66	31.43	35.24	34.30	26.52	0.00	24.51
CR203	.01	.34	.24	.22	.30	.38	.42	.22	.24	.37	1.18	.47
NiO	0.00	.07	.10	.06	.05	.13	.11	.05	.07	.08	.24	.11
SUM %	99.24	100.20	101.32	101.22	99.58	99.59	99.80	100.18	99.51	99.97	100.68	100.57
S	18.00	33.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	39.00	35.00	25.00	48.00	459.00
SC	19.00	28.00	22.00	24.00	27.00	12.00	26.00	49.00	45.00	49.00	40.00	27.00
V	53.00	33.00	21.00	25.00	29.00	17.00	28.00	58.00	70.00	91.00	352.00	48.00
CR	12.00	2808.00	2049.00	2010.00	2339.00	2770.00	3851.00	1593.00	2057.00	2706.00	9336.00	3985.00
CD	40.00	46.00	75.00	54.00	52.00	60.00	108.00	40.00	71.00	84.00	295.00	69.00
NI	57.00	587.00	791.00	540.00	460.00	928.00	853.00	357.00	511.00	632.00	2185.00	867.00
CU	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	1.00	37.00	1.00	1.00	8.00
ZN	48.00	57.00	31.00	56.00	29.00	79.00	195.00	60.00	61.00	91.00	260.00	89.00
GA	11.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.00	4.00	4.00	4.00	5.00
RB	28.00	5.00	6.00	3.00	3.00	3.00	3.00	4.00	7.00	4.00	4.00	6.00
SR	747.00	167.00	212.00	158.00	193.00	125.00	319.00	96.00	269.00	150.00	12.00	126.00
Y	27.00	3.00	1.00	8.00	3.00	1.00	17.00	3.00	2.00	12.00	1.00	1.00
ZR	109.00	8.00	6.00	9.00	7.00	7.00	28.00	11.00	11.00	11.00	11.00	14.00
NB	12.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.00	0.00	3.00	0.00	3.00
PA	185.00	129.00	111.00	66.00	74.00	52.00	70.00	32.00	62.00	62.00	136.00	162.00
CC	60.80	73.30	81.70	83.50	83.30	61.80	76.70	82.70	81.20	63.80	0.00	60.40
XMG10	.46	.26	.27	.28	.35	.82	.50	.36	.34	.45	.44	.27
XMGMT	.56	.40	.56	.53	.81	.92	.80	.69	.50	.89	.89	.38

Tabelle 10 (Fortsetzung).

OPHIKARBONATGESTEINE		KALKLIMMERSCHIEFER UND PHYLLITE									
	WAP-211	RS-99/79	RS-163/80	RS-174/81	RS-220/82	RS-226/82	RS-229/82	RS-230/82	RS-223/82		
SiO2	14.48	8.28	1.87	7.43	7.86	14.99	12.46	11.28	58.73		
TiO2	0.00	.11	.12	.09	.03	.19	.13	.15	.75		
Al2O3	1.31	2.51	1.63	2.46	2.05	4.60	3.52	3.09	18.61		
Fe2O3	2.80	.02	0.00	0.00	.28	1.09	.97	.41	3.35		
FEO	3.26	1.08	.89	1.56	.91	.89	.74	.70	3.87		
Mn3O4	.14	.02	.03	.03	.03	.06	.04	.03	.14		
MgO	1.62	1.46	1.95	1.89	1.19	1.64	1.32	1.22	2.75		
CaO	41.30	45.80	52.32	46.70	48.00	44.11	44.10	45.31	1.31		
Na2O	1.18	.16	0.00	0.00	0.00	.16	.35	.52	0.00		
K2O	.23	.45	.04	.41	.41	1.08	.74	.73	6.69		
P2O5	.07	.06	.07	.05	.05	.06	.06	.06	.12		
H2O	.82	.50	.12	3.78	3.62	1.13	1.27	.73	4.08		
CO2	32.30	38.25	40.58	35.86	35.96	30.18	33.05	35.00	0.00		
CR2O3	.31										
NiO	.09										
SUM %	99.91	98.70	99.62	100.26	100.39	100.18	98.75	99.23	100.40		
S	424.00	858.00	115.00	1463.00	406.00	377.00	325.00	1855.00	20.00		
SC	25.00	14.00	48.00	42.00	45.00	39.00	36.00	40.00	18.00		
V	27.00	19.00	25.00	31.00	25.00	39.00	50.00	34.00	212.00		
CR	2671.00	4.00	4.00	4.00	0.00	21.00	30.00	11.00	172.00		
CD	82.00	0.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	58.00		
NI	674.00	7.00	18.00	17.00	14.00	26.00	27.00	19.00	138.00		
CU	86.00	8.00	1.00	1.00	1.00	17.00	1.00	1.00	37.00		
ZN	65.00	15.00	30.00	26.00	23.00	42.00	36.00	25.00	161.00		
GA	5.00	5.00	4.00	4.00	4.00	8.00	5.00	4.00	30.00		
RB	3.00	29.00	6.00	26.00	24.00	40.00	45.00	33.00	273.00		
SR	210.00	567.00	851.00	727.00	627.00	462.00	710.00	804.00	19.00		
Y	1.00	10.00	11.00	8.00	11.00	24.00	13.00	10.00	32.00		
ZP	7.00	23.00	19.00	18.00	15.00	40.00	37.00	27.00	153.00		
ZR	3.00	3.00	5.00	5.00	5.00	12.00	8.00	5.00	19.00		
NB	3.00	85.00	34.00	69.00	52.00	104.00	114.00	93.00	823.00		
BA	88.00										
CC	77.10	90.10	93.20	85.80	86.00	71.80	80.90	83.30	0.00		
XMG10	.35	.72	.81	.70	.66	.63	.61	.69	.44		
XMGMT	.46	.70	.79	.68	.69	.76	.75	.75	.56		

Tabelle 10 (Fortsetzung).

NICHT OPHIOLITISCHE GRUENSCHIEFER			
	RS-159/80	RS-160/80	RS-161/80
SiO ₂	38.85	41.22	36.08
TiO ₂	4.61	4.00	4.08
Al ₂ O ₃	13.11	14.50	11.04
Fe ₂ O ₃	14.95	1.55	12.84
FeO	0.00	9.10	0.00
Mn ₃ O ₄	.23	.22	.32
MgO	7.39	4.98	6.35
CaO	8.10	9.65	13.83
Na ₂ O	1.74	3.97	1.35
K ₂ O	.02	0.00	.01
P ₂ O ₅	1.40	.91	1.20
H ₂ O	4.42	4.01	4.03
CO ₂	4.89	5.32	9.29
SUM %	99.71	99.43	100.42
S	318.00	204.00	384.00
SC	28.00	22.00	31.00
V	440.00	372.00	386.00
CR	3.00	1.00	2.00
CO	68.00	61.00	62.00
NI	69.00	28.00	59.00
CU	96.00	149.00	99.00
ZN	179.00	139.00	149.00
GA	19.00	20.00	15.00
RB	0.00	4.00	0.00
SR	523.00	805.00	805.00
Y	38.00	44.00	34.00
ZR	393.00	431.00	339.00
NB	123.00	184.00	114.00
BA	328.00	147.00	301.00
OU	11.30	0.00	12.10
OR	.10	0.00	.10
AB	16.80	38.20	12.70
AN	.10	23.30	2.10
OL	0.00	10.00	0.00
HY	33.40	10.40	28.00
DI	2.40	.20	2.00
MT	1.70	1.30	1.40
IL	6.90	6.00	6.00
AP	3.20	2.00	2.60
CC	13.30	6.50	24.70
C	12.00	0.00	9.30
X _{Mg10}	.52	.48	.52
X _{MgT}	0.00	.49	0.00

Chloritschiefer sehr ähnlicher Zusammensetzung (Tab. 10, Ro-12, RS-111/80D) als Blackwallbildung um die Rodingitgänge (KOLLER & RICHTER, 1980). Fe-reiche Chloritschiefer mit 20–30 Gew.-% FeO und Fe₂O₃ (Tab. 10) führen meist idiomorphe Magnetitoktaeder und seltener Pyrit. Xenomorpher Titanit ist ein häufiger Nebengemengteil. Diese Chloritschiefer findet man als isolierte Gänge und Linsen innerhalb der Serpentinite sowie am Rand zu den Ferrogabbros oder zu den Blauschiefern. Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen (Tab. 10) zeigen, daß die Fe-armen Chloritschiefer äquivalente Gehalte an immobilen Spurenelementen wie die normalen, hellen Gabbros aufweisen, die Magnetit-reichen Chloritschiefer (RS-25/77, RS-42/78) wie die Ferrogabbros. Die an die Blauschiefer grenzenden Magnetit-Chloritschiefer (RS-215–217/82) besitzen ähnlich hohe Gehalte an P, Zr, Y und den SEE, wie die Blauschiefer selbst.

Es ist damit leicht ableitbar, daß die Chloritschiefer metasomatisch veränderte Gabbrovarietäten am Rand und innerhalb der Ultramafite darstellen. Allein aus

dem Gehalt weitgehend mobiler Elemente kann auf den ursprünglichen Gesteinschemismus geschlossen werden. Si, Na und Ca wurden abtransportiert, Mg und H₂O zugeführt.

7.3. Gabbrosequenz und deren Differentiate

Bevorzugt im Rechnitzer Fenster (Abb. 1) sind um die Serpentinite gabbroide Körper aufgeschlossen. Vereinzelt findet man am westlichen Rand dieses Fensters die Gabbros isoliert als tektonische Scherlinge. Im Fenster von Rechnitz sind sie seltener, dafür findet man auch noch kleinere Körper von sauren Differentiaten. Generell kann man die Gabbrosequenzen der Rechnitzer Serie in drei Gruppen untergliedern: Normale Gabbro, Ferrogabbro und späte Differentiate (Fe-Diorite, Plagiogranite).

Die normalen Gabbros mit dem rekonstruierbaren Mineralbestand reliktsch erhaltener Klinopyroxen, sowie Formrelikte bildender Plagioklas und Olivin, sind TiO₂- und Fe-arm (Tab. 10) und besitzen im Durchschnitt 0,4 Gew.-% TiO₂ und 5,7 Gew.-% FeO und Fe₂O₃. SiO₂- und Al₂O₃-Gehalte verhalten sich verkehrt proportional, wobei die SiO₂ ärmeren Gabbros olivinreichere Varietäten darstellen. Für diese läßt sich eine Kristallfraktionierung durch höhere Gehalte an Mg, Cr und Ni bei geringeren Y, Zr, Ba, V und Ga ableiten, eine Korrelation mit troktoolithischen Gabbrovarietäten ist wahrscheinlich (COLEMAN, 1977; HEKINIAN, 1982). Aufgrund der metamorphen Überprägung und der metasomatischen Veränderungen, insbesondere während der ozeanischen Metamorphose, ist ein primäres "layering" nur selten zu beobachten. Lagenweise Grob- (RS-144/80G) und Feinkornbereiche (RS-144/80F) weisen aber deutliche Unterschiede in der Zusammensetzung auf und dürften damit einem primären "layering" entsprechen. Die normalen Gabbrovarietäten sind sehr häufig mit den Ultramafiten vergesellschaftet, wobei dann der metamorphe Mineralbestand aus wechselnden Mengen von Aktinolith, Chlorit, Albit und Pumpellyit besteht. Letzterer wird durch Klinozoisit oder in den Rodingiten durch Hydrogrossular verdrängt. Der Rand der hellen, magnesiumreichen Gabbros zu den Serpentiniten sowie die Gänge innerhalb der Ultramafite sind durch eine Rodingitisation gekennzeichnet. Diese Ca-Zunahme (Abb. 20) ist verbunden mit einer Abnahme von Si und einer vollständigen Abfuhr der Alkalien (Tab. 10), verbleibende Na-Gehalte in den Rodingiten sind meist an die magmatischen Klinopyroxene gebunden. Die weitgehend immobilen Elemente werden nur relativ zur Massenbilanz angereichert. Höhere K₂O- und Na₂O-Gehalte in den Gabbros (Abb. 20, Tab. 10), üblicherweise abseits der Serpentinite, machen sich in der Norm durch höhere Or-, Ab- und Ne-Komponenten bemerkbar, sollten aber eine metasomatische Zufuhr bedeuten, da keineswegs alkaligabbroide Zusammensetzungen vorliegen (HEKINIAN, 1982). Bei einer Darstellung im AFM-Dreieck (Abb. 21) fallen die Rodingite durch den Verlust der Alkalien ins Feld der ultramafischen Kumulate, die normalen Gabbros zeigen teilweise eine Na-Zufuhr bei geringen oder fehlenden K-Gehalten (Abb. 20 und 21, Tab. 10), dies verursacht eine Abweichung vom Fraktionierungstrend, der ähnlich dem der Skaergaardintrusion sein sollte. Das X_{Mg} (X_{Mg10} in Tab. 10) der normalen Gabbros variiert von 0,85–0,64, mit einem Mittelwert von 0,76, bezogen auf 0,9 Fe_{tot} als

Tabelle 11: SEE-Gehalte ausgewählter Ophiolitproben der Rechnitzer Serie, Angaben in ppm (zerstörungsfreie INAA, * für radiochemische Analysen, Analytiker F. KLUGER, Wien).

	RO-12C	RO-15F	RO-13G	RS-37/78*	Glash*	RS-49/78*	RS-39/78*
La	0,083	0,20	0,18	0,34	0,435	0,38	0,62
Ce	0,26		1,9	1,5	1,76	1,95	4,6
Nd	0,23		-	-	2,0	1,8	6,2
Sm	0,073	0,10	0,14	0,63	0,777	0,9	2,8
Eu	0,26	0,17	0,97	0,42	0,43	0,44	1,11
Tb	0,017	0,018	0,033	0,17	0,24	0,32	0,84
Yb		0,084	0,13	0,61	0,72	0,82	2,07
Lu	0,083	0,016	0,021	0,09	0,108	0,12	0,31
Ta	0,03	0,04	0,02	0,1	0,05	0,13	0,6
Hf	0,09	0,047	0,018	0,13	0,35	0,56	2,4

	RS-176/81*	RS-214/82	RS-44/78	RS-172/81	RS-77/79	RS-96/79	RS-227/82
La	1,21	18	0,91	2,2	2,5	2,76	5,95
Ce	5,5	90	4,3	7,4	-	9,9	18
Nd	5,6	55	-	-	-	-	-
Sm	2,22	21	2,72	2,39	2,77	3,10	4,33
Eu	1,35	5,65	1,05	1,21	1,11	1,07	1,55
Tb	0,72	5,98	0,72	0,8	0,92	0,75	1,19
Yb	2,12	23,4	2,51	3,45	3,6	3,35	3,85
Lu	0,31	3,48	0,38	0,56	0,55	0,51	0,57
Ta	0,5	0,96	0,15	0,75	1,2	0,2	0,45
Hf	2,1	29	2,4	2,0	2,9	3,1	4,1

FeO. Das metamorphe X_{MGMT} (Tab. 10) ist wegen der höheren Oxidationsrate stets höher (Tab. 10), dies gilt auch für die Rodingite. Der Ca-Überschuß in den Rodingiten, mit Ca-Werten von 18–25 Gew.-% CaO (Tab. 10, Abb. 20), verursacht in der Normkalkulation hohe Wo-Komponente und teilweise nicht verrechenbares CaO.

Von diesen Gabbrovarietäten unterscheiden sich die Fe- und Ti-reichen Ferrogabbros sehr stark. Vom primären Mineralbestand der dunklen Gabbros sind Augit und Formrelikte von Ilmenit und Titanomagnetit erhalten geblieben. Aus der Norm lassen sich neben den Feldspatkomponenten noch Hy und Ol errechnen, die mit dem vorhandenen Chloritanteil gut korrelieren. Dies legt den Schluß auf Gabbronorit- und Noritvarietäten nahe, wobei dann die hohen Ti- und Fe-Gehalte nach HEKINIAN (1982) durchaus als normal anzusehen sind. Der metamorphe Mineralbestand dieser Gesteine ist sehr komplex (Tab. 9).

Generell sind durchschnittliche Gehalte von 4 Gew.-% TiO_2 festzustellen, wobei die Werte von 1,2 Gew.-% TiO_2 für die Übergangstypen zu den normalen Gabbros (RS-87/79, RS-177/81 und RS-180/81; Tab. 1) bis zu 7,45 Gew.-% TiO_2 (RS-179/81) variieren. Fe_2O_3 - und FeO-Gehalte erreichen zusammen über 20 Gew.-% bei

einer positiven Korrelation zu Ti und einer negativen zu Mg, entsprechend den geringen X_{MG10} um 0,45 oder dem X_{MGMT} von 0,5–0,6 (Tab. 10). Der Anteil an primärem Ilmenit und Titanomagnetit erreicht in den Ferrogabbrovarietäten 20 Vol.-%, entsprechend der Häufigkeit der Formrelikte. Dem gegenüber stehen Titanitextremwerte von 20 Vol.-% und Fe-Oxidanteile (Haematit und Magnetit) von 5–10 Vol.-% in den metamorphen Paragenesen. Die Ca- und Mg-Werte der Fe- und Ti-reichen Gabbros sind geringer als in den normalen Gabbros (Abb. 20 und 21), die Na-Gehalte weisen eine deutliche Anreicherung bis zu 6,12 Gew.-% Na_2O (RS-81/79) auf. Auch dies verursacht eine Abweichung vom Skaergaardentwicklungstrend (Abb. 21) zu höheren Alkaligehalten, die aber dann nur durch die Zunahme von Na (Abb. 20) verursacht ist. Außerdem resultieren daraus in der CIPW-Norm die Ne-Gehalte und der hohe Ab-Überschuß gegenüber An. Die Zunahme des Na steht üblicherweise in einem direkten Zusammenhang mit der hohen Oxidationsrate, die durch einen mittleren $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ -Quotienten um 0,45 und Extremwerten bis 0,64 (RS-81/79, RS-179/81, Tab. 10) charakterisiert ist. P_2O_5 - und K_2O -Gehalte sind gering, jedoch im Durchschnitt höher als in den normalen Gabbrovarietäten. In den Spurenelementkonzentrationen ist

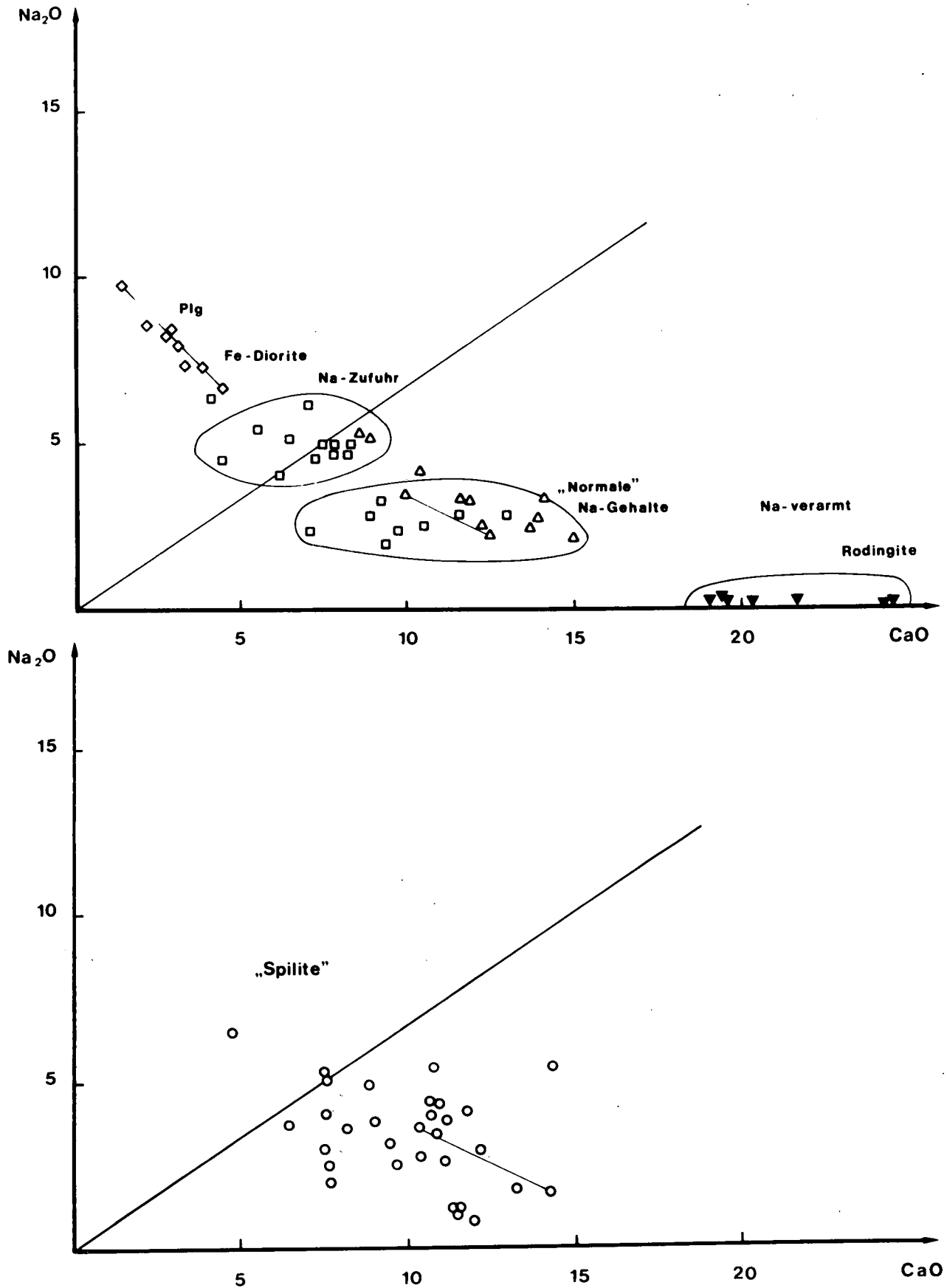


Abb. 20: CaO-Na₂O-Variationsdiagramm nach MULLEN (1983) mit Trennungslinie für spilitsierte Basalte.
 Oben: Gabbroentwicklung mit Na-verarmten Rodingiten, Gabbros mit normalen und durch Zufuhr veränderten Na-Gehalten sowie Differentiate (Fe-Diorite und Plagiogranite).
 Unten: Grünschieferentwicklung.
 ▼ = Rodingite; △ = Normale Gabbros; □ = Ferrogabbros; ◇ = Plagiogranite (PLG) und Fe-Diorite; ○ = Grünschiefer; zusammengehörnde Proben bei Lagenbau, alternierende Unterschiede in der Korngröße etc. sind mit Linien verbunden.

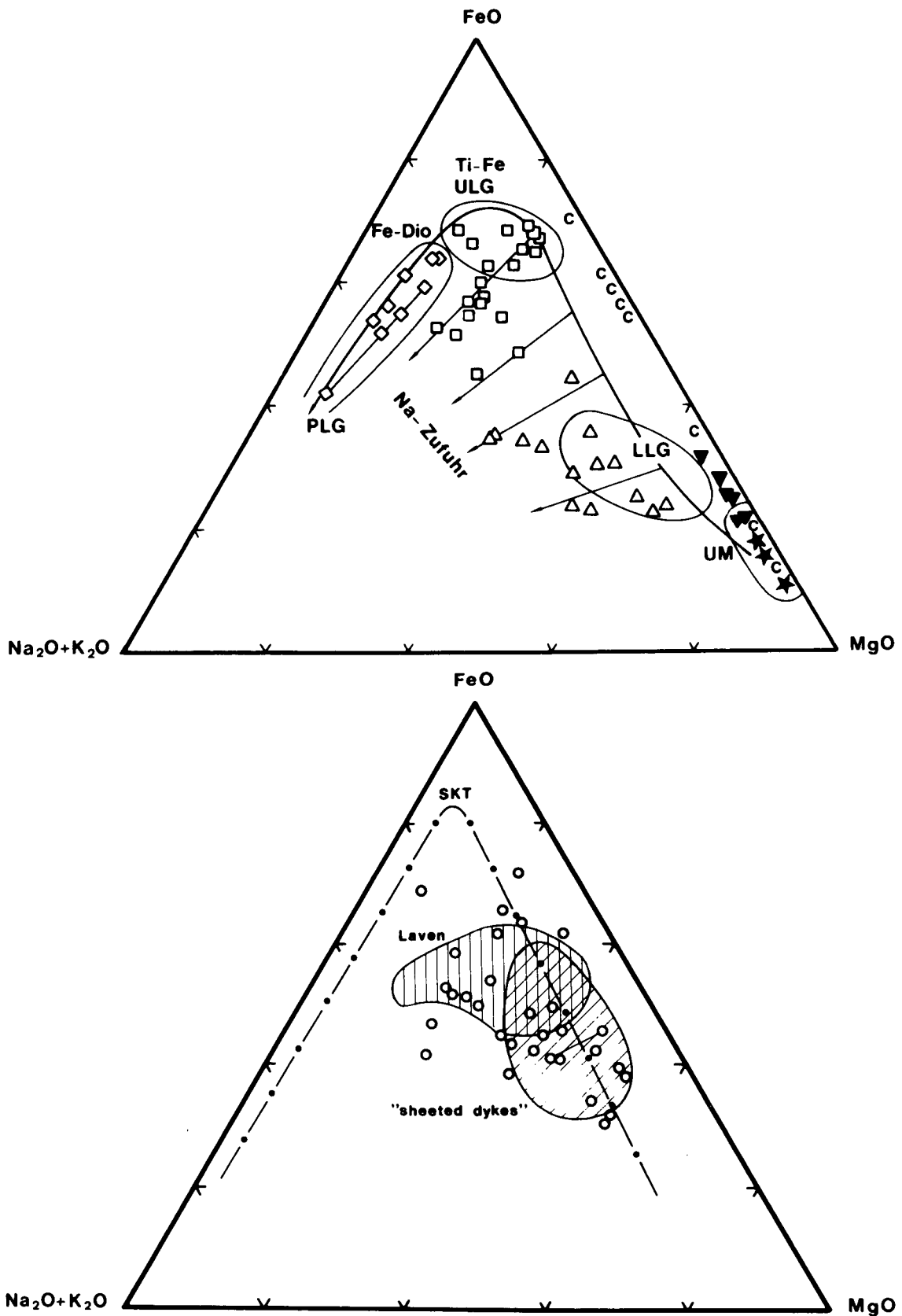


Abb. 21: Darstellung der untersuchten Gesteine der Rechnitzer Ophiolite im AFM-Dreieck, mit 0,9 Fe_{tot} als FeO.
 Oben: Fraktionierungstrend der plutonischen Sequenz von den Ultramafititen (UM) über "lower level"-Gabbros (LLG), Ti- und Fe-reiche "upper level"-Gabbros zu Fe-Dioriten (Fe-Dio) und Plagiograniten (PLG); mit Pfeilen ist die Tendenz der Na-Zufuhr angegeben.
 Unten: Grünschiefer mit Skaergaardentwicklungstrend nach MUELLER & SAXENA (1977) sowie den Feldern von "sheeted dykes" (schräg schraffiert) und Laven (senkrecht schraffiert) von mittelozeanischen Rücken nach HUGHES (1982); grob- und feinkörnige Lagen wurden miteinander verbunden.
 * = Ultramafitite; C = Chloritschiefer; ▼ = Rodingite; △ = Normale Gabbros; □ = Ferrogabbros; ◇ = Blauschiefer (Fe-Diorite und Plagiogranite); ○ = Grünschiefer.

eine Zunahme an Sc, V, Co, Sr, Zr, Y und SEE sowie Ba gegenüber den normalen Gabbros festzustellen, die Gehalte an Cr und Ni sind deutlich geringer (Tab. 10 und 11).

Die Abwechslung von grob- und feinkörnigen Varietäten (RS-86A/79G-grob und RS-86A/79F-fein, Tab. 10) läßt sich mit unterschiedlichen Gehalten an relativ mobilen Elementen wie Al, V, Zr und Nb korrelieren und kann als Hinweis auf unterschiedliche Mineralfraktionierung und primäre Unterschiede aufgefaßt werden.

Zur intrusiven Abfolge werden auch noch die als Blauschiefer bezeichneten Albit- und Alkali amphibol-reichen Gesteine (KOLLER & PAHR, 1980) gerechnet. Diese findet man im Rechnitzer Fenster (Abb. 1) als geringmächtige Linsen, als albitreiche Gänge und Mobilisate in den Gabbros im nördlichen Rechnitzer Fenster und sie werden aufgrund ihrer signifikanten geochemischen Charakteristik zu den Plagiograniten (COLEMAN, 1977; COLEMAN & DONATO, 1979) gestellt.

Neben den höheren Si-Gehalten, zwischen 54 und 61 Gew.-% SiO_2 , sind beträchtliche Na_2O - und P_2O_5 -Werte typisch (Tab. 10). Zwischen Na und Si ist eine positive Korrelation feststellbar, mit P hingegen haben beide eine negative. Gegenüber Plagiograniten weisen diese Gesteine niedrigere Al- sowie höhere Fe-(FeO und Fe_2O_3 zusammen)-Gehalte auf (COLEMAN & DONATO, 1979). Mit zunehmendem Na sinken Ca (Abb. 20) und Mg (Tab. 10), im AFM-Dreieck liegen die Blauschiefer auf einem tholeiitischen Entwicklungstrend (Abb. 21). Neben den hohen P_2O_5 - und Na_2O -Anteilen sind noch extrem hohe Zr-, Y- und SEE-Werte charakteristisch (Tab. 10 und 11). Die Variationsbreite umfaßt 600–1400 ppm Zr und 220–380 ppm Y, auch die Gehalte an Zn, Ga und Nb zeigen gegenüber den Gabbros erhöhte Werte.

Die albitreichen Gänge in den Blauschiefern und deren hellen Bereichen (RS-210/8H-hell, albitreich) stellen jene Fraktionierungsprodukte der Magmenkammern mit dem höchsten Differentiationsgrad (Abb. 21) dar.

Das Albit- und Haematit-reiche Gestein (RS-224/82) mit akzessorischen Gehalten an Talk, Phengit und Chlorit weist bei einer eher dioritischen Zusammensetzung (Tab. 10) Spurenelemente auf, die den Blauschiefern entsprechen. Auch innerhalb der Grünschiefer im südlichen Rechnitzer Fenster wurden geringmächtige mögliche Äquivalente (RS-58/78) beobachtet.

7.4. Grünschiefer

In diese Gruppe wurden alle Grüngesteine, die keine erkennbare gabbroide Textur aufweisen oder aus stratigraphischen Gründen den Intrusivkomplexen zuzuordnen sind, zusammengefaßt. Mit aufgenommen wurden auch alle Albit- und Epidot-reichen, grobkörnigen Einschaltungen (RS-153/80, RS-167/80H in Tab. 10) sowie jene Varietäten (RS-18/77, RS-58/78), die eine ähnliche Spurenelementverteilung wie die Blauschiefer besitzen, sich aber in Aussehen und Mineralbestand sehr den Grünschiefern nähern. Ein Teil der untersuchten Gesteine ist massig und feinkörnig ausgebildet. Porphyrische Texturen sind sehr selten, sie sind auf plagioklasphyrische Varietäten ehemaliger Basalte beschränkt. Gebänderte Grünschiefer mit einer lagenweisen Anreicherung der dunklen Gemengteile sind im Rechnitzer Fenster häufig und erreichen dort größere Mächtigkeit. Lokal können auch Breccien mit grobkörnigen Berei-

chen, die bis über 10 cm im Querschnitt erreichen und in einer feinkörnigen, chloritreichen Matrix eingebettet sind, auftreten. Zu der Metapelitentwicklung hin findet man auch eine zunehmende Verzahnung mit vermutlich sedimentären Einschaltungen von karbonatreichen Lagen, oft auch in rhythmischer Abfolge. Pillowlaven sind bisher nicht nachweisbar, eine Tatsache, die vermutlich auf die metamorphe Überprägung und auf die intensive alpidische Deformation sowie auf die relativ begrenzten Aufschlußverhältnisse zurückzuführen ist. Daneben lassen sich noch einzelne massive Laven, Breccien und mögliche Hyaloklastite, aber auch mögliche Tuffe und Tuffite ableiten. Grundsätzlich zeigen die Grünschiefer der Rechnitzer Serie gut vergleichbare Erscheinungsbilder und Texturen zu den Grüngesteinen der mesozoischen Schieferhülle des Tauernfensters (HÖCK, 1983).

Die Grünschiefer mit SiO_2 -Gehalten meist unter 50 Gew.-% zeigen ähnlich wie die gabbroiden Gesteine eine Na-Anreicherung, liegen aber im bivalenten Ca-Na-Diagramm von MULLEN (1983) überwiegend im Feld nicht spilitisierter Basalte. Aus der CIPW-Norm errechnen sich häufige Ne normative Basalte, in denen die An/Ab-Quotienten aber nicht unveränderten Basalten entsprechen. Auch im AFM-Dreieck (Abb. 21) fallen nur ein geringer Teil der Grünschiefer ins Feld der ozeanischen Tholeiite, viele zeigen eine Alkalizunahme, die aber nur in den steigenden Na_2O -Gehalten begründet ist, da die K_2O -Werte üblicherweise sehr gering sind.

Abgesehen von den Alkalien sind auch für Ca, Mg, Si und Fe beträchtliche Änderungen der primären Basaltchemismen zu beobachten, jedoch lassen sich die in der Grünschieferinheit der Ophiolite auftretenden Gesteine in folgende Gruppen gliedern:

1. Normale ophiolitische Grünschiefer mit 1,20–2,61 Gew.-% TiO_2 . Diese besitzen relativ variable MgO-Gehalte von 2–9 Gew.-%, wobei jene Grünschiefer mit den hohen Mg-Werten weitgehend unveränderte Na-Gehalte aufweisen. Diese Gruppe stellt den überwiegenden Anteil der untersuchten Grünschiefer (Tab. 10).
2. Cr-reiche Grünschiefer (981–470 ppm Cr) mit teilweise sehr hohen Mg-Gehalten von 10–14,5 Gew.-% MgO. Gleichzeitig besitzen diese Metabasite geringe TiO_2 -Gehalte (0,58–1,07 Gew.-%), Zr-Werte < 66 ppm sowie Y-Werte < 25 ppm. Bei Na-Zunahme fallen ebenso die MgO-Gehalte, dies entspricht analog zur ersten Gruppe einer postmagmatischen Veränderung. In die zweite Gruppe lassen sich die Proben RS-116/80, RS-137/80, RS-138/80, RS-165/80, RS-166/80 und RS-222/82 einordnen (Tab. 10).
3. Ti- und Fe-reiche Metabasalte mit TiO_2 -Gehalten von 4,78–6,32 Gew.-%, diese zeichnen sich durch fehlendes Cr (47–1 ppm) und hohe V- und Sc-Werte (Tab. 10) aus. Es sind dies die Grünschiefer RS-97/79, RS-170/81 und RS-172/81 (Tab. 10).
4. Saure Einschaltungen (RS-58/78) in den Grünschiefern sowie jene Grüngesteine aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Blauschiefer (RS-18/77) mit sehr hohen Gehalten an inkompatiblen Elementen.
5. Albit- und Epidot-reiche Mobilisate innerhalb der Grünschiefer als metasomatische Bildungen mit sehr geringen Gehalten an mobilen Elementen (RS-167/80H, Tab. 10).

Mit den Ti-Gehalten sind die Zr-Werte in einer positiven Korrelation verknüpft, alle ophiolitische Grünschiefer besitzen niedrigere Nb-Konzentrationen unter 12 ppm.

7.5. Ophikarbonatgesteine

Die Ophikarbonatgesteine haben eine abwechslungsreiche Mineralogie (KOLLER & PAHR, 1980) und zeichnen sich vor allem durch ihre hohen Cr- und Ni-Gehalte aus. Der durchschnittliche Silikatanteil variiert mit 10–40 Gew.-% relativ stark, die Karbonatkomponente besteht aus Calcit. Die Zusammensetzung des HCl-unlöslichen Silikatanteils (RS-225-HCl, Tab. 10) zeigt sehr geringe Ti- und Al-Gehalte gegenüber hohen Konzentrationen von Fe, Na, Cr, Co und Ni.

Diese, auf das Rechnitzer Fenster beschränkten Gesteinsvorkommen, werden als tektonische Breccien von Ultramafititen in den karbonatreichen Sedimenten, etwa entlang einer Transformstörung, erklärt. Diese Interpretation entspricht auch den Ergebnissen der Geochemie, da die Ophikarbonatgesteine für fast alle untersuchten Elemente (Tab. 10) eine verbindende Position zwischen den Ultramafititen und den Kalkglimmerschiefern einnehmen.

7.6. Kalkglimmerschiefer und Phyllite

Die in Tabelle 10 zusammengestellten Daten umfassen Silikatmarmore (RS-99/79 und RS-163/80), Kalkglimmerschiefer (RS-174/81, RS-220/82 und RS-226/82), schwarze Kalkglimmerschiefer mit bis 2 cm großen Albitblasten (RS-229/82 und RS-230/82) und einen Phyllite (RS-223/82) als Vergleichsgrundlage für die Ophikarbonatgesteine und für Grünschiefer mit sedimentärer Wechsellagerung. In den karbonatreichen Peliten variiert der Calcitanteil von 93–72 Vol.-%, daneben ist noch Quarz, Phengit, Chlorit, Albit und Epidot vertreten. Ein graphitisches Pigment ist häufig, lokal kann Paragonit und Pyrit auftreten. Der Phyllit (RS-223/82) besteht aus Phengit, Chlorit, Quarz und Titanit sowie akzessorischem Turmalin. Die Auswahl dieser Gesteine ist nicht vollständig und beschränkt sich auf jene aus der Nachbarschaft gut aufgeschlossener Grünschiefer.

7.7. Nichtophiolitische Grünschiefer

KOLLER & PAHR (1985) beschreiben aus dem Rechnitzer Fenster (Abb. 1) in die Sedimentabfolge eingelagerte, stark spilitisierte Grünschiefer mit alkalibasaltischer Affinität. Neben hohen Ti-Gehalten sind gegenüber den ophiolitischen Grünschiefern höhere Zr-Werte und die besonders hohen Nb-Gehalte von 114–184 ppm charakteristisch (Tab. 10).

8. Diskussion

der geochemischen Untersuchungen

8.1. Plutonite

Die Plutonite lassen sich in folgende vier Gruppen – Ultramafitite, normale Gabbro, Ferrogabbro und saure Differentiate – gliedern. Da die Ultramafitite vollständig serpentinisiert sind und die Zuordnung zu den tektonischen Lherzoliten des oberen Erdmantels oder zu Harzburgiten und zu den ultramafischen Kumulaten unsicher ist, läßt sich diese Frage nicht eindeutig klären. Die vorliegenden Daten der Serpentinite sprechen so-

wohl für die Existenz von Harzburgiten (EVREN, 1972) als auch von Lherzoliten. An der Grenze der Serpentinite zu den Gabbros findet man vereinzelt Gesteine, die nach $\text{SiO}_2/\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-MgO}$ -Verhältnissen (COLEMAN, 1977) trotz der hohen Al-Gehalte zu den ultramafischen Kumulaten (RS-41/78, Tab. 1) zu zählen sind.

Die Metagabbros zeigen metasomatische Veränderungen unterschiedlicher Art, eine Ca-Zunahme und eine häufig vollständige Verarmung an Alkalien in den rodingitisierten normalen Gabbros, dem gegenüber steht eine häufige Na-Zunahme in allen, nicht im Grenzbereich zu den Serpentiniten vorkommenden Gabbrovarietäten. Im Zusammenhang mit der Na-Metasomatose ist häufig eine intensive Oxidation zu beobachten. Diese Veränderung der Gabbros ist der ozeanischen Metamorphose und den damit in Verbindung stehenden Lösungen zuzuordnen. Die Ca-Gehalte nehmen von den normalen Gabbros über die Ferrogabbros bis zu den sauren Na-reichen Differentiaten ab (Abb. 20). Gehalte von 2–3 Gew.-% Na_2O erscheinen in Relation zu dem, aus den Texturen ableitbaren primären Plagioklasanteil normal und sind aus Gabbros der ozeanischen Kruste bekannt (THOMPSON, 1973; HEKINIAN, 1982). Die höheren Na-Gehalte um 5 Gew.-% Na_2O sind nicht im Einklang mit dem primären Mineralbestand und müssen durch die zirkulierenden Meerwasserlösungen zugeführt worden sein. Im AFM-Dreieck (Abb. 21) ist ein Entwicklungstrend, analog dem der Skaergaardintrusion, für die gabbroiden Gesteine darstellbar und reicht von den Ultramafititen über die normalen Gabbros und Fe-Ti-reichen Gabbros zu den als Blauschiefer bezeichneten sauren Differentiaten. Abweichungen von diesem Trend sind durch die Veränderung der primären Na-Gehalte verursacht und Abb. 21 zeigt die Verarmung an Na für die Rodingite und Chloritschiefer als Gabbroäquivalente durch die Metasomosevorgänge sowie die Na-Zunahme für viele der untersuchten Metagabbros.

Bei Verwendung des Korrelationsdiagrammes $X_{\text{Mg}10}$ ($\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ mit 0,9 Fe_{tot} als FeO, Tab. 10) gegen TiO_2 zeigt sich ein klarer Differentiationstrend (Abb. 22) mit einem relativ flachen Kurvenverlauf bis zu einem $X_{\text{Mg}10}$ von 0,60 und einem sehr starken Anstieg zu hohen Ti-Werten für Gabbros mit einem $X_{\text{Mg}10} > 0,54$. Der Differentiationstrend endet bei einem $X_{\text{Mg}10}$ von 0,33 und bei 7,45 Gew.-% TiO_2 . Von diesem Trend weichen die Chloritschiefer mit einem höheren $X_{\text{Mg}10}$, bedingt durch Mg-Zufuhr aus dem Ultramafitit und ebenso die Blauschiefer, die ein deutlich niedrigeres $X_{\text{Mg}10}$ von 0,30–0,20 und einem negativen Ti-Trend mit fallendem $X_{\text{Mg}10}$ aufweisen, ab. Nach BECCALUVA et al. (1983) entspricht dieser Ti-Fraktionierungstrend einem "high-Ti"-Ophiolit, wie er aus vielen Vorkommen im Alpen- und im Appenninenbereich bekannt ist. Die nächsten äquivalenten Vorkommen sind aus der Glocknerdecke des mittleren Tauernfensters (HÖCK, 1983), sowie aus dem nördlichen Appennin und aus Korsika (BECCALUVA et al., 1983) bekannt.

Untersuchungen der SEE-Gehalte an einigen ausgewählten Metagabbros (Tab. 11) zeigen gute Übereinstimmungen mit dem Modell einer Kristallfraktionierung in einer Magmenkammer. Die rodingitisierten Gabbrogänge innerhalb der Ultramafitite (Ro-15F, Ro-13G, Tab. 10 und 11) besitzen die niedrigsten SEE-Gehalte und eine sehr ausgeprägte Eu-Anomalie. Die extrem hohen Eu-Werte wurden vermutlich durch die Ca-Meta-

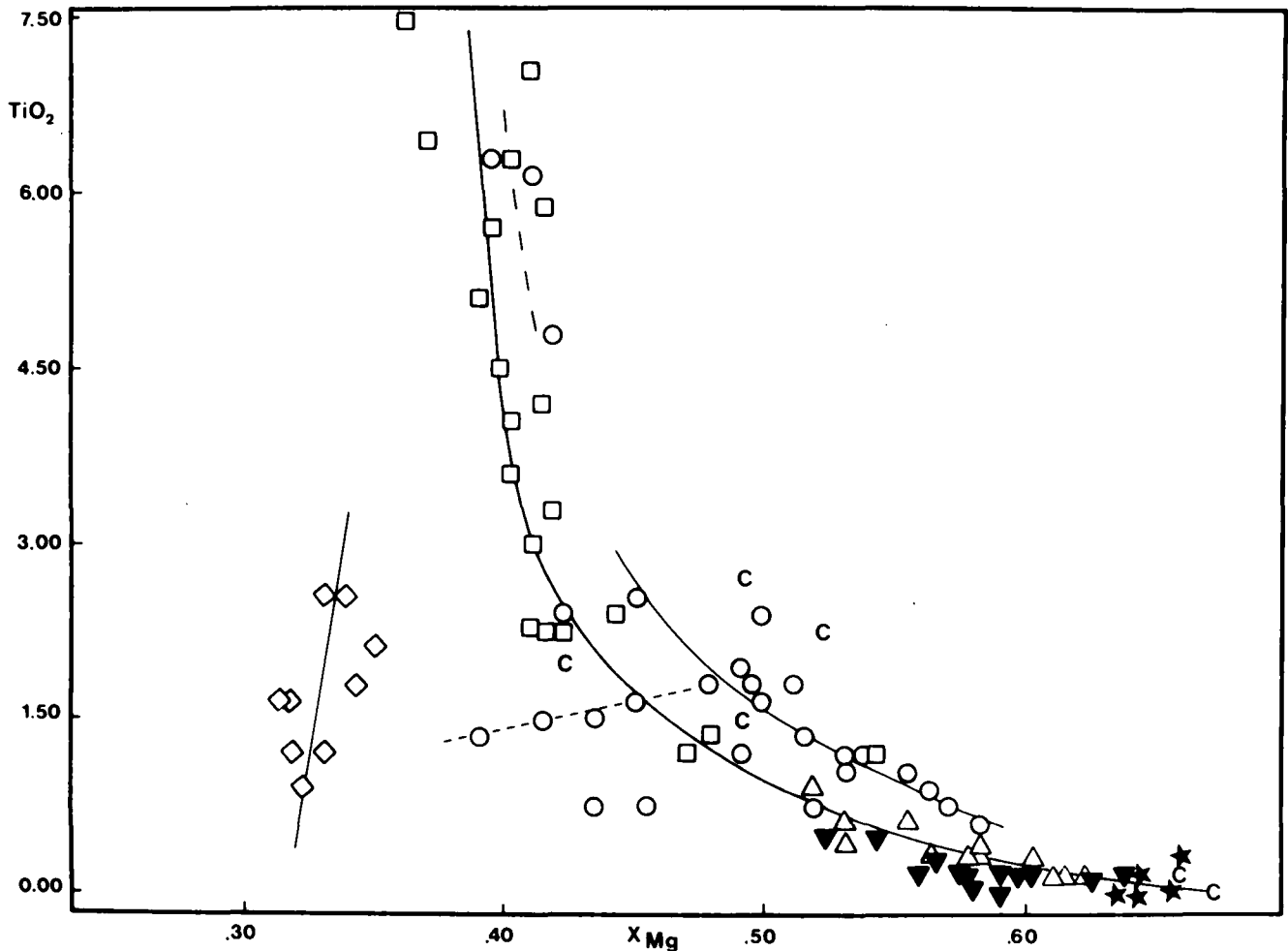


Abb. 22: Variationsdiagramm TiO_2 gegen X_{Mg} ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{FeO})$ mit $0,9 \text{ Fe}_{\text{tot}}$ als FeO) mit Trendentwicklung von den Ultramafititen zu den Ferrogabbros, für die Grünschiefer und Plagiogranite (voll ausgezogene Kurven), Trendentwicklung für Ferrobasalte und mögliche Hyaloklastite strichliert. Legende wie in Abb. 21.

somatose während der Rodingitisierung verstärkt, da sie in den begleitenden Chloritfelsen der Blackwallbildung (Ro-12C), die sich aber in den immobilen Elementen von den Rodingiten kaum unterscheiden, fehlen. Eine Zuordnung dieser Gänge zu mafischen Kumulatgabbros ist in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von PALLISTER & KNIGHT (1981) einschließlich einer ausgeprägten, positiven Eu-Anomalie. Nach COLEMAN (1977) stellen diese Rodingitgänge die primitivsten Gabbrovarietäten dar, die aus einem kaum oder nur geringfügig durch Kristallfraktionierung verarmten Magma gebildet wurden und entsprechen damit "lower level"-Gabbros (LLG). Die normalen Gabbros (RS-37/78 und Glash) sowie der teilweise rodingitisierte Gabbro (RS-49/78), sie entsprechen alle Klinopyroxen-Plagioklas-Gabbros, zeigen gegenüber den Rodingitgängen höhere SEE-Gehalte (Tab. 11, Abb. 23), eine zunehmende Abweichung der leichten SEE und eine geringere positive Eu-Anomalie. Nach PALLISTER & KNIGHT (1981) entsprechen diese Gabbros der oberen Grenze "lower level"-Gabbros und einer Residualschmelze nach Kristallisationen von $\approx 50\%$ der Magmenkammer (COLEMAN, 1977). Die Fe- und Ti-reichen Gabbros (RS-39/78 und RS-176/81) haben höhere SEE-Gehalte als die "lower level"-Gabbros, die chondritnormierten Verteilungsmuster (Abb. 23) zeigen eine starke Anreicherung der leichten SEE und eine sehr schwache positive Eu-Ano-

malie sowie eine flache Verteilung der schweren SEE. Dies entspricht einer weit fortgeschrittenen Kristallfraktionierung (COLEMAN, 1977), entsprechend dem $\text{Ti-X}_{\text{Mg}10}$ -Entwicklungstrend (Abb. 22). Diese Gabbronorite und die Fe-Ti-Gabbros können damit als "upper level"-Gabbros (ULG) bezeichnet werden (PALLISTER & KNIGHT, 1981).

Die Blauschiefer besitzen sehr hohe Anreicherungen an inkompatiblen Elementen einschließlich sehr hoher SEE-Gehalte (Tab. 11). In Abb. 23 zeigt ein sehr homogener Blauschiefer (RS-214/82) mit porphyrischer Textur ein flaches Verteilungsmuster bei 100-fachen, chondritnormierten Werten unter Ausbildung einer negativen Eu-Anomalie. Analoge Verteilungsmuster haben OHNENSTETTER & OHNENSTETTER (1980) für Ferrodiorite, Plagiogranite und Albitite aus den Ophioliten von Korsika sowie COLEMAN & DONATO (1979) für einen Granophyr aus dem Tihana-Ophiolit von Saudi-Arabien beschrieben.

Für die Entwicklung der "lower level"-Gabbros ist eine Chromit-Olivin-Fraktionierung, basierend auf den hohen Cr- und Ni-Gehalten und dem hohen $X_{\text{Mg}10}$ (Tab. 10) der mafischen Kumulatgabbros, charakteristisch. Die "upper-level"-Gabbros stellen nach PEARCE & NORRY (1979) eher Produkte einer Magnetit-Orthopyroxen-Fraktionierung dar, soweit dies aus den Y/Zr-, Nb/Zr- und Ti/Zr-Verhältnissen ableitbar ist. Die Plagio-

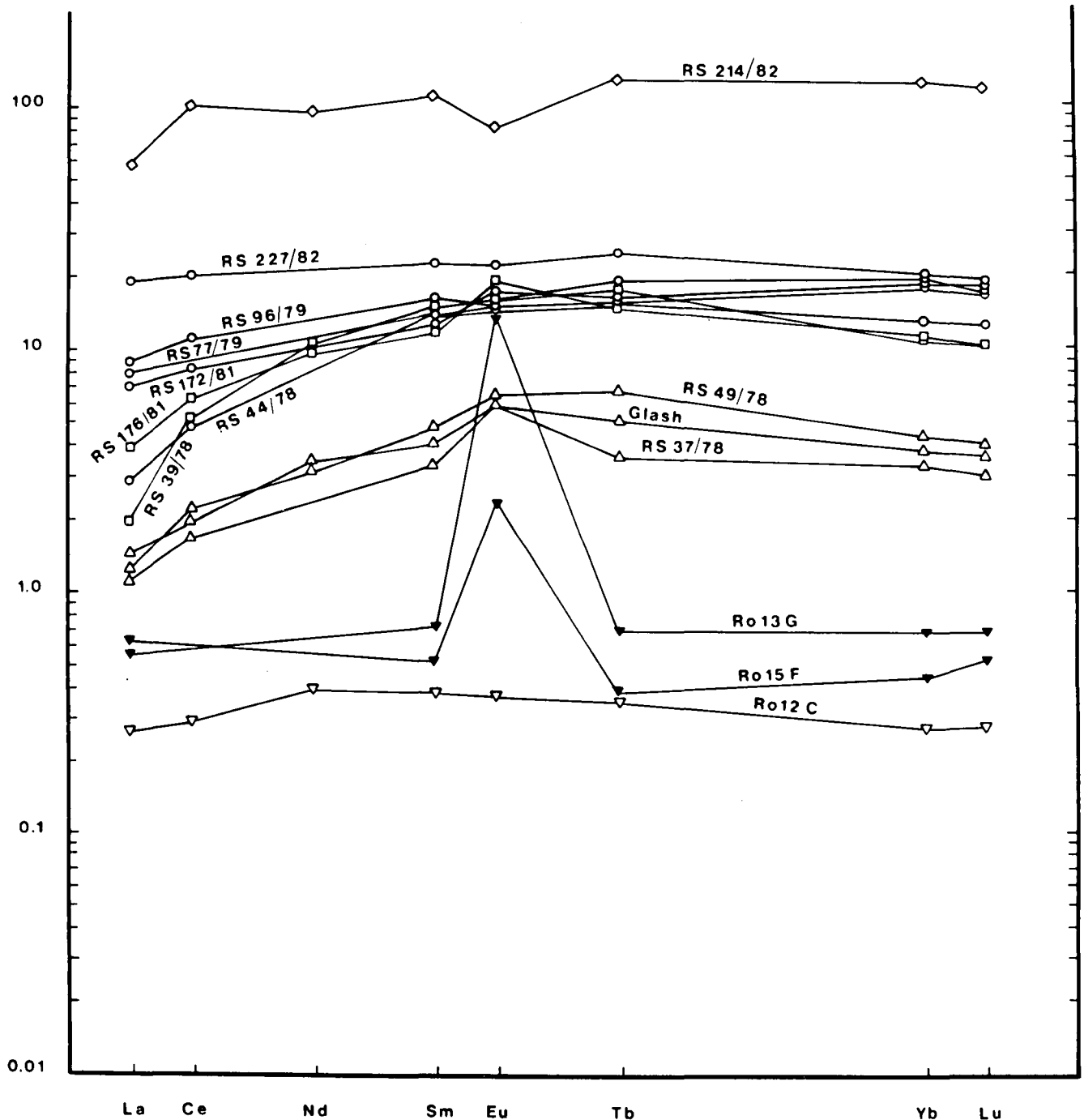


Abb. 23: SEE-Verteilungsmuster der Rechnitzer Ophiolite normiert gegen Chondrite.

▼ = Rodingite; ▽ = Blackwall der Rodingite (Chloritschiefer); △ = Normale Gabbros; □ = Ferrogabbros; ◇ = Blauschiefer (Plagiogranit); ○ = Grünschiefer.

klasfraktionierung, gekennzeichnet durch eine positive Eu-Anomalie, nimmt mit fortschreitender Kristallisation in der Magmenkammer und mit sinkendem X_{MG10} (Tab. 10) ab. Für die Blauschiefer, die plagiogranitische Zusammensetzung aufweisen und eine negative Eu-Anomalie besitzen, ist eine an Anorthitkomponente verarmte, albitreiche Schmelze anzunehmen. Während die LLG und ULG sehr ähnliche Zr/Nb-Verhältnisse wie die Grünschiefer, im Schnitt um 20–40, zeigen die Plagiogranite ein durchschnittliches Zr/Nb-Verhältnis von 67 ± 17 . Das gegenüber den Gabbros und Grünschiefern wesentlich höhere Zr/Nb-Verhältnis läßt sich nach

PEARCE & NORRY (1979) nicht allein aus Plagioklas-, Orthopyroxen-Olivin-Fraktionierung erklären, sondern muß auch einer Magnetit-Fraktionierung, bei gleichzeitiger Zirkonanreicherung, entsprechen. Die Plagiogranite lassen sich nicht auf den X_{MG10}/Ti -Fraktionierungstrend (Abb. 22) der Gabbros projizieren, ähnliche nichtstetige Entwicklungen findet man auch für zahlreiche andere Korrelationen. Dies spricht für die Modellvorstellung von OHNENSTETTER & OHNENSTETTER (1980) mit der Bildung zweier nicht mischbarer Schmelzen, eine mit ferrogabbroider, die andere mit plagiogranitischer Zusammensetzung.

8.2. Metavulkanite

Im AFM-Dreieck (Abb. 21) fallen alle untersuchten Grünschiefer der Ophiolite weitgehend in jene Bereiche, die für Ozeanbodenbasalte in Form von Laven oder "sheeted dykes"-Komplexe bekannt sind (HUGHES, 1982), davon ausgenommen sind die Fe- und Ti-reichen Grünschiefer, diese entsprechen eher ferrogabbroiden Chemismen. Besonders die Na-reichen Varietäten zeigen keine gute Korrelation mit dem Skaergaard-entwicklungstrend. Bei Reduktion der Grünschieferdaten auf jene, mit $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 4$ Gew.-% und $\text{MgO} > 5$ Gew.-% erhält man eine gute Übereinstimmung mit einem Fe-Anreicherungstrend. Hinsichtlich der Korrelation $\text{TiO}_2/\text{X}_{\text{MG}10}$ (Abb. 22) liegt der größere Teil der Grünschiefer, die normalen und die Cr-reichen, auf einem Fraktionierungstrend, der gegenüber den LL-Gabbros etwas höhere TiO_2 -Gehalte aufweist (Abb. 22). Davon abweichend liegen die Ti- und Fe-reichen Grünschiefer im Feld der Ferrogabbros. Ein Teil der normalen Grünschiefer zeigt eine starke Verringerung des $\text{X}_{\text{MG}10}$ bei geringfügiger Ti-Abnahme, diese werden in Übereinstimmung mit der Na-Zunahme als veränderte Hyaloklastite gedeutet (Tab. 10). Dieser Stoffaustausch

ist im Zusammenhang mit einer Palagonitisierung im Bereich des Ozeanbodens zu sehen.

Von vier ausgewählten normalen Grünschiefern und einem Ferrobasalt (RS-172/81) wurden die SEE-Gehalte (Tab. 11) bestimmt und in Abb. 23 dargestellt. Die Verteilungsmuster sind sehr flach bei 10–20 fachen chondritnormierten Werte, meist ist eine Abreicherung der leichten SEE, besonders von La und Ce zu beobachten. Sowohl positive als auch negative Eu-Anomalien treten auf, sind aber stets schwach ausgebildet. Generell ist eine gute Übereinstimmung für die normalen Grünschiefer mit Morb-Basalten gegeben (SAUNDERS, 1984), wobei die Probe RS-227/82 (Abb. 23, Tab. 11) den höchsten Fraktionierungsgrad aufweist (COLEMAN, 1977). Auch hinsichtlich der Ti-, Zr-, Y- und Nb-Gehalte stellt die Probe RS-227/82 einen der am höchsten fraktionierten Metabasalte aus der Gruppe der normalen ophiolitischen Grünschiefer dar. Der Ferrobasalt (RS-172/81) unterscheidet sich von den UL-Gabbros durch höhere schwere SEE- und hohe La_N - und Ce_N -Gehalte.

Die untersuchten Grünschiefer entsprechen nach ihren SEE-Gehalten normalen Basalten von mittelozeani-

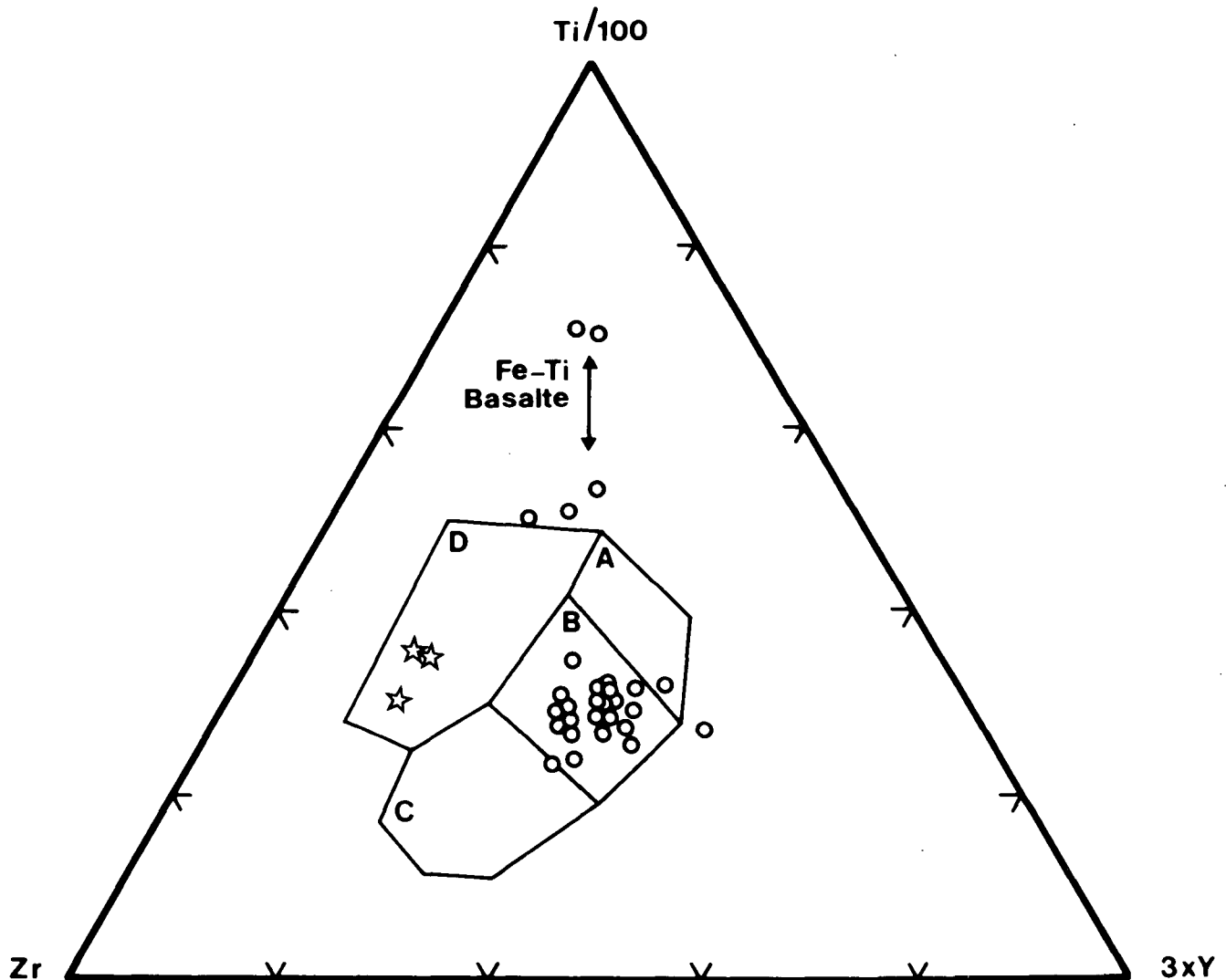


Abb. 24: Darstellung der Grünschiefer der Rechnitzer Serie im Dreieck $\text{Ti}/100 - \text{Zr} - 3\text{Y}$ nach PEARCE & CANN (1973) mit "within plate"-Basalten in Feld D, Ozeanbodenbasalten in Feld B, Inselbogentholeiiten in den Feldern A und B sowie Kalkalibasalten in den Feldern C und B. Die Fe-Ti-reichen Basalte liegen außerhalb dieser Felder.

○ = Grünschiefer der Ophiolite; Sterne = nichtophiolitische Grünschiefer (siehe Abb. 2, Profil f).

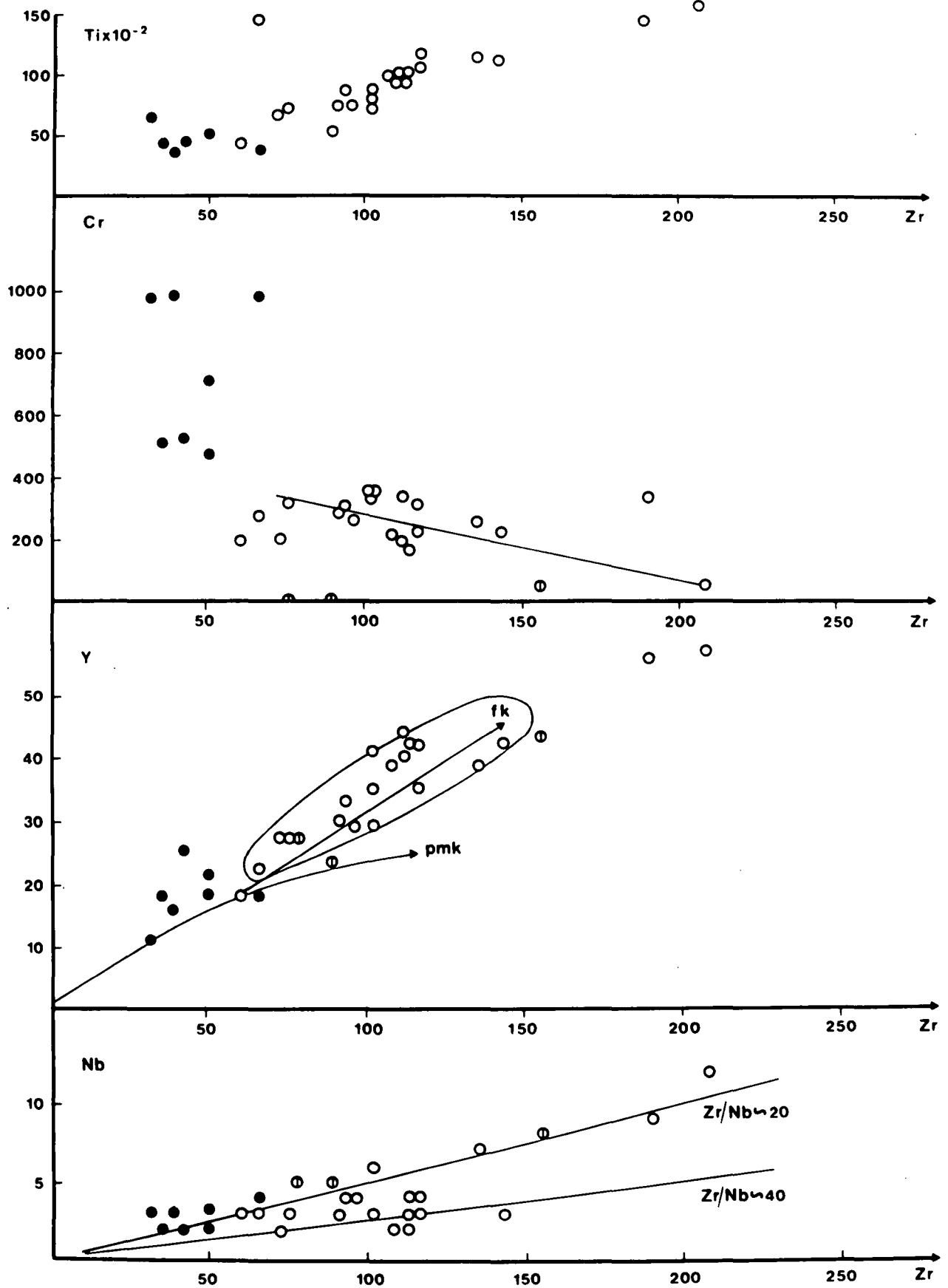


Abb. 25: Variationsdiagramm für Ti, Cr, Y und Nb jeweils gegen Zr mit positiver Korrelation für Ti, Y und Nb mit Zr sowie mit negativer Korrelation für Cr gegen Zr. Partiale Schmelzkurve (pmk) und Trend der fraktionierten Kristallisation (fk) nach PEARCE & NORRY (1979).
 ○ = Normale Grünschiefer; ● = Mg- und Cr-reiche Grünschiefer (Pikrite); ⊙ = Fe-Ti-reiche Grünschiefer.

schen Rücken (N-Typ Morb) und zeigen keinerlei Tendenzen zu einem an leichten SEE angereicherten E-Typ Morb (SAUNDERS, 1984).

Im Dreieck Ti/100-Zr-3Y nach PEARCE & CANN (1973) fallen sowohl die normalen als auch die Cr-reichen Grünschiefer, nicht aber die Fe-Ti-reichen oder die nichtophiolitischen, sehr eng in das Feld (Abb. 24) von an divergierenden Plattengrenzen gebildeten Ozeanbodenbasalten. Die splitisierten Grünschiefer innerhalb der Kalkglimmerschiefer stellen eine platteninternen alkalibasaltischen Vulkanismus dar (Abb. 24; KOLLER & PAHR, 1985).

In der Darstellung Ti versus Zr (Abb. 25) besitzen die normalen sowie die Cr-reichen Grünschiefer eine positive Korrelation, die einer normalen Entwicklung eines Ophiolitkomplexes durchaus entspricht. Die Cr- und

Mg-reichen Grünschiefer stellen jene Metabasite dar, die die geringsten Ti- und Zr-Werte besitzen. Das Cr versus Zr-Diagramm (Abb. 25) dikriminiert sowohl die Cr-reichen (Gruppe 2) als auch die Ti-reichen (Gruppe 3) von den normalen Grünschiefern (Gruppe 1), die eine negative Korrelation aufweisen. Diese Korrelation der normalen Grünschiefer ist im Zusammenhang mit einer fraktionierten Kristallisation zu sehen, die starke Streuung der Cr-Werte wird auf die Mobilität von Cr während der metamorphen Überprägungen zurückgeführt. Die Zr/Nb-Verhältnisse liegen für die Grünschiefer (Gruppe 1–3) zwischen 20–40 (Abb. 25), für die nichtophiolitischen hingegen bei 3 (Tab. 10), letztere besitzen aber Nb-Gehalte von 114–184 ppm. Die Zr/Y-Quotienten der normalen Grünschiefer zeigen Werte von 2,5–3,5 und entsprechen damit nach BECCALUVA et al.

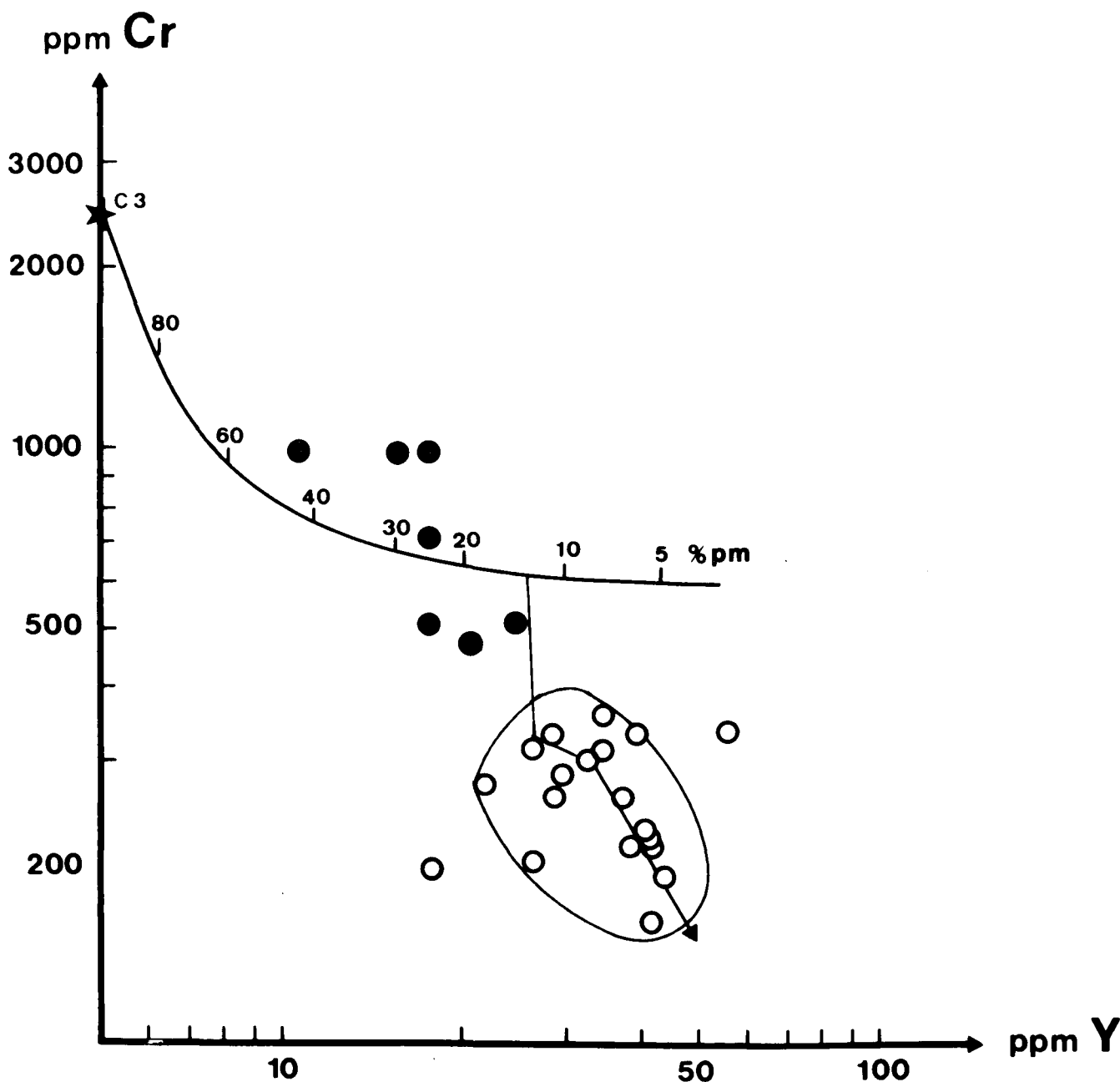


Abb. 26: Variationsdiagramm Cr gegen Y für die ophiolitischen Grünschiefer der Rechnitzer Serie, partielle Schmelzkurve für einen C3-Chondriten nach PEARCE (1980). Das umrandete Feld stellt den Bereich der meisten Grünschiefer dar, der eingezeichnete Vektor stellt den Trend der Kristallfraktionierung dar. Legende wie in Abb. 25.

(1984) relativ gut einem N-Typ Morb in Verbindung mit einem "high-Ti"-Ophiolit.

PEARCE & NORRY (1979) verwenden eine C3-chondritische Zusammensetzung als Näherung für einen primären Mantel für Fraktionierungsmodelle, die sie in Abhängigkeit zur fraktionierten Kristallisation, Aufschmelzungsrate und eventueller heterogenen Mantelzusammensetzung stellen. Aus der Darstellung Y versus Zr (Abb. 25) ist für die normalen Grünschiefer (Gruppe 1) der Rechnitzer Serie eine Plagioklas-betonte Kristallisationsfraktionierung entlang einer partiellen Schmelzkurve abzuleiten, wobei hinsichtlich der Hauptelemente eher eine Plagioklas-Klinopyroxen-Fraktionierung mit geringerer Olivinbeteiligung zu erwarten ist. Die relativ einheitlichen Zr/Nb-Quotienten (Abb. 25), bei niederen Nb-Werten (Tab. 10) und den damit verbundenen Fehlergrenzen, lassen die Herkunft der meisten Metabasalte (Gruppe 1) aus einem Magmentyp möglich erscheinen.

Um den Aufschmelzungsgrad des oberen Erdmantels abzuschätzen, hat PEARCE (1980) die Schmelzkurve des C3-Chondriten in Cr versus Y- und in Zr/Y versus Zr-Diagrammen ausgearbeitet und dargestellt. Bei Verwendung der primitivsten, nicht kumulativen Basaltzusammensetzungen aus der Gruppe der normalen Grünschiefer (RS-171/81, RS-231/83; Tab. 10) lassen sich Aufschmelzungsraten um 15 % ableiten (Abb. 26). Dies

steht in guter Übereinstimmung mit den Prasiniten der Glocknerdecke im Tauernfenster (PEARCE, 1980; HÖCK, 1983), für die ebenfalls Schmelzraten von 15–20 % abgeleitet wurden. In der Darstellung Zr/Y versus Zr (Abb. 27) nach PEARCE (1980) fallen alle normalen Grünschiefer (Gruppe 1) der Rechnitzer Serie ins Feld der Morb-Basalte und sie können auf einer fraktionierten Kristallisationskurve mit Aufschmelzungsraten um 15 % für einen Plagioklas-Lherzolith dargestellt werden. Ein Teil der normalen Grünschiefer kommt bei Zr-Werten um 60–70 ppm und Zr/Y Quotienten von 2,5–3,5 relativ nahe der Zusammensetzung primitiver Ozeanbodentholeiite, dies könnte nach PEARCE (1980) auf geringe Produktionsraten am mittelozeanischen Rücken hingewiesen. Eine Vorstellung, die mit dem verbreiteten Vorkommen der ozeanischen Metamorphose in den Metabasiten gut übereinstimmen würde.

Die Cr-reichen Grünschiefer (Gruppe 2) sind durch auffallend niedere Ti-, Y-, Zr- und Nb-Gehalte charakterisiert und liegen im Diagramm Y versus Zr (Abb. 25) nahe der Schmelzkurve. Ihre hohen Cr-Gehalte sowie die unterschiedlichen Zr/Y-Quotienten (Abb. 27) lassen sich nicht durch fraktionierte Kristallisation ableiten. Die Cr-Gehalte dieser Grünschiefer, sie verursachen im Cr-Y-Diagramm (Abb. 26) eine häufige Projektion oberhalb der Schmelzkurve, lassen sich ebenso wie die hohen Mg-Gehalte mit einer Olivin- und Chromspinellakkum-

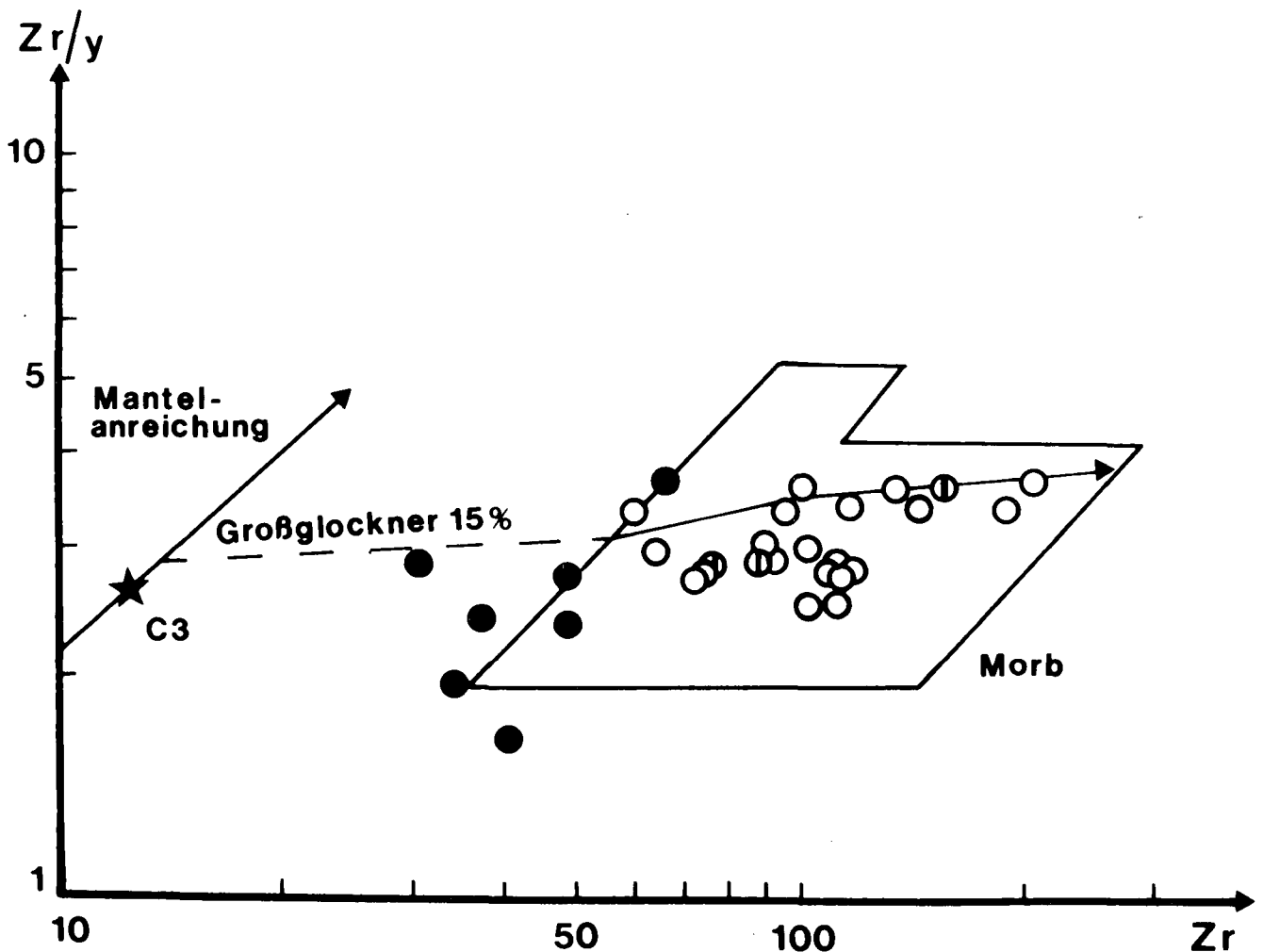


Abb. 27: Darstellung Zr/Y versus Zr nach PEARCE & NORRY (1979) mit Feld der Morb-Basalte, genetische Entwicklung ausgehend von einem C3-Chondriten für die Metabasalte der Glocknerdecke mit einer Aufschmelzungsrate von 15 % (PEARCE, 1980). Legende wie in Abb. 25.

mulierung in pikritischen Basalten erklären. Sie stellen primäre Teilschmelzen des oberen Erdmantels dar, die keine nennenswerte Fraktionierung erfahren haben. Die Variation des Zr/Y-Verhältnisses entspricht eher Unterschieden in der Mantelzusammensetzung als verschiedenen Schmelzraten. Pikrite ähnlicher Zusammensetzung sind aus der atlantischen Riftzone im Bereich 36°N (Famous-Gebiet) bereits beschrieben worden (BOUGAULT & HEKINIAN, 1974). Die Zuordnung der pikritischen Basalte zu den Rechnitzer Ophioliten und ihre genetische Bedeutung erfordert zusätzliche Untersuchungen.

Die Fe-Ti-reichen Metabasalte (Gruppe 3) lassen sich nach BECCALUVA et al. (1983) als hypabyssische Ferrobasalte der Ti-reichen Ophiolite einstufen und sind für derartige Komplexe charakteristisch, sie können aber nicht durch direkte Fraktionierung aus „Morb“-Basalten abgeleitet werden.

Die in Gruppe 4 zusammengefaßten Gesteine sind durch hohe Zr- und Y-Gehalte ausgezeichnet, sie lassen geochemische Ähnlichkeiten zu den Blauschiefern erkennen. Die Zuordnung ist mangels guter Aufschlüsse unzureichend, jedoch sind SiO₂-reiche Gläser, reich an inkompatiblen Elementen, aus dem ozeanischen Environment durchaus bekannt (KAY et al., 1970).

Die Albit- und Epidot-reichen Mobilisate stellen hydrothermale Bildungen, die zur ozeanischen Metamorphose gestellt werden, dar und sind durch sehr niedere Gehalte an immobilen Spurenelementen gekennzeichnet.

Die nichtophiolitischen Grünschiefer (Tab. 10) sind stark spilitisiert und sind bisher auf Vorkommen innerhalb der Metasedimentserien des Rechnitzer Fensters beschränkt (KOLLER & PAHR, 1985). Sie besitzen neben hohen Ti- und P-Gehalten abnorm hohe Nb-Werte zwischen 114–184 ppm (Tab.10) und entsprechen Alkalibasalten (PEARCE & CANN, 1973) aus einer „within plate“-Assoziation. Von KOLLER & PAHR (1985) werden diese Metabasite als Ozeaninselbasalte gedeutet und können daher bei wesentlich geringeren Aufschmelzungsgrad für diese postophiolitische Basalte nur aus größerer Manteltiefe als die Tholeiite abgeleitet werden.

mit geringerem Olivinanteil ableiten. Die Pikrite stellen weitgehend unfraktionierte Primärschmelzen aus dem oberen Erdmantel dar, für die eine Olivin- und Chromspinellakkumulierung vermutet wird. Die Ferrobasalte werden als hypabyssische Entwicklungen interpretiert, ein genetischer Zusammenhang zu den Ferrogabbros ist möglich.

- ④ Der genetische Zusammenhang von Ultramafititen, Metagabbros und tholeiitischen Basalten mit „N-Typ“-Morb-Zusammensetzung sowie den hypabyssischen Fe-Ti-Basalten ist trotz Deformation und metamorpher Überprägung anzunehmen. Die zumindest teilweise inversen Lagerungsverhältnisse müssen im alpidischen Deckenbau begründet sein, da die untersuchten Metabasite einer durchaus üblichen Ophiolitassoziation entsprechen. Informationen über die Ausbildung als „Back arc basin“ fehlen.
- ⑤ Die nichtophiolitischen, stark spilitisierten Grünschiefer (KOLLER & PAHR, 1985) entsprechen einer „within plate“-Assoziation und werden wegen ihrer Geochemie als Ozeaninselbasalte gedeutet, die postophiolitischen Intrusionen oder Extrusionen in die penninischen Sedimente oder den penninischen Sedimentationsraum darstellen. Äquivalente Alkalibasaltchemismen beschreiben BRUNACCI et al. (1983) aus dem Sennagebiet südlich des Mt. Amiata in der Toskana.
- ⑥ Die geochemischen Untersuchungen stützen die Interpretation der Ophikarbonatgesteine als tektonische Breccien der Ultramafitite in den karbonatreichen Sedimenten. Die Bildung im Zusammenhang mit einer Transformstörung würde durchaus rezenten Beispielen entsprechen (HEKINIAN, 1982).
- ⑦ Im Vergleich mit den Ophioliten des Tauernfensters ergeben sich gute Korrelationen mit jenen aus der Glocknerdecke (HÖCK, 1983), jedoch fehlen die an inkompatiblen Elementen angereicherten „Transitional“-Basalte der Fuscherfazies (HÖCK & MILLER, 1980; HÖCK, 1983). Pikritische Basalte sind dafür aus den mesozoischen Decken des Tauernfensters derzeit nicht bekannt.

9. Zusammenfassung der Ergebnisse der Geochemie

- ① Die Ophiolite der Rechnitzer Serie entsprechen einem „high Ti“-Ophiolit im Sinne von BECCALUVA et al. (1983), wie er für mittelozeanische Rücken oder gut entwickelte „Back arc basins“ charakteristisch ist. Derartige Ophiolite sind im Alpen-Apenninen-Orogen weit verbreitet.
- ② Die plutonische Sequenz zeigt eine gut entwickelte Abfolge von den Ultramafititen ausgehend über „Lower level“-Gabbros und Fe-Ti-reiche „Upper level“-Gabbros bis zu sauren Differentiaten mit plagiogranitischer Zusammensetzung.
- ③ Die ophiolitischen Grünschiefer der Rechnitzer Serie gliedern sich in die normalen Metabasalte, in pikritische Basalte und in die Ti-Fe-reichen. Die normalen Grünschiefer entsprechen tholeiitischen Basalten mit „N-Typ“-Morb-Zusammensetzung, nach PEARCE (1980) lassen sich Aufschmelzungsraten um 15 % sowie eine Plagioklas-Klinopyroxen-Fraktionierung

10. Methodik

Die Zusammensetzung der Mineralphasen wurden mit einer Elektronenstrahlmikrosonde des Typs ARL-SEM-Q bei 15 KV Anregungsspannung gemessen. Die notwendigen Korrekturen wurden nach BENCE & ALBEE (1968) durchgeführt, gemessen wurde gegen Mineralstandards. Alle analytischen Angaben zu den Mineralphasen, sofern nicht anders angegeben, beziehen sich auf Mikrosondenanalysen.

Aus den Mikrosondenanalysen der Amphibole wurde ein theoretischer Fe³⁺-Gehalt aus einer iterativ durchgeführten Ladungsbilanz auf der Basis von 23 O errechnet. Ein erster Näherungswert wurde aus einer Kombinationsformel – alle Elemente außer Ca, Na und K, die aus einer Sauerstoffbilanz auf 23 O bezogen wurden, auf 15 Kationen – abgeleitet. Fe³⁺ Berechnung, Formelaufteilung und Darstellung in den Nomenklaturfeldern nach LEAKE (1978) wurde mit dem Fortran 5 (Fortran 77)-Programm Amphib durchgeführt. Die chemische Zusammensetzung der Gesteine wurde mittels RFA (Philips PW 1400) unter Verwendung einer

Rh-Röhre bestimmt. Für die Hauptelemente wurden $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_4$ -Schmelzpillen bei 50 kV und 30 mA gemessen. Das FeO wurde nach WILSON (1955) titriert, das H_2O wurde als Glühverlust nach Abzug eines eventuell vorhandenen ebenfalls gravimetrisch bestimmten CO_2 ermittelt. Für die Bestimmung der Spurenelemente nach der Methode von NISBET et al. (1979) wurden Pulverpräflinge bei 60 kV und 45 mA gemessen. Die SEE-Elemente wurden mittels instrumenteller Neutronenaktivierung bestimmt (KIESL et al., 1980), einzelne wurden radiochemisch aufgearbeitet.

Dank

Der Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützte die Arbeiten durch Bereitstellung der Elektronenstrahlmikrosonde (Projekt 1939) sowie die Österreichische Nationalbank durch die Erweiterung des Mikrosondenrechners (Projekt 1890). Herrn Dr. A. PAHR, Geologische Bundesanstalt Wien, sei für viele Hinweise und gute Zusammenarbeit, Herrn Prof. Dr. V. HÖCK, Institut für Geowissenschaften, Universität Salzburg, sei für die kritische Durchsicht des Manuskriptes, für die Bestimmung der SEE mittels Neutronenaktivierung sei Herrn Prof. Dr. W. KIESL und Herrn F. KLUGER, Institut für Analytische Chemie, Universität Wien, gedankt. Weiters bin ich Prof. Dr. W. RICHTER, Prof. Dr. H. G. SCHARBERT, Prof. Dr. J. ZEMANN und Prof. Dr. W. FRANK für ihr Interesse und ihre Unterstützung für diese Arbeit zu Dank verpflichtet. Allen Angehörigen des Institutes für Petrologie sowie Herrn H. NOWOTNY sei ebenfalls gedankt.

Literatur

- BARRIGA, F. & FYFE, W. S.: Development of rodingite in basaltic rocks in serpentinites, East Liguria, Italy. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **84**, 146–151, Berlin 1983.
- BECCALUVA, L., DI GIROLAMO, P., MACCIOTTA, G. & MORRA, V.: Magma affinities and fractionation trend in ophiolites. – *Ofioliti*, **8**, 307–324, Bologna 1983.
- BENCE, A. E. & ALBEE, A. L.: Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. – *J. Geol.*, **76**, 382–403, Chicago 1968.
- BLACK, P. H.: Mineralogy of New Caledonian Metamorphic Rocks. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **45**, 281–288, Berlin 1974.
- BLISS, N. W. & MAC LEAN, W. H.: The paragenesis of zoned chromite from Central Manitoba. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 973–990, Oxford 1975.
- BOUGAULT, H. & HEKINIAN, R.: Rift valley in the atlantic ocean near 36° 50' N: Petrology and geochemistry of basaltic rocks. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 249–261, Amsterdam 1974.
- BRUNACCI, S., DONATO, C., FARAONE, D., MANGANELLI, V. & STOPPA, F.: Vulcanismo alcalino cretaceo post-ofiolitico nell'alloctono liguride della Toscana meridionale. I: L'Area del T. Senna (Siena – Grosseto). – *Ofioliti*, **8**, 47–76, Bologna 1983.
- CAPEDRI, S., VENTURELLI, G. & TOSCANI, L.: Petrology of an ophiolitic cumulate sequence from Pindos, Greece. – *Geol. J.*, **17**, 233–242, Chichester 1983.
- COLEMAN, R. G.: Ophiolites. – 229 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1977.
- COLEMAN, R. G. & DONATO, M. M.: Oceanic plagiogranite revisited. – In: BARKER, F. (Ed.): *Trondhjemites, Dacites and related rocks*. – *Developments in Petrology*, **6**, 148–168, Amsterdam (Elsevier) 1979.
- DIETRICH, V. J.: The distribution of ophiolites in the Alps. – *Ofioliti*, **1**, 7–52, Bologna 1980.
- DRAPER, G. & BONE, R.: Denudation rates, thermal evolution and preservations of blueschist terrains. – *J. Geol.*, **89**, 601–613, Chicago 1981.
- EARLE, M. M.: A note on the relationship between inclined isothermal surfaces and subduction-zone metamorphism. – *Tectonophysics*, **68**, 313–324, Amsterdam 1980.
- ERICH, A.: Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland, Niederösterreich). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **53**, 53–115, Wien 1960.
- ERICH, A.: Zur weiteren Kennzeichnung der Grüngesteine in der Bernsteiner Zone der Rechnitzer Serie. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **11**, 93–120, Wien 1966.
- ERNST, W. G.: CO_2 -poor composition of the fluid attending Franciscan and Sanbagawa low-grade metamorphism. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, 497–504, Oxford 1972.
- ERNST, W. G.: Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. – *Min. Mag.*, **43**, 269–278, London 1979.
- EVREN, I.: Die Serpentinegesteine von Bernstein und Steinbach (Burgenland). – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **17**, 101–122, Wien 1972.
- FRY, N.: Lawsonite pseudomorphosed in Tauern greenschist. – *Min. Mag.*, **39**, 121–122, London 1973.
- GASPARIK, T. & LINDSLEY, D. M.: Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. – *Reviews in Min.*, **7**, 309–339, Washington 1980.
- GANGULY, J.: The energetics of natural garnet solid solution. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **55**, 81–90, Berlin 1976.
- HALL, R.: Pyroxenes of basic rocks and rodingites from an ophiolitic melange, South-Eastern Turkey. – *Min. Mag.*, **42**, M42–M48, London 1978.
- HEBERT, R.: Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: Some comparisons with ophiolite examples. – *Ofioliti*, **2/3**, 299–324, Bologna 1982.
- HEKINIAN, R.: Petrology of the ocean floor. – 393 S., Amsterdam–Oxford–New York (Elsevier) 1982.
- HERITSCH, H.: Der Natrium-Amphibol aus dem Glasbachgraben bei Schlaining, Burgenland. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **10**, 209–217, Wien 1965.
- HERITSCH, H.: Über die Verteilung von Chrom in Na-Amphibol und über Chromit des Glasbachgrabens bei Schlaining im Burgenland. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **3**, 25–29, Graz 1981.
- HEY, M. H.: A new review of the chlorites. – *Min. Mag.*, **30**, 277–292, London 1954.
- HÖCK, V.: Mesozoic Ophiolites and non-ophiolitic Metabasites in the central part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – *Ofioliti*, **8**, 103–126, Bologna 1983.
- HÖCK, V. & MILLER, Ch.: Chemistry of Mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern. – *Mitt. Österr. Ges.*, **71–72**, 81–88, Wien 1980.
- HOFFMANN, C.: Natural and synthetic ferroglaucofan. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **34**, 135–149, Berlin 1972.
- HUCKENHOLZ, H. G. & FEHR, K. T.: Stability relationships of grossular + quartz + wollastonit + anorthite. II. The effect of grandite – hydrograndite solid solution. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **145**, 1–33, Stuttgart 1982.
- HUGHES, C. J.: Igneous Petrology. – *Development in Petrology*, **7**, Amsterdam (Elsevier) 1982.
- ITO, E. & ANDERSON, A. T.: Submarine Metamorphism of Gabbros from the Mid-Cayman Rise: Petrographic and Mineralogical Constraints on Hydrothermal Processes at Slow-Spreading Ridges. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **82**, 371–388, Berlin 1983.
- JOHANNES, W. & PUHAN, D.: The calcite-aragonite transition, reinvestigated. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **31**, 28–38, Berlin 1972.
- KAY, R. W., HUBBARD, N. J. & GAST, P. W.: Chemical characteristics of oceanic ridge volcanic rocks. – *J. Geophys. Res.*, **75**, 1585–1613, Washington 1970.
- KIESL, W., KLUGER, F. & LINDBAUER, R.: Die zerstörungsfreie Bestimmung der Seltenen Erdelemente nach der Neutronenaktivierung. – *Monatsh. Chemie*, **111**, 681–691, Wien 1980.
- KOLLER, F.: Die Bildung eines Alkali amphibols in Metagabbros der Bernstein-Rechnitzer-Schieferinsel, Penninikum. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **25**, 107–116, Wien 1978.
- KOLLER, F.: Die Zusammensetzung der Amphibole im Penninikum des Alpenostrandes. – *Fortschr. Min.*, **57**, Bh. 1, 70–71, Stuttgart 1979.
- KOLLER, F.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an Metagabbros des Penninikums am Alpenostrand. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1980**, 58–62, Wien 1980.
- KOLLER, F. & PAHR, A.: The Penninic Ophiolites on the Eastern End of the Alps. – *Ofioliti*, **5**, 65–72, Bologna 1980.
- KOLLER, F. & RICHTER, W.: Rodingites in Ultramafic Rocks of the Eastern Alps. – *Ofioliti*, **5**, 73–78, Bologna 1980.
- KOLLER, F. & WIESENER, H.: Gesteinsserie und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostal-

- pins der Oststeiermark. — Fortschr. Min., **59**, Bh. 2, 167–178, Stuttgart 1981.
- KOLLER, F., DIETRICH, H., KIESL, W. & RICHTER, W.: Ein Beitrag zur Geochemie von Metarodingiten und deren Blackwallbildungen aus den Ostalpen. — Fortschr. Miner., **60**, Bh. 1, 119–120, Stuttgart 1982.
- LEAKE, B. E.: Nomenclature of amphiboles. — Canad. Min., **16**, 501–520, Toronto 1978.
- LINDSLEY, D. H.: Pyroxene thermometry. — Amer. Min., **68**, 477–493, Washington 1983.
- LIU, J. G.: Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. — Am. Min., **56**, 507–531, Washington 1971.
- LIU, J. G. & ERNST, W. G.: Oceanic Ridges Metamorphism of the Taiwan Ophiolite. — Contrib. Miner. Petrol., **68**, 335–348, Berlin 1979.
- MASSONNE, H.-J.: Phengite: Eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens im System $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. — Unveröff. Diss., Naturw. Fak., Ruhr Univ., Bochum 1981.
- MILLER, Ch.: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., **24**, 221–277, Wien 1977.
- MIYASHIRO, A.: Metamorphism and Metamorphic Belts. — London (George Allen & Unwin Ltd.) 1973.
- MUELLER, R. F. & SAXENA, S. K.: Chemical Petrology. — New York (Springer) 1977.
- MÜLLER, E. D.: $\text{MnO}/\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. — Earth Planet. Sci. Lett., **62**, 53–62, Amsterdam 1983.
- NEWTON, R. C. & SMITH, J. V.: Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth. — J. Geol., **75**, 268–286, Chicago 1967.
- NISBET, E. G., DIETRICH, V. J. & ESENWEIN, A.: Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. — Fortschr. Miner., **57**, 264–279, Stuttgart 1979.
- NITSCH, K. H.: Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. — Fortschr. Miner., **47**, Bh. 1, 48–49, Stuttgart 1970.
- NITSCH, K. H.: Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyit-haltigen Paragenesen. — Contrib. Miner. Petrol., **30**, 240–260, Berlin 1971.
- NITSCH, K. H.: Neue Erkenntnis zur Stabilität von Lawsonit. — Fortschr. Miner., **51**, Bh. 1, 34–35, Stuttgart 1974.
- OBERHÄNSLI, R.: Chemische Untersuchungen an Glaukophanführenden basischen Gesteinen aus den Bündnerschiefern Graubündens. — Schweiz. Miner. Petrol. Mitt., **58**, 139–156, Zürich 1978.
- OKAY, A. I.: Sodic amphiboles as oxigen fugacity indicators in metamorphism. — J. Geol., **88**, 225–232, Chicago 1980.
- OHNENSTETTER, M. & OHNENSTETTER, D.: Comparison between Corsican albitites and oceanic plagiogranites. — Arch. Sc. Genève, **33**, 201–220, Genève 1980.
- PALLISTER, J. S. & HOPSON, C. A.: Samail Ophiolite Plutonic Suite: Field Relations, Phase Variation, Cryptic Variation and Layering, and a Model of Spreading Ridge Magma Chamber. — J. Geophys. Res., **86**, 2593–2644, Washington 1981.
- PALLISTER, J. S. & KNIGHT, R. J.: Rare-Earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. — J. Geophys. Res., **86**, 2673–2697, Washington 1981.
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1960**, 274–282, Wien 1960.
- PAHR, A.: Neue Erkenntnisse zur Geologie der Rechnitzer Schieferinsel und deren Konsequenzen für den Antimonitbergbau. — Berg. Hüttenm. Mh., **120**, 492–495, Leoben 1975.
- PAHR, A.: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1977**, 23–33, Wien 1977.
- PAHR, A.: Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. — In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs. — 320–326, Wien (Springer) 1980.
- PAHR, A.: Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart. — Wien (Geol. B.-A.) 1984.
- PEARCE, J. A.: Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. — In: PANAYIOTON, A. (Ed.) Ophiolites, 261–272, Cypern 1980.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R.: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. — Earth Planet. Sci. Lett., **19**, 290–300, Amsterdam 1973.
- PEARCE, J. A. & NORRIS, M. J.: Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. — Contrib. Miner. Petrol., **69**, 33–47, Berlin 1979.
- POLDERVAART, A. & HESS, H. H.: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. — J. Geol., **59**, 472–489, Chicago 1951.
- POPP, R. K. & GILBERT, M. C.: Stability of acmite-jadeite pyroxenes at low pressure. — Amer. Min., **57**, 1210–1231, Washington 1972.
- RUMBLE, D.: Oxide minerals in metamorphic rocks. — Reviews in Min., **3**, R-1–R-24, Washington 1976.
- SAUNDERS, A. D.: The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. — In: HENDERSON, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry. — Developments in Geochemistry, **2**, 205–236, Amsterdam (Elsevier) 1984.
- SCHIFFMAN, P. & LIU, J. G.: Synthesis and Stability Relations of Mg-Al-Pumpellyite, $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_8\text{O}_{21}(\text{OH})_7$. — J. Petrol., **21**, 441–474, Oxford 1980.
- SCHIFFMAN, P.: Crystallization of coarse-grained prehnite and pumpellyite in hydrothermal experiments and petrologic implications. — N. Jb. Miner. Abh., **146**, 242–257, Stuttgart 1983a.
- SCHIFFMAN, P.: Synthesis of Fe-pumpellyite and stability relations with epidote. — J. metamorphic Geol., **1**, 91–101, Oxford 1983b.
- SCHMID, W.: Überblick über geologische Arbeiten in Österreich. — Z. Deutsch. geol. Ges., **102**, 311–316, Hannover 1950.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. — Jb. Geol. B.-A., **116**, 35–49, Wien 1973.
- SCHREYER, W. & BALLER, Th.: Talc-muscovite: synthesis of a new high-pressure phyllosilicat assemblage. — N. Jb. Miner. Mh. Jg. **1977**, 421–425, Stuttgart 1977.
- SIVELL, W. J. & WATERHOUSE, J. B.: Oceanic ridge metamorphism of the Patuki Volcanics, D'Urville Island, New Zealand. — Lithos **17**, 19–36, Oslo 1984.
- SPEAR, F. S.: $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$ Exchange Equilibrium between Plagioclase and Amphibole. — Contrib. Miner. Petrol., **72**, 33–41, Berlin 1980.
- SPOONER, E. T. C. & FYFE, W. S.: Sub-Sea-Floor Metamorphism, Heat and Mass Transfer. — Contrib. Miner. Petrol., **42**, 287–304, Berlin 1973.
- THOMPSON, G.: Trace-element distributions in fractionated oceanic rocks: 2. Gabbros and related rocks. — Chem. Geol., **12**, 99–111, Amsterdam 1973.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band I. — Wien (Deuticke) 1977.
- TROMMSDORFF, V. & EVANS, B. W.: Antigorite-Ophicarbonates: Phase Relations in a Portion of the System $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$. — Contrib. Miner. Petrol., **60**, 39–56, Berlin 1977.
- WILSON, A. D.: A new method for the determination of ferrous iron in rocks and minerals. — Bull. Geol. Surv. Great Britain, **9**, 56–58, London 1955.
- WIESENER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., **42**, 136–181, Wien 1932.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Oktober 1984.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1985

Band/Volume: [128](#)

Autor(en)/Author(s): Koller Friedrich

Artikel/Article: [Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand 83](#)