

DIE ENTWICKLUNG DER PENNINISCHEN OZEANISCHEN KRUSTE IM BEREICH DER RECHNITZER FENSTERGRUPPE

KOLLER, F.

Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

1. EINLEITUNG

Die penninischen 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 ostalpinen Decken metamorphe Gesteinsserien auf, die unter den Begriffen Rechnitzer Schiefer, Rechnitzer Serie oder Rechnitzer Fenstergruppe zusammengefaßt werden (WIESENER, 1932, TOLLMANN, 1977; HÖCK & KOLLER, 1989). Es sind dies vom Norden nach Süden die Fenster von Möltern, Bernstein, Rechnitz und Eisenberg. Die tektonische Position dieser Baueinheit war lange umstritten und wurde erstmals von SCHMIDT (1951), durch lithologische Serienvergleiche mit der mesozoischen Schieferhülle des Tauernfensters, dem Penninikum zugeordnet. Erste petrographische Bearbeitungen wurden von WIESENER (1932) und ERICH (1960, 1966) durchgeführt. Danach konnte die endgültige Bestätigung einer penninischen Position der Rechnitzer Serie durch den Nachweis der Überlagerung durch Wechsel- und Grobgnesserie (PAHR, 1975, 1977) sowie durch eine fossilbelegte Alterszuordnung in den Sedimentserien (SCHÖNLAUB, 1973) erbracht werden. Neben der serienmäßigen Gliederung für die 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 vergleichbar mit den Ophiolitkomplexen im Tauernfenster ist.

Erste, sehr allgemein gehaltene Einstufungen der Metamorphosebedingungen wurden von EVREN (1972), KOLLER (1978) und KOLLER & PAHR (1980) angegeben. Eine detaillierte petrologische und geochemische Bearbeitung der Ophiolite und der angrenzenden Sedimentserien erfolgte durch KOLLER (1985). Der Vergleich aller penninischen Ophiolitkomplexe in den Ostalpen untereinander und die Einbindung in das alpine Orogen sowie die daraus ableitbaren Kenntnisse über den penninischen Ozean haben KOLLER & HÖCK (1987, 1990) und HÖCK & KOLLER (1989) zusammengefaßt.

2. GEOLOGIE UND GESTEINSBESCHREIBUNG

Da in diesem Band bereits eine Einführung in die geologische Situation am Alpenostrand von A. PAHR beinhaltet ist, kann auf eine weitergehende Behandlung verzichtet werden. Global kann auf die zusammenfassenden Arbeiten über das Penninikum am Alpenostrand von PAHR (1980) und TOLLMANN (1977) verwiesen werden.

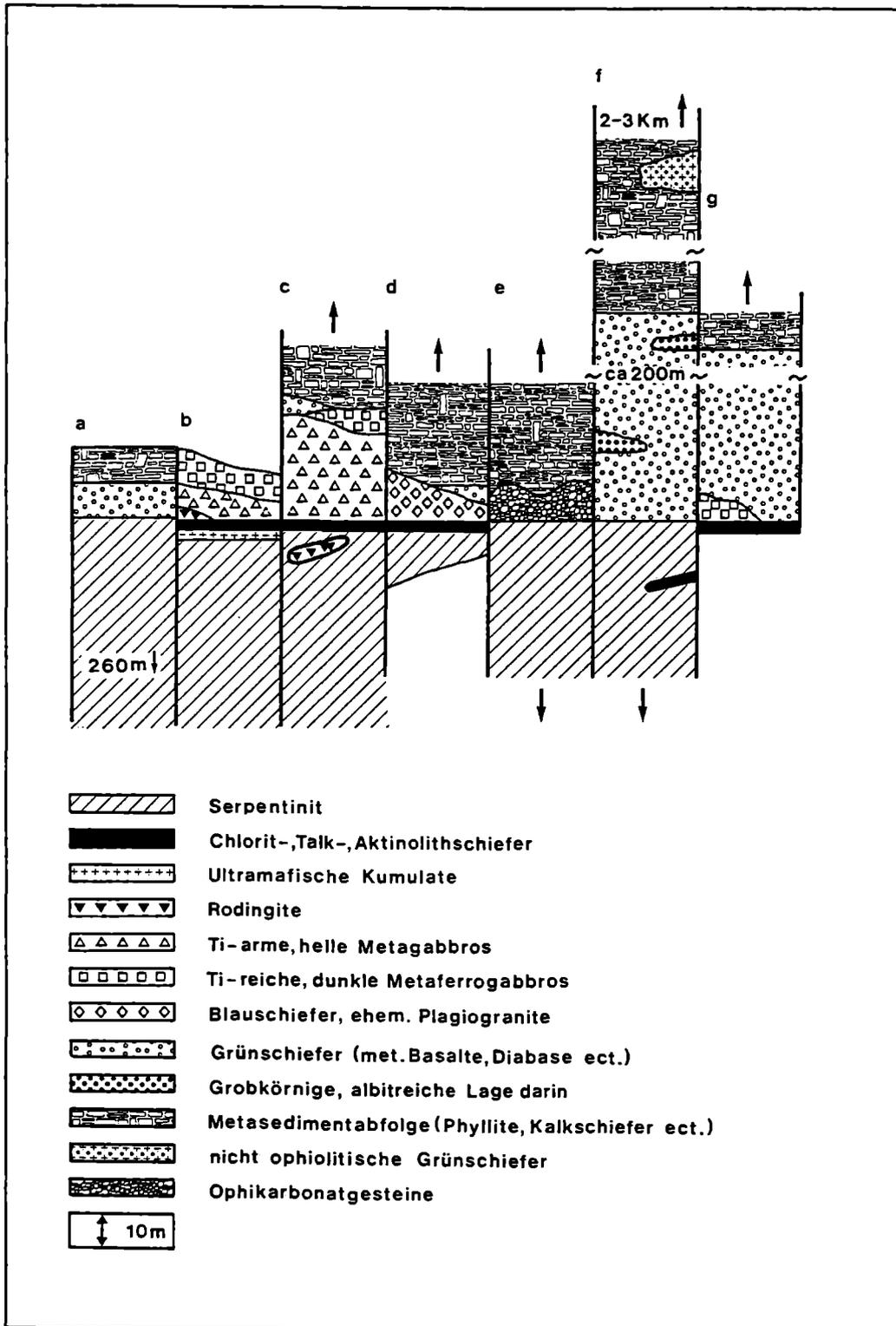


Abb. 1: Schematische Darstellung der Ophiolitprofile in den penninischen Fenstern am Alpenostrand nach KOLLER (1985): Profil a = Bohrung Maltern 1, Westrand Bernsteiner Fenster (PAHR, 1977); b = Profil Schirnitzriegel, Ostrand Bernsteiner Fenster; c = Profil Kogl, Nordostrand Bernsteiner Fenster; d = Profil nördlich Glashütten, Rechnitzer Fenster; e = Profil südlich Glashütten, Rechnitzer Fenster; f = Profil Rechnitz (Rumpersdorf), Rechnitzer Fenster; g = Profil Vaskeresztes, Eisenberger Fenster (Ungarn).

Der Gesteinsbestand in der Rechnitzer Fenstergruppe besteht aus einer Sedimentserie mit Phylliten, Graphitphylliten, Quarziten, Kalkphylliten, Marmoren, Rauhdecken und Konglomeraten sowie aus einer Ophiolitsequenz bestehend aus Serpentiniten, mittel- bis grobkörnigen Metagabbros, Albit-Riebeckit-Gesteinen, feinkörnigen massigen und gebänderten Grünschiefern, Chloritschiefern sowie nur lokal verbreitet Ophikarbonatgesteinen und Radiolariten.

In Abb. 1 sind nach KOLLER (1985) einige charakteristische Profile quer durch die Ophiolitabfolgen schematisch dargestellt, als Korrelationsbasis wurde in Anlehnung an COLEMAN (1977) die Oberkante der Ultramafitite, entsprechend der einstigen Moho-Grenze im penninischen Ozean, als Vergleichsbasis gewählt. Das erste Profil (Abb. 1a) stellt die Bohrung Maltern 1 (PAHR, 1977) dar, die gegenüber dieser Darstellung eine inverse Lagerung aufweist. Das Profil Schirnitzriegel weist neben dem Ultramafitit nur eine plutonische Abfolge auf, die von rodingitisiertem "lower level"-Gabbro bis Ferrogabbro reicht. Eine ähnliche Abfolge ist für das Profil östlich Kogel (Abb. 1c), am NE-Rand des Bernsteiner Fensters, nachzuweisen. Die beiden Profile bei Glashütten (Abb. 1 d und e) sind geringmächtige Melangeabfolgen mit einerseits als Blauschiefer bezeichneten Albit-Crossit-Gesteinen, und andererseits einer komplexen Ophikarbonatentwicklung zwischen dem Serpentin und den Kalkglimmerschiefern.

Das Profil Rechnitz (Rumpersdorf, Abb. 1f) beginnt mit dem mächtigen Serpentinikörper der Plischa, mit einzelnen magnetitführenden Chloritschieferlinsen als vollständig veränderte Gabbros, gefolgt von einem ca. 150 m mächtigen Grünschieferkomplex. Den Abschluß bilden die bis 2000 m mächtigen Metasedimentserien. In diese Bündnerschieferäquivalente eingeschaltet sind spilitisierte, nicht ophiolitische Metabasalte. Dieses Profil weist eine invers liegende Abfolge auf. Das letzte Profil (Abb. 1g) zeigt sehr schematisch die Verhältnisse im Kristallin von Eisenberg bei Vaskeresztes (Ungarn).

Obwohl in den massigen Metagabbros primäre Texturen eines "isotrope gabbro" durchaus erhalten sind, fehlen primärmagmatische Texturen in den Metabasalten vollständig. Bisher konnten weder eindeutige Pillow-Formen, noch sichere Hyaloklastit-Texturen oder "sheeted dike"-Systeme nachgewiesen werden.

Zusammenfassend kann folgendes aus allen Aufschlüssen zusammengestelltes Normprofil durch die Ophiolite der Rechnitzer Fenstergruppe nach KOLLER (1985) dargestellt werden:

Metasedimentabfolge: Mächtigkeit > 2000 m, unklar ob immer primäre Verbandsverhältnisse der Kalkglimmerschiefer mit den Ophiolitgesteinen vorliegen?

Radiolarit: maximale Mächtigkeit ca. 10 m, lokal beschränkte Vorkommen im Mölterner Fenster.

Vulkanitabfolge: Mächtigkeit insgesamt bis 200 m, normalerweise feinkörnig gebänderte Grünschiefer, selten grobkörnige, albitreiche

Lagen, im Hangendbereich manchmal Verzahnung und Wechselagerung mit den Sedimentsequenzen.

Plutonitabfolge: besteht aus "lower level"- und "upper level"-Gabbro, geringmächtigen sauren Differentiaten und möglichen ultramafischen Kumulate, Gesamtmächtigkeiten ca. 60 - 65 m, davon:
Saure Differentiate: max. 1-2 m
Ferrogabbro: max. 20 m
Mg-reicher Gabbro: bis 40 m
Ultramafische Kumulate: ?, max. 1 m.

Ultramafititabfolge: bisher nachgewiesene maximale Mächtigkeit der Serpentinite 260 m (Bohrung Maltern 1 nach PAHR, 1977).

Daraus ergibt sich eine Abschätzung der heutigen Gesamtmächtigkeit der metamorphen Ophiolitsequenz in der Rechnitzer Fenstergruppe von ungefähr 530 m. Derartige Mächtigkeiten stehen mit denen im Tauernfenster und im Engadiner Fenster durchaus im Einklang (HÖCK & KOLLER, 1989; KOLLER & HÖCK, 1987, 1990).

3. GEOCHEMIE DER GESTEINE DER PENNINISCHEN OZEANISCHEN KRUSTE

Ultramafitite: Da alle ultramafischen Gesteine vollständig serpentinisiert sind, läßt nur die chemische Zusammensetzung Rückschlüsse auf das primäre Ausgangsgestein zu. Für den Normaltyp sind geringe Al-Gehalte zwischen 1,1 und 1,5 Gew.% Al_2O_3 und ein X_{Mg} 0,91 - 0,85 charakteristisch, derartige Gehalte sind nach COLEMAN (1977) eher typisch für Harzburgite als für Lherzolithe. In den ultramafischen Kumulaten am Rand zu den Metagabbros sind höhere Al_2O_3 -Gehalte zu beobachten (KOLLER, 1985).

Mg-reiche Metagabbros: Die TiO_2 -Gehalte reichen von 0,1 - 0,9 Gew.% bei MgO-Werten bis 14,0 Gew.%. Generell liegen die Fe-Gehalte zwischen 4,0 und 8,0 Gew.% $FeO + Fe_2O_3$, bei einem X_{Mg} von 0,85 - 0,64. Weiters sind die Gehalte an Zr, Y, Nb, V, SEE und P niedrig, die Cr-Gehalte reichen bis 1800 ppm. Gelegentlich ist eine leichte Zunahme der Alkalien zu beobachten (Abb. 2). In und am Rand der Ultramafitite weisen die hellen Gabbros eine Ca-Metasomatose mit Werten bis 25 Gew.% CaO auf, verbunden mit einer Abnahme von Fe, Na und Sr.

Ferrogabbros: Generell sind durchschnittliche TiO_2 -Gehalte um 4,0 Gew.% zu beobachten, mit Extremwerten bis zu 7,5 Gew.%. TiO_2 . Bei den Ferrogabbros mit einem X_{Mg} um 0,45 erreichen die Fe-Gehalte ($FeO + Fe_2O_3$ zusammen) Werte >20 Gew.%. Weiters ist eine häufige Na-Metasomatose zu beobachten, wobei Werte bis 7 Gew.% Na_2O auftreten. Im AFM-Dreieck ist die Na-Zufuhr deutlich zu beobachten (Abb. 2). Die Gesteine sind an Cr stark verarmt, gleichzeitig erreicht V Werte bis 800 ppm. Auffallend ist eine teilweise starke postmagmatische Oxidation.

Ferrodiorite und Plagiogranite: Neben höheren Si-Gehalten, zwischen 54 - 61 Gew.% SiO_2 sind beträchtliche Na_2O - und P_2O_5 -Werte typisch. Ebenso sind hohe Zr-, Y- und SEE-Werte charakteristisch, mit einer Variationsbreite von 600 - 1400 ppm Zr

und 220 - 380 ppm Y. Ebenso wie bei den Ferrogabbros ist eine intensive Oxidation, hier bis zu einem Extremwert für $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ von 0,95, zu beobachten. Im AFM-Dreieck liegen diese Gesteine auf einem tholeiitischen Entwicklungstrend (Abb. 2).

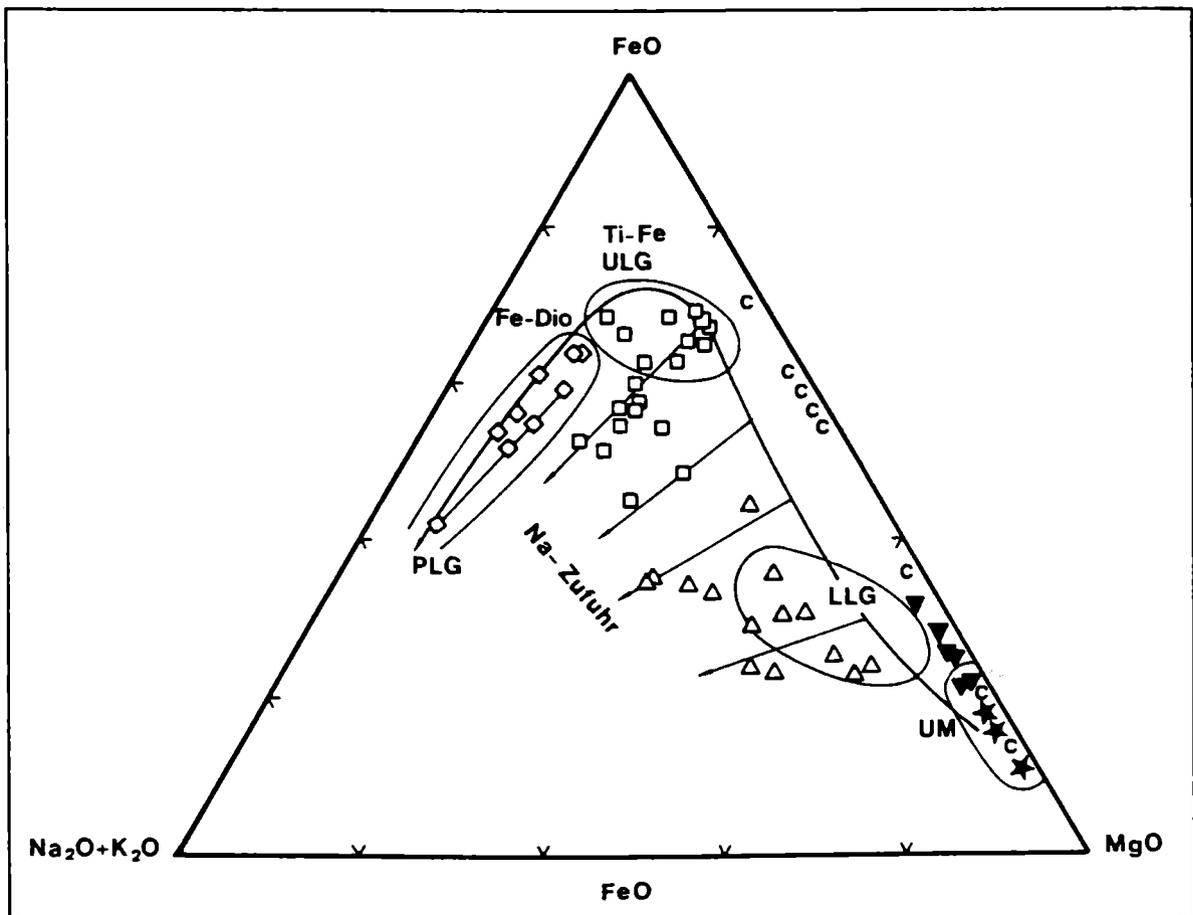


Abb. 2: Darstellung der untersuchten Plutonite der Ophiolite der Rechnitzer Fenstergruppe im AFM-Dreieck mit $0,9 \cdot \text{Fe}_{\text{tot}}$ als FeO nach KOLLER (1985). Fraktionierungstrend der plutonischen Sequenz von Ultramafititen (UM) über "lower level"-Gabbro (LLG), Ti- und Fe-reiche "upper level"-Gabbro zu Ferro-Dioriten (Fe-Dio) und Plagiograniten (PLG); mit Pfeilen ist die Tendenz der Na-Zufuhr angegeben.

Legende: ★ = Ultramafitite; C = Chloritschiefer; ∇ = Rodingite; Δ = Normaler Gabbro (LLG); □ = Ferrogabbro; ◇ = Blauschiefer = (Ferro-Diorite und Plagiogranite).

Metabasalte: In diese Gruppe wurden alle Grüngesteine, die keine erkennbare gabbroide Textur aufweisen oder aus stratigraphischen Gründen nicht dem Intrusivkomplex zugeordnet werden können, zusammengefaßt. Die Grünschiefer weisen SiO_2 -Gehalte meist unter 50 Gew.% auf, eine Tendenz zur Na-Zunahme und zu einer verstärkten Oxidation ist beobachtbar. Die Ti/V-Quotienten liegen bei 40, die Zr/Y-Quotienten weisen Werte um 2,5 - 3,5 auf, die Zr/Nb-Quotienten > 20 . Der Pauschalchemismus und die Spurenelementgehalte, einschließlich der oben angegebenen Elementverhältnisse entspricht durchaus einem Ozeanbodentholeiit. Im AFM-Dreieck

weisen nur jene Basalte mit $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 4$ Gew.% und $\text{MgO} > 5$ Gew.% eine gute Übereinstimmung mit einem Fe-Anreicherungstrend im Sinne der Skaergaard-entwicklung auf. Bei Verwendung geotektonischer Diskriminationsdiagramme fallen die Grünschiefer der Rechnitzer Serie ausschließlich in die Felder von MORB-Basalten (KOLLER, 1985). In Abb. 3 ist dies am Beispiel des Diagrammes von MESCHÉDE (1986) dargestellt, deutlich ist die gute Übereinstimmung mit einem N-typ MORB zu erkennen.

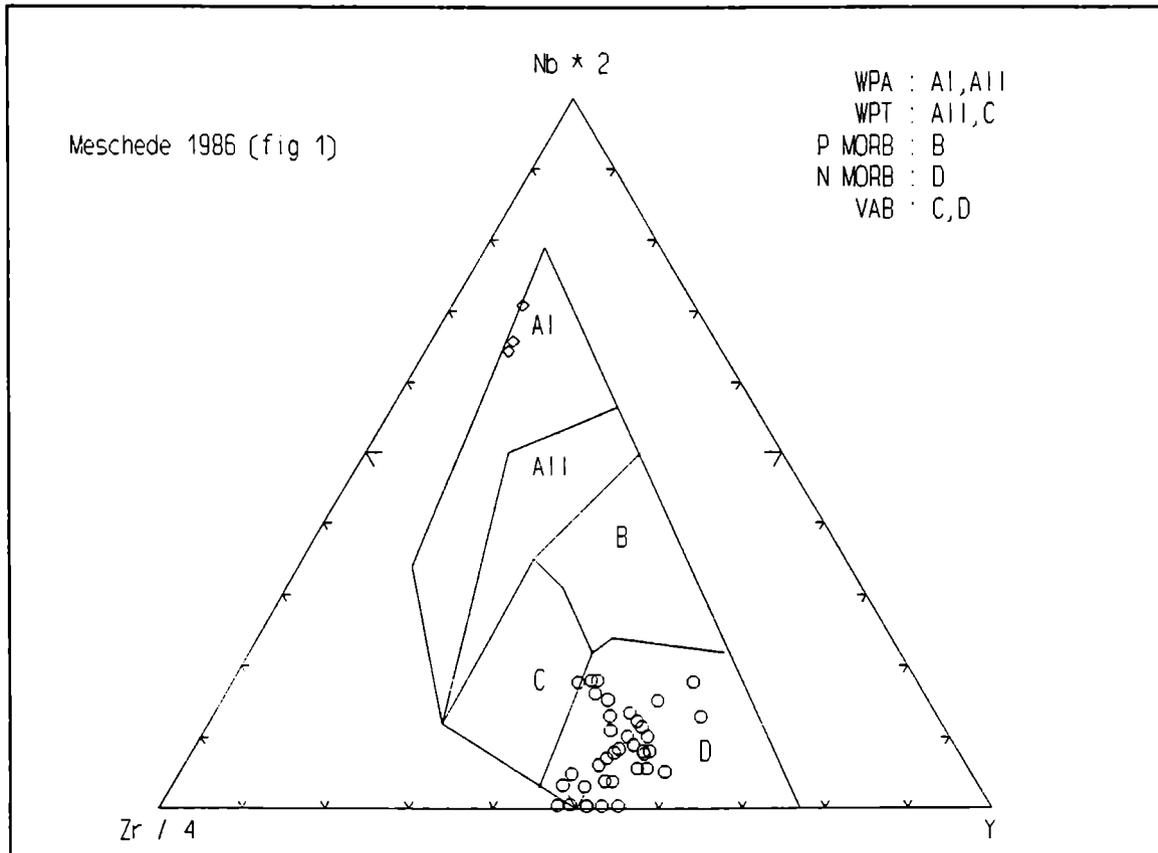


Abb. 3: Basaltdiskriminationsdiagramm (MESCHÉDE, 1986) für die Metabasalte der Rechnitzer Serie. Legende: O = Ophiolitische und ϕ = nicht ophiolitische Grünschiefer.

Ophikarbonatgesteine: Diese Gesteine weisen Karbonatgehalte von 60 - 80 Gew.% Kalzit auf und sind durch hohe Cr- (bis 3000 ppm) und Ni-Werte (bis 900 ppm) charakterisiert. Generell ist in den Ophikarbonatgesteinen eine starke Oxidation zu beobachten, wobei das $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ -Verhältnis Werte $> 0,9$ erreichen kann.

Kalkglimmerschiefer: Die in den Steinbrüchen des Rechnitzer Fensters gewonnenen Proben (KOLLER, 1985) weisen Kalzitgehalte zwischen 72 und 93 Gew.% auf. Typisch sind hohe Sr-Gehalte (460 - 850 ppm), K_2O -Werte von 0,4 - 1,1 Gew.%, wobei Na_2O variabel ist und auch fehlen kann. Bemerkenswert sind hohe S-Gehalte bis 2000 ppm, die meist an feinverteilten Pyrit gebunden sind.

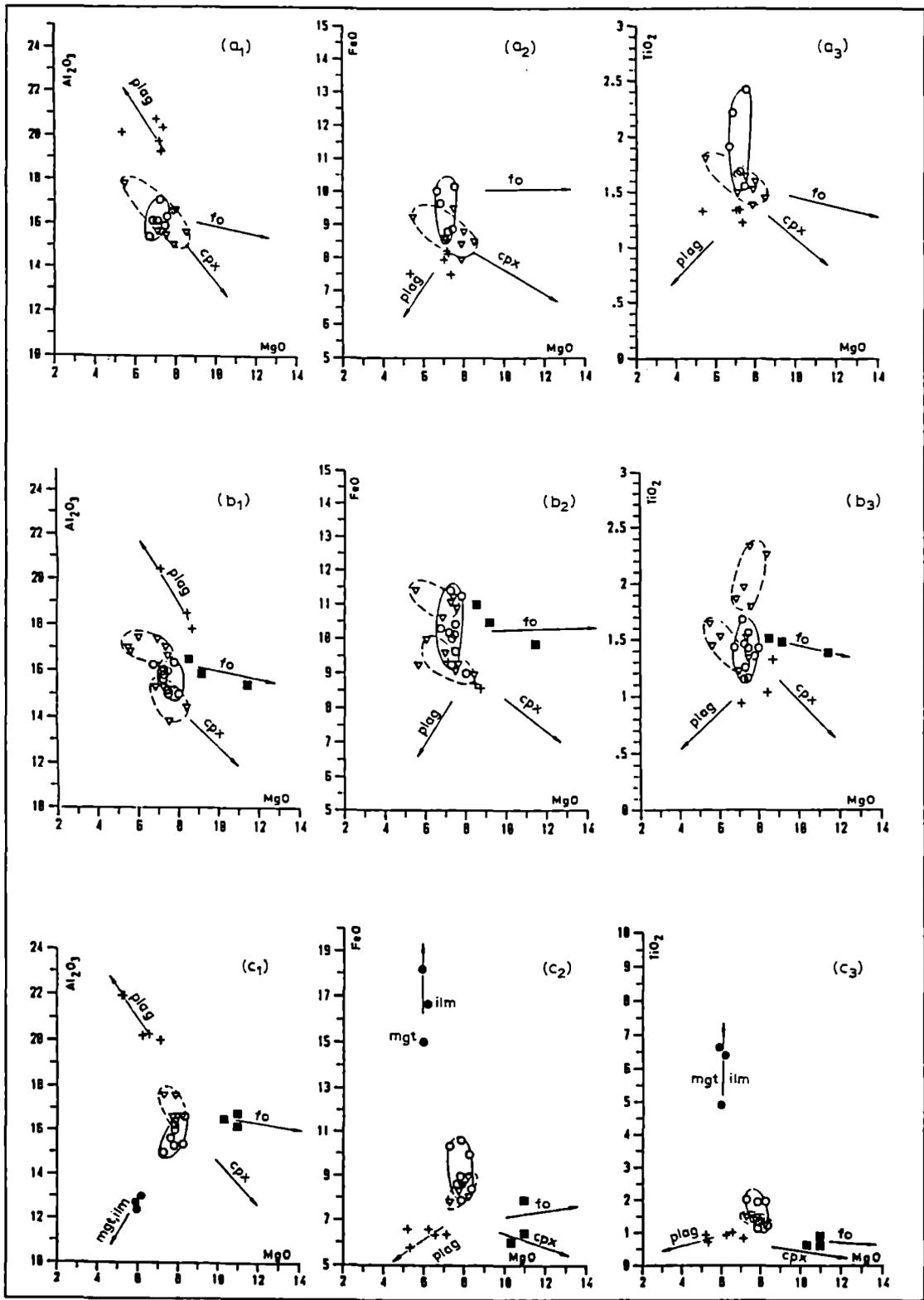


Abb. 4: MgO-Variationsdiagramme für die ophiolitischen Metabasalte: (a) Idalpe, Unterengadiner Fenster; (b) Tauern Fenster; (c) Rechnitzer Fenstergruppe. Die Pfeile entsprechen den Mineralfraktionierungsvektoren. Legende: + = Plag-Akkumulation; ◇ = Ol-Akkumulation; ■ = Ilm+Mgt-Akkumulation; ○ = Ol+Plag+(Kpx)-Fraktionierungstrend; ▽ = Kpx+Ol+Plag-Fraktionierungstrend.

Nicht ophiolitische Grünschiefer: Diese Gesteine sind durch große Karbonat-rhomboeder in einer Albit-Chlorit-Titanit-Matrix gekennzeichnet und entsprechen stark veränderten Alkalibasalten. Auffallend sind ihre TiO_2 -Gehalte von 4,0 - 4,6 Gew.%, weiters sind hohe Zr-, Nb- und P-Werte zu bemerken. Diese Metabasalte lassen sich geotektonisch als Alkalibasalte einer "within plate"-Assoziation ansprechen und wurden als postophiolitische Ozeaninselbasalte gedeutet (KOLLER, 1985; KOLLER & HÖCK, 1990).

4. DISKUSSION DER GEOCHEMISCHEN UNTERSUCHUNGEN UND VERGLEICH MIT DEN OSTALPINEN OPHIOLITKOMPLEXEN DES TAUERN- UND DES UNTERENGADINERFENSTER

Die Ophiolite der Rechnitzer Serie entsprechen einem "high Ti"-Ophiolit im Sinne von BECCALUVA et al. (1983) und sind damit charakteristisch für einen mittelozeanischen Rücken oder für ein gut entwickeltes "back arc basin", für letzteres fehlen alle Hinweise. Derartige Ophiolite sind im Alpen-Apenninen-Orogen weit verbreitet.

HÖCK & KOLLER (1989) und KOLLER & HÖCK (1990) haben für die am wenigsten veränderten MORB-Basalte aus allen drei penninischen Fenstern der Ostalpen folgende Gruppen mit unterschiedlicher Fraktionierung oder Akkumulation, basierend auf den Daten von HÖCK (1983), KOLLER (1985), HÖCK & MILLER, (1987) und HÖCK & KOLLER (1987), festgestellt (Abb. 4):

- a) **Plagioklas-Akkumulation**
- b) **Olivin-Akkumulation**
- c) **(Ilmenit + Ti-Magnetit)-Akkumulation**
- d) **(Olivin + Plagioklas \pm KPX)-Fraktionierung**
- e) **(KPX + Olivin + Plagioklas)-Fraktionierung**

In der Rechnitzer Fenstergruppe sind alle fünf Entwicklungstrends nachgewiesen, Gruppe b) fehlt bisher im Engadiner Fenster, Gruppe c) ist derzeit nur aus dem Rechnitzer Fenster bekannt. Die Gruppen a), d) und e) sind in allen penninischen Ophiolitkomplexen der Ostalpen zu finden. Dies belegt eine relativ komplexe Entwicklung der Magmengenese am Mittelozeanischen Rücken des südpenninischen Ozeans. Gleichzeitig liefern die übereinstimmenden Befunde in diesen weit auseinander liegenden Ophiolitkomplexen Argumente für globale Ursachen dieser unterschiedlichen Fraktionierungstrends. HÖCK & KOLLER (1989) konnten zeigen, daß vor allem unterschiedliche Aufschmelzungsraten und Unterschiede in der Mantelzusammensetzung wesentliche Ursachen für diese komplexe Situation in der penninischen ozeanischen Kruste verantwortlich sind.

Im Zr/Y vs. Zr-Diagramm (Abb. 5) nach PEARCE & NORRY (1979) zeigen die MORB-Metabasalte der Rechnitzer Fenstergruppe die größte Variationsbreite innerhalb der Metavulkanite aus den penninischen Ophioliten der Ostalpen (HÖCK & KOLLER, 1989; KOLLER & HÖCK, 1990). HÖCK & KOLLER (1989) konnten zeigen, daß diese Variationsbreite nicht von einer fraktionierten Kristallisation allein verursacht werden

kann, sondern auch unterschiedliche Aufschmelzungsraten oder unterschiedliche Zusammensetzung der Mantelquelle bedeutenden Einfluß haben.

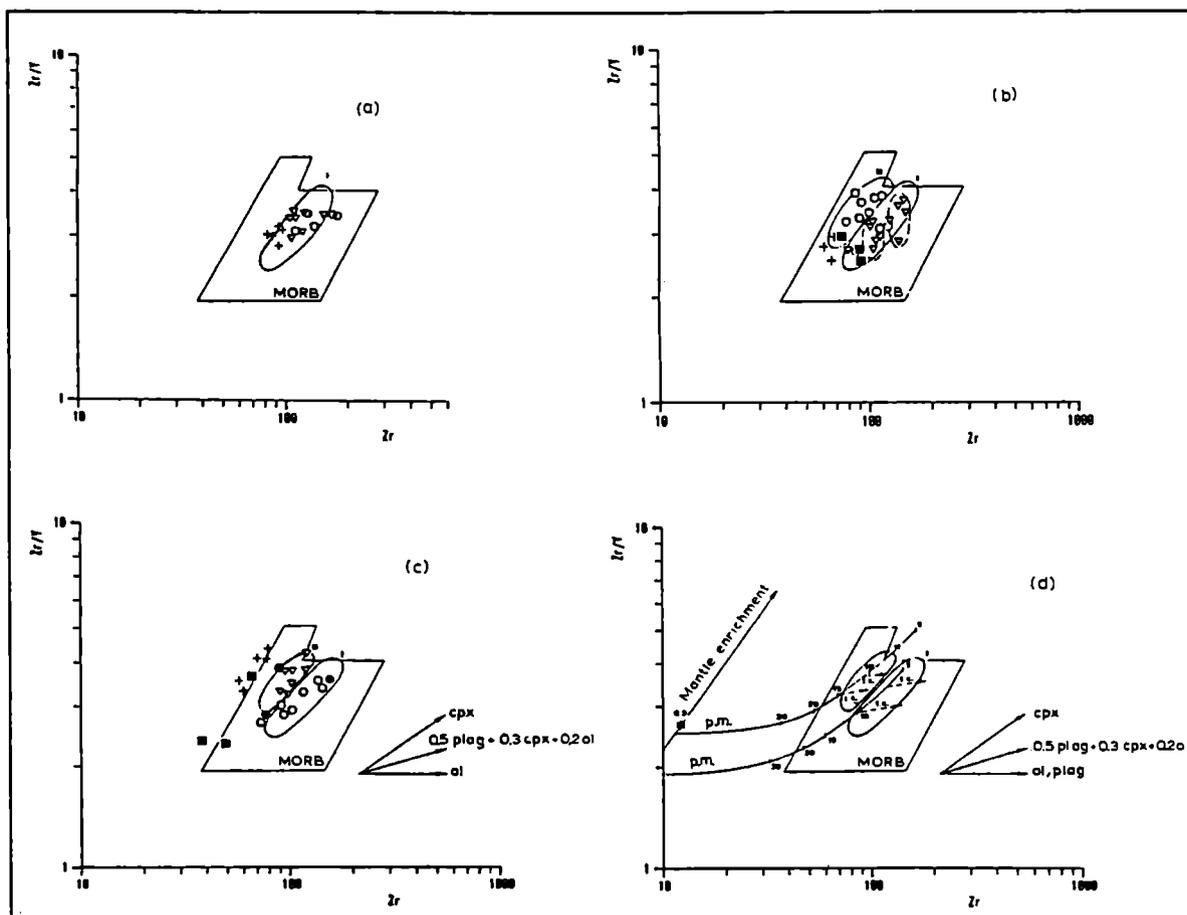


Abb. 5: Zr/Y vs. Zr -Diagramm mit MORB-Feld nach PEARCE & NORRY (1979): (a) Idalpe, Unterengadiner Fenster; (b) Tauern Fenster; (c) Rechnitzer Fenstergruppe, die nicht kumulativen Metabasalte fallen in die Felder I und II. Legende: + = Plag-Akkumulation; o = Ol-Akkumulation; ■ = Ilm+Mgt-Akkumulation; O = Ol+Plag+(Kpx)-Fraktionierungstrend; v = Kpx-Ol-Plag-Fraktionierungstrend. (d) wahrscheinlicher petrogenetischer Entwicklungstrend für die Felder I und II. Mantelanreicherungsvektor ausgehend von einer C_3 -Zusammensetzung, p.m. als partielle Schmelzkurven, f.c. als Vektoren der fraktionierten Kristallisation, berechnet nach PEARCE & NORRY (1979). Magmen der Gruppe I ableitbar aus niedrigen Aufschmelzungsraten (5 - 10 %) aus einem verarmten Erdmantel mit nachfolgender fraktionierter Kristallisation von Plag+Ol+Kpx. Magmen der Gruppe II stammen von einem weniger verarmten Erdmantel, mit etwas höheren Aufschmelzungsraten (10 - 15 %) und einer analogen fraktionierten Kristallisation.

Der Entwicklungstrend der plutonischen Sequenz läßt sich sehr gut in einem Ti/V -Diagramm (Abb. 6) darstellen. Beide Elemente nehmen während der fraktionierten Kristallisation zu, wobei sich das Ti/V -Verhältnis von ~ 5 in den Harzburgiten bis zu 80 in den hoch fraktionierten Differentiaten entwickelt. So weisen die Mg-reichen Gabbros Ti/V -Quotienten um 20 auf, die meisten Ferrogabbros liegen bei 50 (Abb. 6).

Diese Variation des Ti/V-Verhältnisses kann nur durch eine intensive fraktionierte Kristallisation von $Kpx \pm Opx + Plag + Ilm \pm Mgt$ für die gabbroide Entwicklung in der Magmenkammer unter dem mittelozeanischen Rücken verursacht werden, da nach SHERVAIS (1982) eine Kristallisation von $Kpx \pm Ol + Plag$ konstante Ti/V-Quotienten ergeben würde. Mit Olivin als bedeutende Kumulusphase ist ein Ti/V-Verhältnis > 20 zu erwarten, dies ist nur für die relativ primitiven Gabbrozusammensetzungen verwirklicht. Die Zusammensetzung der Harzburgite mit Ti/V-Werten ~ 5 ist niedriger als die chondritische Zusammensetzung, dies entspricht sehr gut einer verarmten Mantelquelle an einem MOR-System. Die Metavulkanite aller penninischen Ophiolite weisen hingegen ein sehr konstantes Ti/V-Verhältnis um 40 auf, wie es auch für rezenten MORB typisch ist.

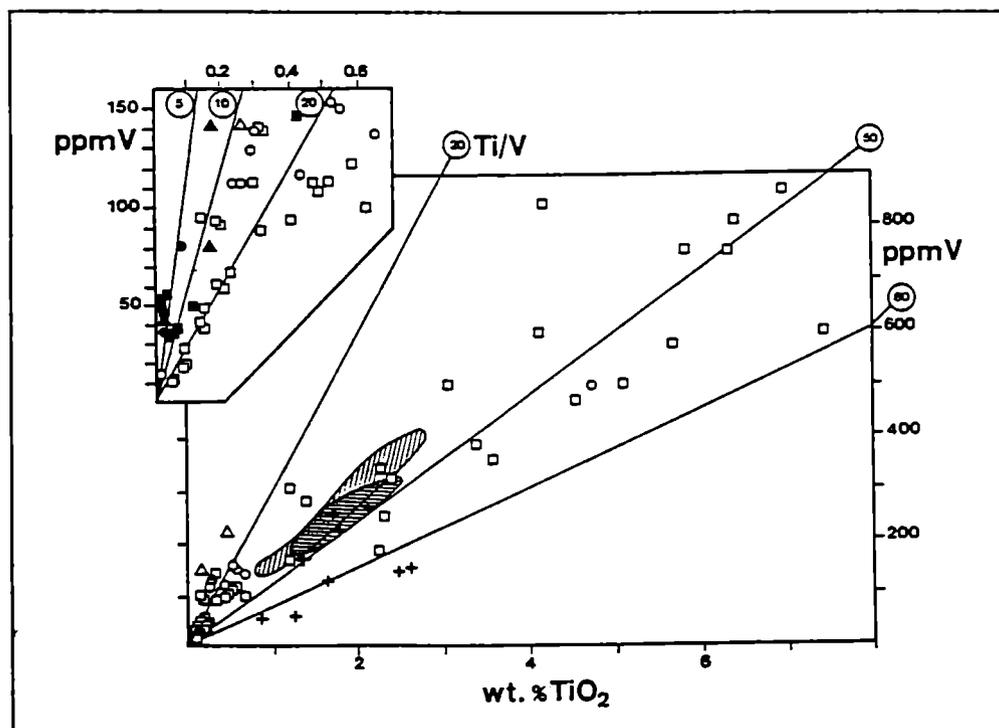


Abb. 6: Ti-V-Diagramm für die plutonische Sequenz nach HÖCK & KOLLER (1989): Die Ultramafitite weisen ein Ti/V-Verhältnis von $< 5 - 10$ auf, die Leukogabbros um 20, mit steigendem Ti-Gehalt (> 1 Gew.% TiO₂) erreichen die Ferrogabbros Werte zwischen $50 - > 80$.

Legende: ● = Ultramafitite Unterengadiner Fenster; ■ = Ultramafitite Rechnitzer Fenstergruppe; ▲ = Ultramafitite Tauern Fenster; ○ = Gabbro Unterengadiner Fenster; □ = Gabbro Rechnitzer Fenster Gruppe; △ = Gabbro Tauern Fenster; + = Ferro-Diorite und Plagiogranite der Rechnitzer Fenstergruppe; vertikal schraffierte Fläche = Metabasalte der Rechnitzer Fenstergruppe, horizontal schraffierte Fläche = Metabasalte des Tauern Fensters.

	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)	Alkalamphibol II, Aktinolith/ Kataphorit, 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?	Aktinolith, ± Alkalamphibol II, ± Winchit, Chlorit, Biotit, Epidot II/Klinozoisit, Albit, Titanit, ± Magnetit, ± Pyrit
Grobkörnige, albitrei- che Lagen und Linsen			Winchit, Haematit	Aktinolith, Epidot, Chlorit, Albit
Ophikarbonatgesteine	Chromspinell	Cr-Andradit?, Ferrichro- mit?, Serpentinisierung?	Aegirinaugit, Cr-Epidot, Cr-Phengit, Haematit, Stilpnomelan, ± Crossit	Alkalipyroxen (Jd<5 %)/Al- kalamphibol II/Aktinolith, Chlorit, Phengit?, Calcit, Serpentin, Talk, Magnetit, ± Quarz, ± Albit, ± Epidot

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

Tab. 1: Zusammenstellung der Mineralassoziationen und Zuordnung zu den Bildungsereignissen für die Ophiolitkomplexe der Rechnitzer Fenstergruppe nach KOLLER (1985).

6. METAMORPHE ÜBERPRÄGUNGEN DER GESTEINE DER RECHNITZER FENSTERGRUPPE

Nach den mehr qualitativen Arbeiten früherer Autoren, konnte KOLLER (1985) mittels Mineralparagenesen, die in Tab. 1 zusammengestellt sind, aus überwiegend ophiolitischen Gesteinen folgende unterschiedliche Metamorphoseereignisse ableiten:

1. Ozeanische Metamorphose mit $T < 750 \text{ °C}$ und $p \leq 1 \text{ Kb}$
2. Altalpidische Hochdruckmetamorphose mit $T = 330 - 370 \text{ °C}$ und $p = 6 - 8 \text{ Kb}$
3. Jungalpidische Regionalmetamorphose mit $T = 390 - 430 \text{ °C}$ und $p \leq 3 \text{ Kb}$

Die **ozeanische Metamorphose** ist auf die Ophiolitkomplexe beschränkt und hier vor allem in den gabbroiden Gesteinen, sowie seltener in Ophikarbonaten und Grünschiefern zu finden. Die in einzelnen Gesteinen nachweisbare intensive Oxidation und die häufige Na-Metasomatose ist im Vergleich mit Arbeiten an rezenter ozeanischer Kruste (ITO & ANDERSON, 1983; SIVELL & WATERHOUSE, 1984) ebenfalls typisch für dieses postmagmatische Ereignis und wird vor allem durch in noch heiße ozeanische Kruste eindringendes Meerwasser verursacht (SPONNER & FIFE, 1973; LIOU & ERNST, 1979). Neben Ti-reichem Pargasit, Barroisit und brauner oder grüner

Hornblende in den Metabasiten, gebildet nach Reaktionen ähnlich wie $An_{70} + Kpx + Mgt + H_2O \rightarrow Hb + An_{30}$, gehört vor allem die Bildung von Cr-Andradit in manchen Ophikarbonatgesteinen hierher.

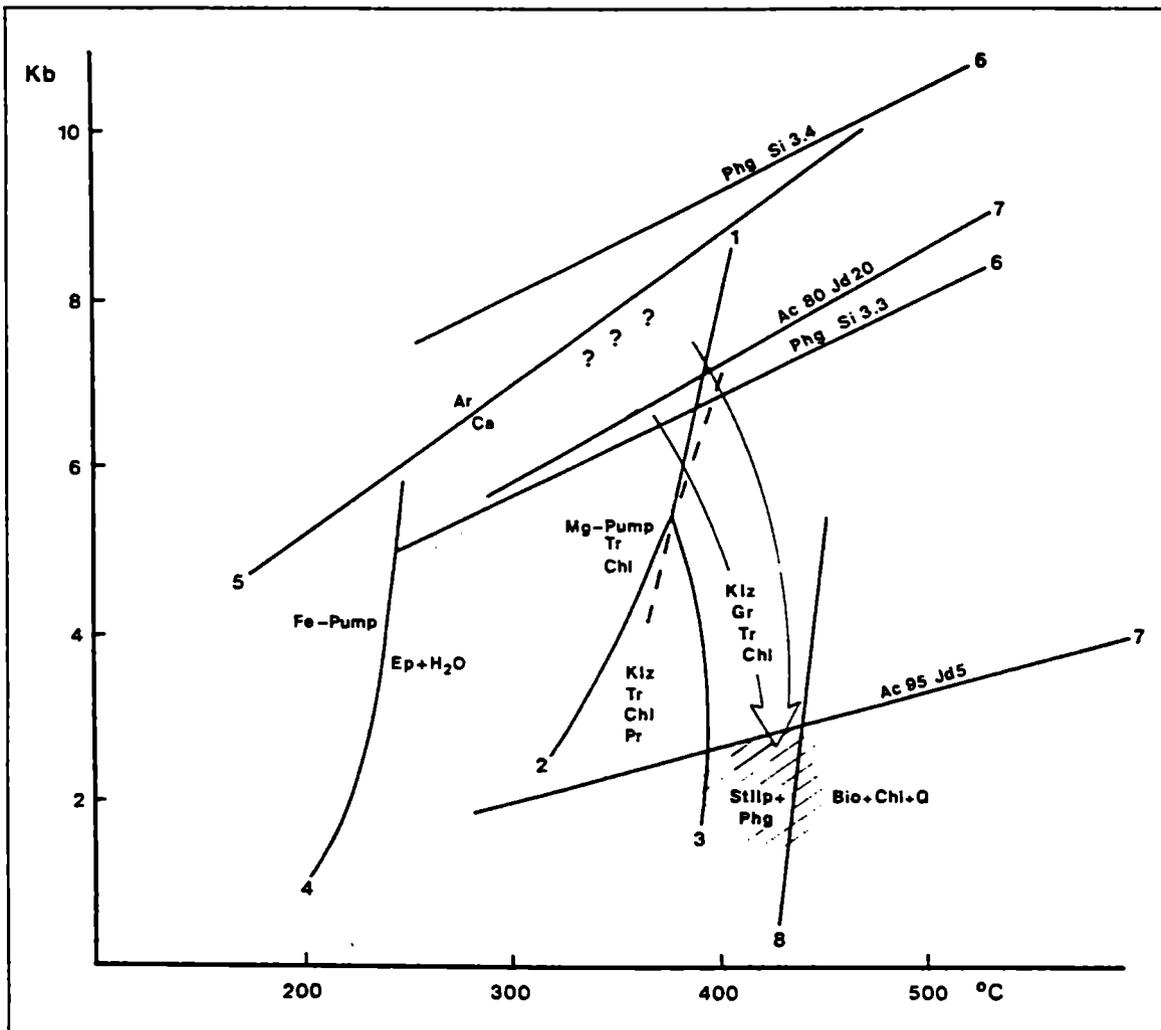


Abb. 7: Schematische Darstellung der Stabilitätsgrenzen auftretender Mineralphasen zur Abschätzung der pT-Bedingungen der Ophiolite der Rechnitzer Fenstergruppe nach KOLLER (1985).

Legende: Ac = Akmit; Ar = Aragonit; Bio = Biotit; Ca = Calcit; Chl = Chlorit; Ep = Epidot; Gr = Grossular; Jd = Jadeit; Kiz = Klinozoisit; Phg = Phengit; Pr = Prehnit; Fe-Pump = Fe-reicher Pumpellyit; Mg-Pump = Mg-reicher Pumpellyit; Q = Quarz; Si 3.3 und 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) $Mg\text{-Pump} = Kiz + Gr + Chl + Q + H_2O$ (SCHIFFMANN & LIOU, 1980)
- 2) $Pump + Q = Pr + Chl + H_2O$ (NITSCH, 1971)
- 3) $Pr = Kiz + Gr + Q + H_2O$ (LIOU, 1971) für die stark vereinfachte Darstellung der Pumpellyitstabilität im System $CaO - Al_2O_3 - MgO$ nach SCHIFFMANN & LIOU (1980)
- 4) $Fe\text{-Pump} = Ep + H_2O$ (SCHIFFMANN & LIOU, 1983)
- 5) $Ar = Ca$ (JOHANNES & PUHAN, 1971)
- 6) Phengitstabilität mit Si-Besetzung (MASONNE, 1981)
- 7) Alkalipyroxen + Quarz = Albit + Klinopyroxen + Quarz (POPP & GILBERT, 1972)
- 8) $Stilp + Phg = Bio + Chl + Q$ (NITSCH, 1970).

Das **altalpidische Metamorphoseereignis** läßt sich vor allem durch Mineralphasen wie Mg-reicher Pumpellyit mit $[Fe^{tot}/(Fe^{tot} + Al) = 0,03-0,06]$, Lawsonit (nur als Formrelikt erhalten), Jadeit-hältiger Alkalipyroxen oder Ferroglaukophan, Phengit (teilweise Cr-hältig), Ferro-Stilpnomelan, Ti-hältiger Hämatit und Rutil genauer einstufen. Die entsprechenden Paragenesen oder Mineralassoziationen sind in Tab. 1 zusammengestellt. Für manche dieser Phasen war die intensive Oxidation durch die ozeanische Metamorphose Voraussetzung für ihre Bildung. In Abb. 7 sind die schematischen Stabilitätsgrenzen der auftretenden Mineralphasen, die zur Ableitung der pT-Bedingungen der alpidischen Metamorphose verwendet wurden, dargestellt. Nach LIOU et al. (1987) liegt dieses Metamorphoseereignis im Bereich der Pumpellyit-Aktinolith-Fazies. In den ophiolitischen Gesteinen sind Relikte der Hochdruck-metamorphose relativ häufig, in den Metasedimentgesteinen hingegen sehr selten. Dies kann durch Fehlen geeigneter Gesteinschemismen bedingt sein, da geeignete Aufschlüsse von reinen Metapeliten fehlen.

Die **jungalpidische Überprägung**, datiert mittels der K-Ar-Methode an Hellglimmern mit einem Alter von 22 - 19 ma, stellt das letzten Metamorphoseereignis dar und ist vor allem durch den Abbau der Hochdruckparagenesen gekennzeichnet. So wird *Mg-reicher Pumpellyit* entweder durch die Paragenese *Klinozoisit + Aktinolith + Chlorit* oder durch *H₂O-hältigen Grossular* ersetzt. Jd-hältiger Alkalipyroxen wird nach folgender Reaktion $4 Akmit + 3 Hämatit + 8 Quarz + 2 H^+ \rightarrow Riebeckit$ überwiegend durch einen Alkali amphibol aus dem Grenzbereich Riebeckit-Magnesio-Riebeckit ersetzt, seltener durch einen weitgehend Jd-freiem Akmit. Rutil und Ti-hältiger Hämatit werden durch Ti-freien Magnetit und Titanit abgelöst, dies entspricht einem niedrigeren f_{O_2} als im Hochdruckereignis. Die Titanitbildung aus Rutil und das Fehlen von Dolomit in den Ophikarbonatgesteinen läßt niedrige X_{CO_2} -Werte erwarten. Der Abbau von Stilpnomelan nach der Reaktion $Stilpnomelan + Phengit \rightarrow Biotit + Chlorit + Quarz$ ist weitgehend unvollständig abgelaufen, nur im südlichen Rechnitzer Fenster und im Kristallin von Eisenberg fehlt Stilpnomelan vollständig. Die charakteristischen Paragenesen sind in Tab.1 zusammengestellt und die Stabilitätsgrenzen der auftretenden Mineralphasen in Abb. 7 dargestellt, nach LIOU et al. (1987) ist eine Zuordnung zur Grünschieferfazies vorzunehmen.

Generell ist vom Möltener Fenster im Norden zum Kristallin von Eisenberg im Süden eine Zunahme der jungalpidischen Metamorphose zu beobachten, dies ist durch eine zunehmende Antigoritbildung in den Serpentiniten im NS-Profil, durch das Fehlen von Stilpnomelan ab dem südlichen Rechnitzer Fenster, durch die Bildung von Kataphorit anstelle von Riebeckit in einem Metagabbro des Eisenberger Kristallins und durch das erstmalige Auftreten von Granat in den Metapeliten des Eisenberger Kristallins belegbar.

7. GEODYNAMISCHE ENTWICKLUNG DES PENNINIKUMS AM ALPENOSTRAND

Aus der Metamorphoseentwicklung der Gesteine der Rechnitzer Fenstergruppe und der geochemischen Charakteristik der Ophiolite lassen sich folgende Aussagen zur geodynamischen Entwicklung des Penninikums am Alpenostrand ableiten. In Tab. 2

sind die wesentlichen Informationen über die penninischen Ophiolite der Ostalpen zusammengefaßt.

- 1.) Über das initiale Stadium des penninischen Ozean im Bereich der Rechnitzer Fenstergruppe liegen keine Altersdaten vor. Der Nachweis von Schwammresten (SCHÖNLAUB, 1973) in den Metasedimenten erlaubt nur eine obere Grenze an der Wende untere/obere Kreide festzulegen. Die gute Übereinstimmung mit den Westalpen spricht im Vergleich zu diesen für einen jurassischen Zeitpunkt für ein initiales Stadium (HÖCK & KOLLER, 1989; KOLLER & HÖCK, 1990). Für die Öffnung des Piemontozeans wird allgemein eine linksseitige Verschiebung der Europäischen und Afrikanischen Kontinente angenommen (DEWEY et al., 1973; ABBATE et al., 1980, 1984; BIJU-DUVAL et al., 1977; LEMOINE, 1980; DERCOURT et al., 1986).

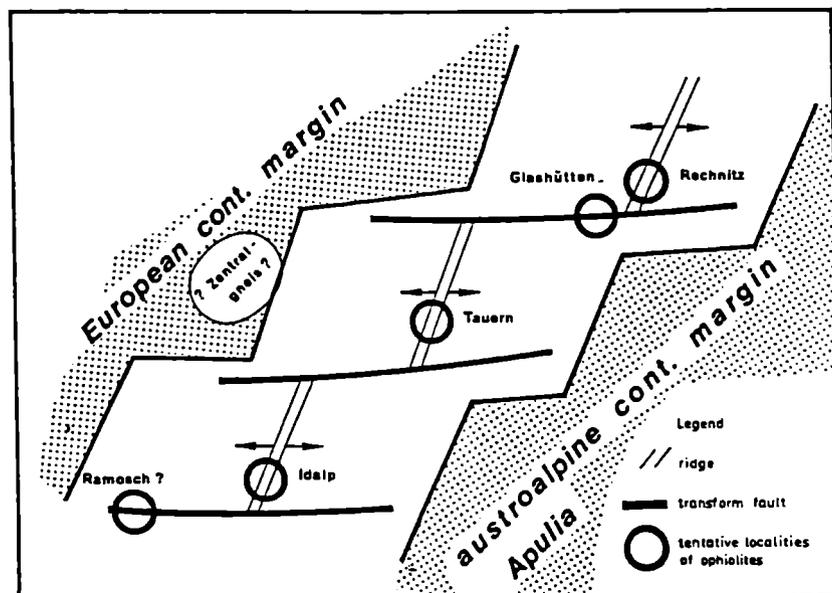


Abb. 8: Paläogeographische Skizze des penninischen Ozeans in den Ostalpen nach HÖCK & KOLLER (1989).

- 2.) Die generelle Übereinstimmung der Abfolgen in den penninischen Ophioliten der Ostalpen untereinander (Tab. 2), ihre Vergleichbarkeit mit denen der Zentral- und Westalpen sowie mit Korsika und den nördlichen Apenninen liefern Argumente genug, den ligurischen piemontesischen Ozean bis zum Ende der Ostalpen fortzusetzen. Aktuelle aeromagnetische Messungen (SEIBERL & HEINZ, 1987) scheinen im Gegensatz zu den Vorstellungen von ABBATE et al. (1984) eine kontinuierliche Fortsetzung der penninischen Ophiolite unter den ostalpinen Decken zu bestätigen. Auf die große Bedeutung von Transformstörungen für die Modelle eines penninischen Ozean haben bereits viele Autoren hingewiesen (DEWEY et al., 1973; ABBATE et al., 1980, 1984; TRICART & LEMOINE, 1983; WEISSERT & BERNOULLI, 1985; RICOU et al., 1986; HÖCK & KOLLER, 1989).

- 3.) Das Fehlen der "sheeted dike"-Komplexe in den Ophioliten scheint eine generelle Tatsache zu sein. Andererseits liegen nach BECCALUVA et al. (1983) "high-Ti"-Ophiolite vor, die typisch für MOR-Systeme sind. Als Magmen sind für die Ophiolite nur N-typ MORB Chemismen nachgewiesen. Diese sind aus einer verarmten Mantelquelle abzuleiten, wobei KOLLER & HÖCK (1990) für das Tauernfenster und die Rechnitzer Fenstergruppe Hinweise für eine Variabilität der Mantelquelle und der Aufschmelzungsrate erarbeitet haben. Die Variabilität der Magmenzusammensetzung, verursacht durch Fraktionierung und Akkumulation und insbesondere die verbreitete Plagioklasakkumulation, haben HÖCK & KOLLER (1989) sowie KOLLER & HÖCK (1990) für die Ophiolite der Ostalpen beschrieben und gleichzeitig auf rezente Beispiele aus dem Atlantik und auf die besondere Bedeutung von "slow spreading ridge"-Systemen hingewiesen. Daraus lassen sich für die ozeanische Kruste im Bereich der Rechnitzer Fenster Gruppe geringe, aber möglicherweise variable Produktionsraten am MOR des penninischen Ozeans ableiten.
- 4.) Im Vergleich zu rezenter ozeanischer Kruste muß einerseits eine stark reduzierte Gesamtmächtigkeit aller penninischen Ophiolite festgehalten werden. Extrem dünne Abschnitte einer ozeanischen Kruste wurden von MOR-Transform-Abschnitten in "slow spreading"-Systemen wie dem "Mid-Cayman rise" oder der "Kane fracture zone" beschrieben (STROUP & FOX, 1981; FOX & GALLO, 1984; KARSON & DICK, 1984). Das Auftreten der Ophikarbonatgesteine im Profil Glashütten (Abb. 1) mit Relikten einer ozeanischen Metamorphose wird als mechanische Brekzie von heißen Ultramafiten und kalten Metasedimenten angesehen (KOLLER, 1985). Daraus wurde auf die Existenz einer Transformstörung im Bereich der Rechnitzer Ophiolite geschlossen (KOLLER, 1985; KOLLER & HÖCK, 1987, 1990; HÖCK & KOLLER, 1989). In Abb. 8 wurden die möglichen paläogeographischen Positionen für die Profile Glashütten und Rechnitz (Abb. 1) dargestellt.
- 5.) Auch die ungewöhnliche Häufigkeit von Ferrogabbros, die intensive Oxidation und die verbreitete Na-Metasomatose, in den Rechnitzer Ophiolitkomplexen ist mit Transformstörungssystemen durchaus im Einklang. In diesem Zusammenhang ist auch die ozeanische Metamorphose zu sehen.
- 6.) Außerhalb des MOR erfolgte eine rasche Sedimentation gering mächtiger Radiolarite und Karbonat-reicher Sedimente, wobei im Rechnitzer Profil (Abb. 1) ein nichtophiolitischer "off-axis"-Vulkanismus mit alkalibasaltischer Zusammensetzung zu beobachten ist. Die Spilitisation dieser Metabasalte spricht für ein marines Environment.
- 7.) Danach erfolgte im Zusammenhang mit einem Subduktionsprozeß die Versenkung der penninischen ozeanischen Kruste in Tiefen von ~ 25 km, abgeleitet aus dem Hochdruckereignis der metamorphen Überprägung. Die K/Ar-Datierung an einem Alkali amphibol ergibt ein Minimalalter, da der Alkali amphibol sekundär nach Alkalipyroxen gebildet wurde.

	Untereingadiner Fenster (Arosazone, Idalp)	Tauern Fenster (Glocknerdecke)	Rechnitzer Fenster Gruppe
<u>Ophiolittyp</u>	High-Ti	High-Ti	High-Ti
Bildungsort	MOR	MOR	MOR
Mantelzusammen- setzung	verarmt	verarmt leicht variabel	verarmt leicht variabel
Aufschmelzungs- rate	~ 10 %	~ 10 - 15 %	~ 10 - 15 %
MORB-Typ	N	N	N
"spreading rate"	gering	gering	gering
<u>Stratigraphie</u>			
Radiolarite	+	nicht eindeutig	+
Tuffe/Tuffite?	+	+	+
Hyaloklastite	+	+	+?
Brekzien	---	?	---
Pillowlaven	+ (häufig)	+?	nicht eindeutig
Massive Laven	+	+?	+?
"sheeted dykes"	---	---	---
einzelne Gänge in den Gabbros	+	?	?
Saure Differen- tiate	---	---	+
Ferrogabbro	sehr selten	selten	sehr häufig
Kpx-Plag-Gabbro	+	+	+
Kumulatsequenz	?	+	möglich
Rodingite	+	+	+
Ultramafitite	Harzburgit	Harzburgit	Harzburgit
<u>Sonstige Informationen</u>			
Transform-Störung	?	?	+
Nicht ophio- litischer Vulkanismus	---	verbreitet	+
Ozeanische Meta- morphose	unzureichende Informationen	unbestimmbar überprägt	starker Einfluß
Sedimentations- rate	hoch	hoch	hoch
Breite des Ozeans	schmal	schmal	schmal
<u>Alpidische Metamorphose</u>			
a) Hochdruck- ereignis Versenkungstiefe	Pumpellyit- Aktinolithfazies ?15 - ? km	Blauschiefer-/ Eklogitfazies 25 - 35/45 - 60km	Pumpellyit- Aktinolithfazies - 25 km
b) jungalpidische Metamorphose Versenkungstiefe	Grünschiefer- fazies ~ 7 km	Grünschiefer-/ Amphibolitfazies ~ 15 km	Grünschiefer fazies ~ 10 km

Tab. 2: Zusammenstellung der Kenntnisse über die penninischen Ophiolite der Ostalpen nach HÖCK, (1983); KOLLER, (1985); HÖCK & KOLLER, (1987); HÖCK & MILLER, (1987), HÖCK & KOLLER, (1989) und KOLLER & HÖCK, (1990).

- 8.) Nach der Hochdruckmetamorphose erfolgte nach KOLLER (1985) eine rasche Hebung in eine Tiefe von ~ 10 km, wobei scharf begrenzte, Jd-freie Anwachssäume um Alkalipyroxene sowie die weitverbreiteten Alkalamphibole gebildet werden. Dieses Ereignis konnte mittels K-Ar-Methode an Hellglimmern mit einem Alter von 22 - 19 ma datiert werden.
- 9.) Nach dem grünschieferfaziellen Ereignis wurde die Hebung des Penninikums fortgesetzt, wobei bereits im Sarmat die ostalpinen Decken zumindestens teilweise erodiert waren.