

DIE MESOZOISCHEN OPHIOLITE DER OSTALPEN

von

F. Koller und V. Höck +)
(eingelangt am 28. April 1987)

Zusammenfassung

Die Ophiolite in den Penninischen Fenstern der Ostalpen werden an ausgewählten Beispielen bezüglich ihres bisherigen Wissenstands dargestellt. Durch Vergleich der einzelnen Abfolgen untereinander werden die Gemeinsamkeiten sowie die Unterschiede aufgezeigt. Generell liegen Ti-reiche Ophiolite vor, die aus einem leichtverarmten Erdmantel bei Aufschmelzungsraten um $15 \pm 5\%$ an einem mittelozeanischen Rücken bei vermutlich kleinen bis mittleren "Spreading"-Raten gebildet wurden. In den Ophioliten des Unterengadiner Fenster und der Rechnitzer Serie konnte eine ozeanische Metamorphose nachgewiesen werden, im Tauernfenster ist dies wegen der starken alpidischen Oberprägung nicht mehr möglich. Die alpidische Metamorphose beginnt mit einem Hochdruckereignis, das im Unterengadiner Fenster und in der Rechnitzer Serie innerhalb der Pumpellyit-Aktinolithfazies sowie im Tauernfenster in der Glaukophanschieferfazies und lokal in der Eklogitfazies liegt. Die jungalpidische Regionalmetamorphose liegt im Bereich der Grünschieferfazies und erreicht nur in den zentralen Teilen des Tauernfensters die Amphibolitfazies. Abgesehen vom Eklogitereignis können sowohl für das druckbetonte Ereignis als auch für die jungalpidische Metamorphose einheitliche thermische Gradienten für die Ostalpen abgeleitet werden.

Summary

The ophiolites in the Penninic windows of the Eastern Alps are discussed by selected examples in relation to the update knowledge. Similarities and some different facts can be shown by the correlation of the ophiolite profiles. In generally they are high Ti ophiolites, produced from a light depleted mantle source with melt ratios about $15 \pm 5\%$ in a mid ocean ridge system with low or moderate spreading rates. Except for the intensively metamorphosed Tauern window, an oceanic metamorphic event has been proven for the ophiolites. The early high pressure metamorphic event belongs to the pumpellyite-actinolite facies for the Lower Engadin and for the Rechnitz window, in the Tauern window to the glaucophane and locally to the eclogite facies. The young Alpine metamorphism corresponds to greenschist facies and reaches only in the central Tauern window amphibolite facies. Beside the eclogite stage for each event uniform thermal gradients have been found for the Eastern Alps.

+) Anschrift der Verfasser:

Univ.-Doz. Dr. Friedrich Koller
Institut für Petrologie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

ao. Univ.-Prof. Dr. Volker Höck
Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

1. Einleitung

In den letzten Jahren wurden zahlreiche Ophiolitkomplexe der Ostalpen im Hinblick auf plattentektonische Modelle sowie im Vergleich mit rezenter ozeanischer Kruste, basierend auf den Ergebnissen des "Deep Sea Drilling"-Projektes, modern untersucht. Eine Zusammenfassung aller Untersuchungsergebnisse über die mesozoischen Ophiolitkomplexe ist die Grundlage einer Interpretation des vormetamorphen Zustandes der ozeanischen Kruste in den Teilen der Thetys, die heute in den Ostalpen eingebaut sind. Aufschlüsse und Erhaltungszustand der Ophiolite sind vor allem in den penninischen Einheiten recht vollständig und deshalb gut zu studieren, im Unterostalpin und in der Klippenzone sind meist nur mehr isolierte Fragmente unsicherer Position erhalten.

Fünf grundsätzliche Problemkreise ergeben sich aus den bisherigen Untersuchungen (HÜCK und KOLLER, 1987; HÜCK, 1983; KOLLER, 1985; KIRCHNER, 1980; KRÁLIK et al., 1984):

1. Entstehung und Bildungsmechanismus der Ophiolite
2. Mantelzusammensetzung, Aufschmelzungsraten und Fraktionierungsprozesse
3. Vergleich von stratigraphischen Profilen durch die einzelnen Ophiolitkomplexe der Ostalpen
4. Art und Intensität der metamorphen Überprägung
5. Korrelation mit plattentektonischen Modellvorstellungen zur Bildung der Ostalpen

Im folgenden wird versucht verschiedene Ophiolitkörper mit unterschiedlicher tektonischer Beanspruchung und Metamorphose aus den wichtigsten penninischen Fenstern (Unterengadin, Tauern sowie Rechnitz/Bernstein/Mölkern) untereinander zu vergleichen und damit einen Lösungsansatz für die oben genannten Probleme zu schaffen. Die magmatische und metamorphe Entwicklung der penninischen Ophiolite wird an den Beispielen des Idalp-Ophiolits (HÜCK und KOLLER, 1987) im Unterengadiner Fenster, den Ophioliten der Glocknerdecke (HÜCK, 1983) im Tauernfenster sowie an den Grüngesteinen der Rechnitzer Serie (KOLLER, 1985) in den penninischen Fenstern am Alpenostrand dargestellt.

2. Der geologische Position, stratigraphische Abfolge und Petrographie der penninischen Ophiolite

2.1 Das Unterengadiner Fenster

Das am Westrand der Ostalpen gelegene penninische Unterengadiner Fenster wird im N und NE von der ostalpinen Silvrettadecke, im SE vom Ötztalkristallin sowie im S von der Scarleinheit begrenzt (TOLLMANN, 1977). Das Fenster selbst wird in mehrere Teildecken untergliedert, wobei die tiefste Einheit die Zone von Pfunds (OBERHAUSER, 1980) oder die "Zentralen Bündnerschiefer" im Sinne von TROMPY (1972) darstellen. Darauf folgen die Zonen von Roz-Champatsch mit der Pezidserie sowie von Ramosch. Diese drei Einheiten werden als nordpenninisch angesehen. Die darüberliegende Tasnadecke hat mittelpenninische Stellung, die Arosazone als höchste Decke im Unterengadiner Fenster wird als südpenninisch angesehen (TROMPY, 1972; TOLLMANN, 1977; OBERHAUSER, 1980; FRISCH, 1984).

Ophiolite finden sich vor allem in den Serien von Pfunds, mit dem großen Komplex des Piz Mundins (HEUGEL, 1982), kleinere Körper in der Zone von Ramosch (VUICHARD, 1985; WAIBEL, 1985) sowie in der Arosazone mit dem mächtigen Vorkommen der Idalpe (DAURER, 1980; HÜCK und KOLLER, 1987), gerade letzterer ist ein ausgezeichnetes Vergleichsobjekt.

Der Idalp-Ophiolit, in der höchsten Decke des Unterengadiner Fenster gelegen, überlagert tektonisch die mesozoischen Sedimente der Arosazone, im wesentlichen den Idalpsandstein und den cenomanen Höllentalflysch (OBERHAUSER, 1980). Vom Silvrettakristallin wird er durch die wenige m mächtige Subsilvrettide Schollen-

zone (DAURER, 1980), bestehend aus Kalken und Dolomiten, getrennt. Der Ophiolitkörper selbst besteht aus zwei getrennten unabhängigen Teilen, wobei der südliche die Flimspitze und der nördliche Komplex den Bürkelkopf aufbaut. Beide Teile sind intensiv deformiert und verfaultet sowie durch eine komplizierte Tektonik in kleine Abschnitte zerlegt. Getrennt werden beide Einheiten durch einen eingeschuppten Span von diaphthoritischen Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten des Silvrettakristallins, dem sogenannten Flimjochkeil (DAURER, 1980).

Aufgrund des Studiums beider Ophiolitkomplexe konnte von HÜCK und KOLLER (1987) eine stratigraphische Abfolge rekonstruiert werden (Abb.1). Sie beginnt mit einem 60-80 m mächtigen, vollständig serpentiniertem Ultramafitit harzburgitischer Zusammensetzung. An Hand der Maschentextur der ehemaligen Olivine und der Bastitflecken, die als Formrelikte nach Orthopyroxen gedeutet werden, läßt sich in wenig deformierten Serpentiniten ein primärer Mineralbestand von 68 - 74 Vol. % Olivin und 25 - 30 Vol. % Orthopyroxen sowie 1 - 2 Vol. % Spinell rekonstruieren. Bevorzugt in der Nähe zum überlagernden Gabbrokomplex findet man im Serpentinit rodingitisierte Gabbrogänge und -linsen, deren Klinopyroxen häufig reliktmäßig erhalten ist, während der ehemalige Plagioklas durch Hydrogrossular und Vesuvian ersetzt ist. Um diese Rodingitgänge tritt eine dunkelgrüne Reaktionszone aus monomineralischem Chlorit auf.

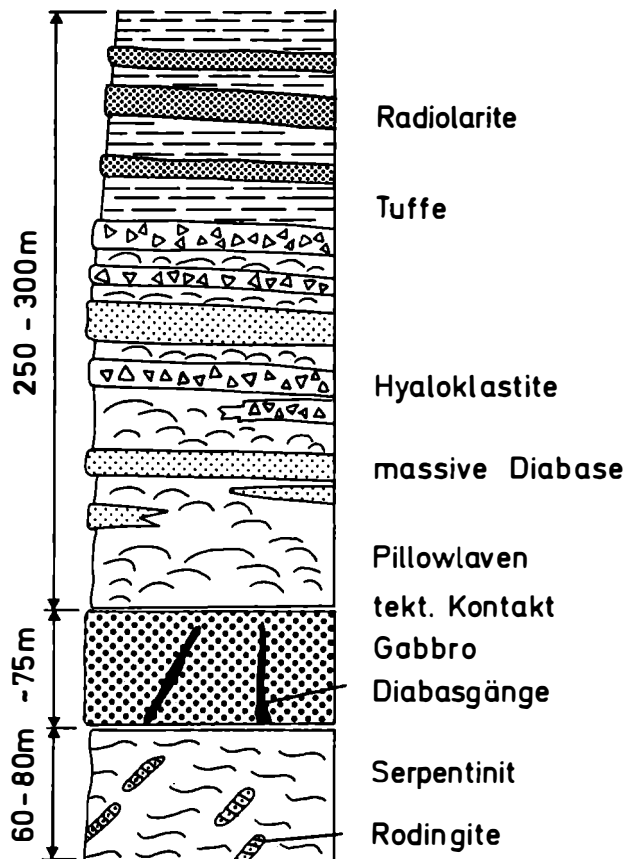


Abb.1: Schematisches Säulenprofil durch den Idalp-Ophiolit nach HÜCK und KOLLER (1987).

Die Gabbrosequenz, bis zu 75 m mächtig, besteht fast ausschließlich aus Klinopyroxen-Plagioklas-Gabbros, die relativ arm an Fe-Oxiden sind. Die Korngröße beider Minerale ist sehr variabel und wechselt von 5 mm bis zu 10 cm in pegmatoiden Bereichen. Die Klinopyroxene sind häufig gut erhalten, seltener plastisch deformiert. Vom Rand her werden sie von braunen oder grünen Hornblenden verdrängt und umrahmt sowie in weiterer Folge von bläulichgrünen bis schwach gefärbten Aktinolithnadeln ersetzt. Die Plagioklase sind nur mehr als Formrelikte erhalten, die aus einer feinkörnigen Masse aus Albit, Epidot/Klinozoisit und/oder Pumpellyit aufgebaut sind. Während letztere Minerale Produkte der alpidischen Oberprägung sind, können die braunen oder grünen Hornblenden nur von einem höher temperiertem Ereignis abgeleitet werden und sind daher am ehesten einer ozeanischen Metamorphose zuzuschreiben (HÖCK und KOLLER, 1987; HEUGEL, 1975, 1982; VUICHARD, 1984, 1985).

Die vulkanische Abfolge (Abb.1) ist höchstens 250 - 300 m mächtig. Sie beginnt mit ungewöhnlich gut erhaltenen Pilloslaven, die unmittelbar auf die Gabbros, von denen sie durch eine tektonische Grenzfläche getrennt sind, folgen. In den höheren Teilen der Abfolge wechseln die Pilloslaven mit massiven Diabasen, die etwa Sills entsprechen, sowie mit Hyaloklastiten und Diabasbreccien ab, wobei hier intensiv rot pigmentierte Lagen - gegenüber den üblicherweise dunkelgrün-gefärbten Metabasalten - häufig sind. Diese rotgefärbten, vulkanoklastischen Abfolgen werden als unter Einwirkung von Meerwasser stark oxidierte Hyaloklastite angesehen. In den hangenden Bereichen der Vulkanitsequenz finden sich feingebänderte Grüngesteine, die von HÖCK und KOLLER (1987) als feinkörnige Tuffe gedeutet werden. Teilweise findet man in ihnen geringmächtige Radiolaritlagen. Ober den Vulkaniten folgen meist ebenfalls geringmächtige, dunkelbraun oder schwarz gefärbte pelitische Schiefer.

Primäre ophitische Gefüge, intersertaler Plagioklas und Fließtexturen sind in den Vulkaniten gut erhalten. Glasränder in den Pillows, Glasfragmente in den Pillowbreccien oder in den Hyaloklastiten sind durch dunkelgrünen Chlorit oder Pumpellyit ersetzt aber noch an der Farbe und der Feinkörnigkeit eindeutig erkennbar. Grundsätzlich können die primären Mineralphasen, die glasigen Anteile oder die feinkörnige Grundmasse durch eine Paragenese der Grünschieferfazies bestehend aus Albit, Chlorit, Aktinolith, Pumpellyit/Epidot-Klinozoisit und Calcit sowie akzessorisch Quarz, Titanit und Hämatit ersetzt sein. Pumpellyit scheint gegenüber Epidot/Klinozoisit eine ältere Mineralphase zu sein. In den Tuffen, tuffitischen Lagen sowie in den Hyaloklastiten sind Hellglimmer-reiche Lagen durchaus häufig. Zusätzlich sei bemerkt, daß LEIMSER (1977) sowie LEIMSER und PURTSCHELLER (1980) aus den Metabasiten von mehreren Ophiolitkomplexen des Unterengadiner Fensters noch erhaltenen Lawsonit sowie Pumpellyit, Stilpnomelan und crossitische Alkali amphibole beschreiben. HEUGEL (1975) gibt für einen Marmor des Piz Murtera als zusätzliche Phasen Magnesioriebeckit und Stilpnomelan an.

2.2 Das Tauernfenster

Das penninische Tauernfenster wurde von FRASL (1958), FRASL und FRANK (1966) sowie FRANK (1969) in mehrere lithostratigraphische und tektonische Einheiten gegliedert. Die präpermischen Abfolgen, die Altkristallin-Formation und die Habachformation werden von variszischen Granitoiden, die heute als Zentralgneise bezeichnet werden, intrudiert. Darüber folgen die vermutlich permische Wustkogelformation und die triadischen Kalke und Dolomite. Den Abschluß der stratigraphischen Folge bildet die Bündnerschieferformation mit jurassischem bis möglicherweise kretazischem Alter. Sie wird im allgemeinen in vier Faziesbereiche unterteilt, die Hochstegenfazies, die Brennkogelfazies, die Glocknerfazies und die Fuscherfazies (FRASL und FRANK, 1966; FRANK, 1969). Große Teile der Bündnerschieferformation werden tektonisch der Oberen Schieferhülle (FRANK, 1969) bzw. der Glocknerdecke (FRISCH, 1984) zugerechnet und besitzen paläogeographisch südpenninische Stellung.

Serpentinite und Metabasalte finden sich mit Ausnahme der Hochstegenfazies in allen faziellen Bereichen der Bündnerschiefer. In den mittleren Hohen Tauern zeigen sie ihre weiteste Verbreitung. Dort wurden von HÖCK (1980, 1983) sowie HÖCK und MILLER (1980, 1987) drei zusammenhängende Züge unterschieden. Der erste dieser Züge (I) verläuft in der Südabdachung der Hohen Tauern von St. Jakob im Ahrntal (Südtirol) nach Heiligenblut, der zweite (II) im Norden des Tauernhauptkamms vom Stubachtal, nördlich des Kitzsteinhorns vorbei bis ins Seidlwinkeltal. Aufgrund der Gesteinsabfolge, der Lithologie und der Geochemie können beide Einheiten als Ophiolite interpretiert werden. Der dritte Zug (III) schließlich erstreckt sich vom Gebiet W Rauris bis in den Lungau, schlingt sich in einem schmalen Band um das Ostende des Tauernfensters und endet in der Gegend von Mallnitz. Im Gegensatz zu den beiden ersten Zügen entsprechen diese Grüngesteine nicht Ophioliten.

Abgesehen von diesen großen zusammenhängenden Einheiten finden sich noch zahlreiche kleinere Vorkommen wie z.B. die Fuschler Metabasite, die Ampibolite in den westlichen Hohen Tauern sowie die Eklogite und die eklogitischen Prasinite im S des Tauernhauptkamms. Letztere sind strukturell unter dem Zug I gelegen und werden zumindest teilweise der Brennkogelfazies zugerechnet.

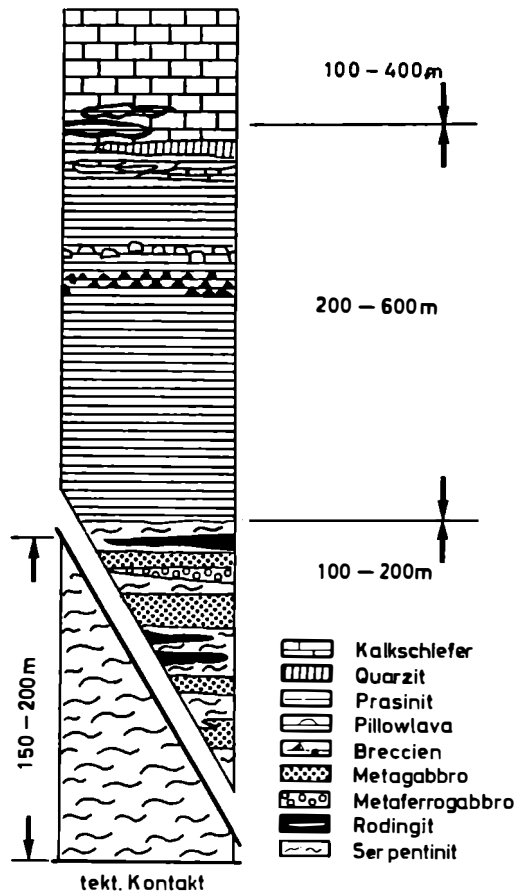


Abb.2: Schematisches Säulenprofil durch die Ophiolite der Glocknerdecke nach HÖCK (1983).

Zur Charakterisierung der möglichen penninischen ozeanischen Kruste und zum Vergleich mit anderen Bereichen können daher nur Zug I und II verwendet werden, da sie ophiolitischen Charakter zeigen. In Abb. 2 ist eine schematische Abfolge, die für Zug I und II charakteristisch ist, dargestellt. Diese besteht aus 100 - 200 m Serpentiniten und Metagabbros, aus einer 200 - 600 m mächtigen Vulkanitabfolge, die in ihren hangenden Bereichen teilweise wechsellagernd in eine 100 - 400 m mächtige metamorphe Sedimentabfolge übergeht (HÖCK, 1983). Die Ultramafitite sind überwiegend Antigoritserpentinite, lokal treten Tremolit-Chlorit-Antigoritschiefer auf. Erstere werden als metamorphe Harzburgite, letztere als Abkömmlinge einer ultramafischen Kumulatsequenz gedeutet.

Fein- bis grobkörnige Leukometagabbros finden sich zusammen mit Ferrogabbros in Wechsellagerung mit den Tremolit-Chlorit-Antigoritschiefern. Der Mineralbestand umfaßt seltene Klinopyroxenformrelikte, die durch Ti-reiche pargasitische Hornblenden und in weiterer Folge durch Aktinolith ersetzt werden. Der Rest besteht aus Albit/Oligoklas, Klinozoisit, Chlorit, Hellglimmer, Titanit mit älterem Rutil, Pyrit und manchmal Quarz.

Auf die Ultramafitite und die gabbroide Sequenz folgen die Metabasalte, die durch die alpidische Metamorphose in Prasinite umgewandelt wurden. Sie bestehen aus Amphibol (Aktinolith bis Magnesiohornblende), Albit/Oligoklas, Epidot, Chlorit, Titanit sowie lokal wechselnden Mengen von Calcit und Hellglimmer und untergeordnet Quarz. Mineralrelikte und Texturen sowie primäre vulkanische Strukturen sind aufgrund der metamorphen Oberprägung und der intensiven Deformation sehr selten. Gebänderte Prasinite werden als extrem dünn ausgewalzte Pilloslaven angesehen. Ebenso lassen sich gelegentlich noch Brekzien und Hyaloklastite nachweisen.

Eine mehrere Meter mächtige Obergangszone, in welcher Grüngesteine mit Metasedimenten im Dezimeter- bis Meterbereich wechsellagern, beendet den vulkanischen Abschnitt. Darüber liegen bis zu 400 m mächtige Kalkglimmerschiefer bis Schwarzphyllite. Verschiedentlich, insbesondere im Zug II ist die Grenze zwischen der vulkanischen und der Sedimentabfolge scharf, sie wird dann von einem geringmächtigen Quarzithorizont (Metachert?) gebildet.

2.3 Die Rechnitzer Serie am Alpenostrand

Die Rechnitzer Serie am Alpenostrand ist in einigen kleineren Fenstern unter den ostalpinen Decken aufgeschlossen. Es sind dies vom N nach S das Möltener, das Bernsteiner, das Rechnitzer Fenster als größtes sowie das vorwiegend vom Tertiär umrahmte Kristallin von Eisenberg, welches im NE vom Grazer Paläozoikum begrenzt ist (PAHR, 1980; GRATZER, 1985). In allen diesen Bereichen finden sich Reste einer vermutlich ozeanischen Kruste (KOLLER, 1985; KOLLER und PAHR, 1980), die in mesozoische Sedimente, teilweise kretazischen Alters (SCHÖNLAUB, 1973), eingelagert sind. Eine Zuordnung der Rechnitzer Serie zum Penninikum und die Korrelation mit der Oberen Schieferhülle ist heute allgemein anerkannt. Eine Detailgliederung der Rechnitzer Serie ist aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nur im großen Rechnitzer Fenster möglich. PAHR (1980) unterteilt das Penninikum in die westliche, obere Einheit, die E-W-gerichtete B-Achsen mit Abweichungen bis maximal 20° aufweist, sowie in die tiefere, sich nach Ungarn fortsetzende Einheit, die N-S-gerichtete B-Achsen besitzt.

Auf den metamorphen mesozoischen Sedimentabfolgen liegen die Ophiolitkomplexe zumindestens zum Teil in inverser Lagerung mit den Serpentiniten in höchster Position über den Metabasiten. In Abb.3 sind nun einige typische Profile aus den Ophiolitkomplexen der Rechnitzer Serie nach KOLLER (1985) zusammengestellt, mit der Bezugsbasis der Ultramafititoberkante. Das erste Profil (a) stammt aus einer Bohrung bei Maltern am Westrand des Bernsteiner Fensters. Sie hat nach 260 m Serpentinit geringmächtige Grünschiefer durchörtert und wurde nach weiteren 10 m in den Kalkglimmerschiefern eingestellt.

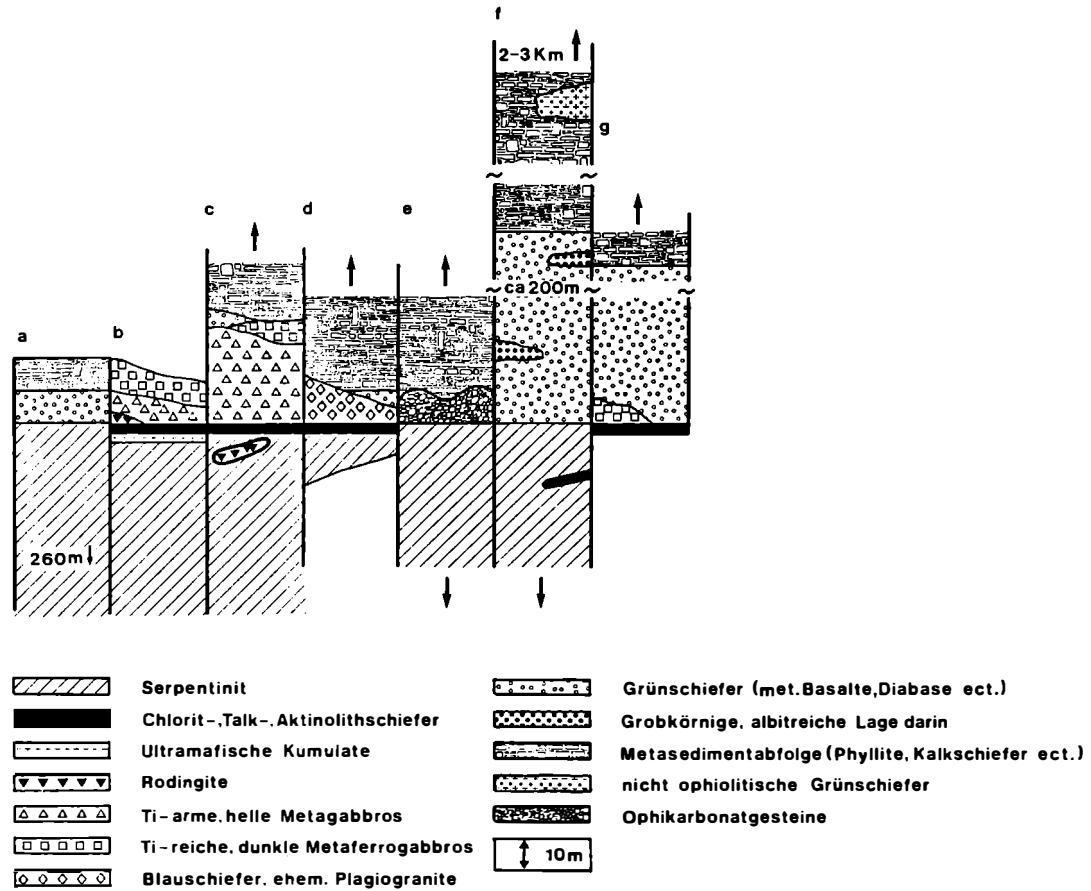


Abb.3: Schematische Darstellung der Ophiolitprofile in den penninischen Fenster am Alpenostrand nach KOLLER (1985), Erläuterung der Profile im Text.

Das Profil (b) vom Schiernitzriegel (Ostrand des Bernsteiner Fenster) und das Profil (c) bei Kogel (Nordostrand des Bernsteiner Fensters) zeigen die typische Abfolge mit den diversen Gabbrovarietäten beginnend mit hellen Klinopyroxen-Plagioklas-Gabbros, darauf folgend Ti-reiche Ferrogabbros mit Gehalten bis über 7 Gew. % TiO₂. Die Profile (d) und (e) stellen die Situation im Bereich Glas-hütten (Rechnitzer Fenster) dar. Das eine (d) zeigt über den Serpentiniten saure Differentiate, also ehemalige Plagiogranite, die heute als Albit-Riebeckitschiefer vorliegen. Diese werden ihrerseits von geringmächtigen Grünschiefern und Metasedimenten überlagert. Im zweiten Profil (e) liegen über den Serpentiniten alkali-amphibol-führende Ophikarbonatgesteine und darüber wiederum Kalkschiefer. Das Profil (f) von Rumpersdorf im südlichen Rechnitzer Fenster entspricht einer inversen Abfolge mit Serpentiniten, bis zu 200 m mächtigen Grünschiefern und Kalkglimmerschiefern. Das letzte Profil schließlich entspricht den Verhältnissen im ungarischen Anteil des Eisenberger Fensters.

Folgendes schematisches Profil kann durch die Zusammenfassung der verschiedenen Lokalitäten erstellt werden (von oben nach unten):

	Mächtigkeiten
Radiolarit	0 - 10 m
Metabasite (Vulkanite, ehem. Pillows, massive Basalate, Tuffe etc.)	- 200 m
Saure Differentiate (Plagiogranite etc.)	0 - 5 m
Ferrogabbro	- 20 m
Helle Gabbro (z.T. mit Layering)	- 40 m
Serpentinisierte Ultramafitite	- 270 m
	<hr/>
Maximale Gesamtmächtigkeit	- 550 m

Die Ultramafitite sind vollständig serpentinisiert, Chrysotil und Lizardit sind am weitesten verbreitet. Antigorit tritt erst im Süden, im Eisenberger Kristallin auf. In wenig deformierten Bereichen kann man noch die Formrelikte nach Orthopyroxen, in den sogenannten Bastitflecken erkennen, jedoch keine mehr nach Olivin, Talk und Tremolit als jüngste Bildungen sind relativ selten. Die Zusammensetzung entspricht Harzburgiten, nur im Randbereich zu den Gabbros findet man - leider nicht ausreichend aufgeschlossen - Serpentin-Chlorit-Gesteine mit reliktsch erhaltenen Klinopyroxen. Diese Gesteine können gestützt durch die geochemischen Untersuchungen als mögliche ultramafische Kumulate gedeutet werden. Innerhalb der Serpentinite findet man viele Gänge oder Linsen von metasomatisch veränderten Gabbros. Der Mineralbestand dieser Rodingite setzt sich aus reliktsch erhaltenen Klinopyroxen sowie neugebildeten Chlorit und Hydrogrossular zusammen, wobei letzterer aus Mg-reichem Pumpellyit gebildet wurde. An der Grenze zum Serpentinitt treten breite monomineralische Chloritzonen auf.

Die Gabbros findet man einerseits als Mg-reiche Klinopyroxen-Plagioklas-Gabbro mit stark wechselnder Korngröße, von 5 mm bis 10 cm, manchmal mit einem gut erkennbaren, vermutlich primären Lagenbau, auch Flaser-gabbros sind weit verbreitet. Der Mineralbestand der Gabbros wird von KOLLER (1985) mit reliktsch Diopsid sowie Albit, Chlorit, Aktinolith und Mg-Pumpellyit/Klinozoisit angegeben. Andererseits sind Ferrogabbro weit verbreitet, diese führen selten noch erhaltenen Augit sowie viele Formrelikte nach Titanomagnetit und Ilmenit. Braune Magnesiohornblende sowie grüne Barroisite und Pargasite werden als häufig auftretende, hochtemperierte Bildungen einer ozeanischen Metamorphose zugerechnet. Aegirinaugit, Ferroglaukophan-Crossit sowie Stilpnomelan, Hämatit und Rutil werden jedoch einer druckbetonten Metamorphose zugerechnet, riebeckitische Alkali-amphibole sowie Aktinolith einer jungalpidischen Regionalmetamorphose. Die Albit-Alkali-amphibolgesteine werden aufgrund ihrer geochemischen Charakteristik als saure Differentiate von ferrodioritischer bis plagiogranitischer Zusammensetzung gedeutet. In diesen sind als primäre Mineralphasen nur die großen, relativ häufigen Zirkone erhalten, gelegentlich sind aber noch Formrelikte nach Klinopyroxen zu erkennen.

Während bei den bis maximal 60 m mächtigen Gabbros noch zahlreiche primäre Texturen erhalten sind, fehlen diese in den Metavulkaniten fast vollständig. Ihr Mineralbestand setzt sich fast ausschließlich aus Chlorit, Aktinolith, Albit, Epidot, Titanit, einer typischen Paragenese der Grünschieferfazies, zusammen. Lawsonitformrelikte sind derzeit nur von einem Vorkommen im Rechnitzer Fenster bekannt. Besonders häufig sind feinkörnige Varietäten mit nur teilweise erkennbarer Bänderung, seltener grobkörnige mit deutlichem Lagenbau und massige Typen. Texturen die auf Pillowlaven, eindeutigen Pillowbreccien oder auf "sheeted dykes" zurückzuführen sind, wurden bisher nicht gefunden. Klastische Breccien hingegen sind häufiger anzutreffen. Zu den Sedimenten hin ist wiederholt eine Verzahnung sowie eine Wechsellagerung mit den Grünschiefern zu beobachten. Texturale Gründe sowie der Mineralbestand mit Hellglimmer- und Quarz-reichen Lagenbau sprechen für tuffitisches Ausgangsmaterial.

Ungewöhnlich sind auch jene Ophikarbonatgesteine mit einem komplexen Mineralbestand, aus denen KOLLER (1985) eine ozeanische Metamorphose für Chromspinnellreiche Ultramafitbreccien, die in einer Sedimentmatrix eingebettet sind, ableitet. Damit wird die Existenz einer Transformstörung abgeleitet.

3. Diskussion der bisherigen geochemischen Untersuchungsergebnisse - ein Vergleich

Die Serpentine, im wesentlichen die weitverbreiteten Harzburgite, zeigen in allen penninischen Fenstern eine sehr einheitliche Zusammensetzung mit Al-Gehalten von 1.15 - 1.67 Gew. % Al_2O_3 bei Mg-Werten von 35.7 - 39.6 Gew. % MgO (KOLLER, 1985; HÜCK und KOLLER, 1987; HÜCK und MILLER, 1987). Die Ca-Gehalte der Serpentine sind üblicherweise sehr gering und entsprechend nicht der ursprünglichen Zusammensetzung eines Harzburgites nach GOLEMAN (1977). Davon weichen jedoch jene als ultramafische Kumulate bezeichnete Varietäten ab, die Al-Gehalte von 3.22 - 16.03 Gew. % Al_2O_3 (KOLLER, 1985; HÜCK und MILLER, 1987) aufweisen. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand treten sie nur im Tauernfenster und in der Rechnitzer Serie auf.

Die Gabbrosuite besteht üblicherweise sowohl aus Mg-reichen und Fe-armen Vertretern, als auch aus Fe- und Ti-reichen Ferrogabbros. Die Mg-reichen Gabbros zeichnen sich durch niedrigere Ti-Gehalte unter 0.7 Gew. % TiO_2 aus. Typisch sind hohe Cr-Gehalte mit gleichzeitig sehr niederen Werten an P, Nb, Zr, Y und Rb. Das Mg/(Mg+Fe)-Verhältnis reicht von 0.8 bis zu 0.6.

Die Ti-Gehalte der Ferrogabbros reichen bis 7.45 Gew. % TiO_2 bei einem Fe-Gehalt > 25 Gew. % (FeO + Fe_2O_3), wobei das Mg/(Mg+Fe)-Verhältnis unter 0.5 sinkt. Charakteristisch sind die extrem niederen Cr-Gehalte bis unter 10 ppm, bei gleichzeitig sehr hohen V-Werten. Die sauren Differentiate in der Rechnitzer Serie zeichnen sich durch hohe Zr-, Y-, P_2O_5 - und SEE-Gehalte aus, bei dominanter Na-Vormacht sowie einem Mg/(Mg+Fe)-Verhältnis unter 0.3.

Sowie die Ultramafite als auch die gabbroiden Gesteine und die sauren Differentiate folgen im AFM-Dreieck einem tholeiitischen Entwicklungstrend analog dem der Skaergaard Intrusion. Dies entspricht damit auch den Verhältnissen in MOR-Systemen ("Mid ocean ridge").

Sowohl in der Rechnitzer Serie als auch im Engadiner Fenster sind die Rodingitgänge textuell als auch geochemisch auf Mg-reichen Gabbros zurückzuführen (KOLLER, 1985; HÜCK und KOLLER, 1987), im Tauernfenster hingegen eher auf Basalte (HÜCK und MILLER, 1987). Ein Vorkommen von Rodingiten im Tauernfenster dürfte teilweise von Sedimentgesteinen herzuleiten sein (DIETRICH et al., 1986).

Die Metabasalte in den penninischen Ophiolitkörpern sind abgesehen von metasomatischen Veränderungen der leicht mobilen Elemente sehr gut untereinander vergleichbar und weisen eine gute Obereinstimmung mit rezenten MORB ("Mid ocean ridge basalt") auf. In den üblichen Diskriminations-Diagrammen, die nur die

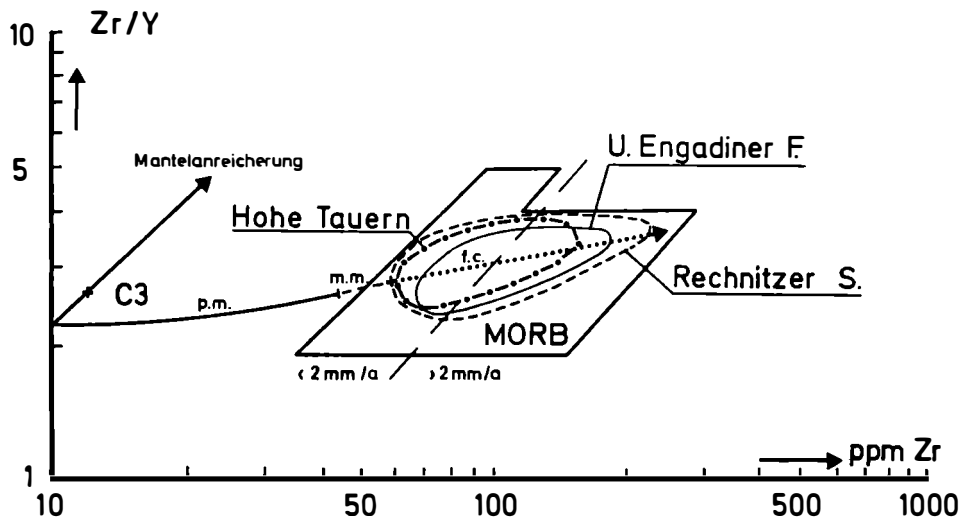


Abb.4: Zr/Y versus Zr-Diagramm nach PEARCE und NORRY (1979) mit dem Feld der MOR-Basalte und den Bereichen der penninischen Ophiolite. Mit C3 ist die C3-chondritische Zusammensetzung angegeben und die partielle Schmelzkurve ist mit (p.m.) bezeichnet, die fraktionierte Kristallisation im offenen System mit (m.m.) und im geschlossenen mit (f.c.). Weiters wurde eine Trennungslinie für große und kleine "spreading"-Raten nach PEARCE (1980) eingetragen. Daten nach HÜCK (1983), KOLLER (1985), HÜCK und KOLLER (1987) sowie HÜCK und MILLER (1987).

immobile Spurenelemente berücksichtigen, fallen alle Metabasalte des Idalp-Ophiolits (HÜCK und KOLLER, 1987), der Ophiolite der Glocknerdecke (HÜCK und MILLER, 1987) und die der Rechnitzer Serie (KOLLER, 1985), gleichgültig ob es sich nun um Pillowlaven, Hyaloklastite, massive Sills, Gänge oder auch um Tuffe handelt, in jene Felder, die für MORB-Zusammensetzungen charakteristisch sind.

Weiters besitzen alle Metabasalte sehr niedere Nb-Werte und weisen Zr/Y-Quotienten von 2.5 - 3.5 (Abb.4) auf. Die Zr-Gehalte reichen im Idalp-Komplex, abgesehen von den Gängen in den Gabbros um 60 ppm Zr, von 80 - 190 ppm Zr, im Tauernfenster von 50 - 160 ppm Zr und in der Rechnitzer Serie von 60 - 200 ppm Zr. Das Ti/V-Verhältnis ist sehr konstant und liegt in allen Ophiolitvorkommen um 40. Solche Werte entsprechen der MORB Zusammensetzung. Auch die Gehalte an SEE stimmen, soweit bekannt, mit N-typ MORB nach SAUNDERS (1984) überein.

Ein genetisches Modell für die Ophiolite in den penninischen Fenstern der Ostalpen läßt sich im Zr/Y vs Zr Diagramm (Abb.4) nach PEARCE und NORRY (1979) für die Ophiolite unter Berücksichtigung der Cr und Y Gehalte erstellen. Aus den letzteren Elementen läßt sich ableiten, daß ausgehend von einem Mantel mit C3-chondritischer Zusammensetzung (PEARCE, 1980) mit einer partiellen Schmelzrate von ca. 15 ± 5 % des Mantels zu rechnen ist, um die primitivsten Basaltchemismen innerhalb der penninischen Ophiolite zu erzeugen (HÜCK, 1983; KOLLER, 1985; HÜCK und KOLLER, 1987).

Der weitere Entwicklungstrend läßt sich durch eine Kristallisation in einem offenen System und anschließend durch fraktionierte Kristallisation von Olivin, Plagioklas und Klinopyroxen in einem geschlossenen System charakterisieren.

Die relativ große Anzahl von Analysen mit Zr-Werten im Bereich von 60 bis 70 ppm - sie stimmen gut mit primitiven MORB-Chemismen überein - könnte den Überlegun-

gen von PEARCE (1980) folgend auf kleine bis mittlere Spreadingraten im Penninischen Ozean hindeuten. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß sich die größte Variationsbreite der Grünschiefer in der Rechnitzer Serie findet. Einerseits sind sehr hochfraktionierte Chemismen bis über 200 ppm Zr bekannt, andererseits aber auch sehr primitiven Zusammensetzungen mit Zr-Gehalten von 30 - 60 ppm Zr bei gleichzeitig sehr niederen Ti- und Y-, aber hohen Cr- und Ni-Werten. Letztere wurden von KOLLER (1985) als gering fraktionierte Metabasalte pikritischer Zusammensetzung gedeutet. Die Stellung dieser Pikrite sowie die der Fe-Ti-reichen Grünschiefer, die als hypabyssische Basaltgänge interpretiert wurden, ist derzeit nicht eindeutig geklärt.

Nicht-Ophiolitische Grüngesteine sind zur Zeit aus dem Unterengadiner Fenster nicht belegt, aus dem Tauern Fenster geben HÜCK und MILLER (1987) für die Eklogite und für die Fuscher Metabasite eine T-typ MORB Zusammensetzung an. In der Rechnitzer Serie findet man eine alkalibasaltischen Vulkanismus, der in die Sedimente eingelagert ist und von KOLLER (1985) als "with in plate" Basalt, im Sinne eines Ozeaninselalkalibasalt (OIAB), klassifiziert wurde.

4. Die metamorphe Entwicklung der penninischen Ophiolite

4.1 Das Unterengadiner Fenster

Als älteste metamorphe Beeinflussung ist - bevorzugt in den gabbroiden Gesteinen - immer wieder die Bildung von braunen oder grünen Hornblenden nachzuweisen. Die Bildungsbedingungen dieser Amphibolphasen liegen deutlich höher als die der Regionalmetamorphose, sie werden daher zusammen mit der teilweise intensiven Oxidation einer ozeanischen Metamorphose zugerechnet (HEUGEL, 1975, 1982; VUICHARD, 1984, 1985; HÜCK und KOLLER, 1987).

Die p-T-Entwicklung während der alpidischen Orogenese ist zur Zeit, aufgrund der Feinkörnigkeit der Metabasalte, noch nicht ausreichend untersucht, eine Zusammenfassung des bisherigen Kenntnisstandes ergibt folgendes Bild:

In den Metabasalten existiert, zumindest lokal, tatsächlich erhaltener Lawsonit neben Fe-reichen Pumpellyit, weiters findet man Epidot, Albit, Chlorit und Aktinolith (LEIMSER, 1977). Die tatsächlichen Phasenbeziehungen sind nicht vollständig klar, jedoch scheinen Lawsonit und Pumpellyit miteinander stabil zu koexistieren. Auch die Relation obiger Phasen zu Stilpnomelan und crossitischen Alkali amphibolen sowie die Beziehung Pumpellyit-Epidot ist noch zu untersuchen. Aus der Pumpellyitzusammensetzung läßt sich nach SCHIFFMAN und LIOU (1980) auf $T = < 350^{\circ} \text{C}$ schließen. Dies würde zusammen mit Lawsonit der Pumpellyit-Aktinolith-Fazies nach LIOU et al. (1985) entsprechen. Diese Bildungsbedingungen werden von HÜCK und KOLLER (1987) mit einem altalpidischen Hochdruckereignis korreliert.

Die wesentlich häufigere Paragenese mit Albit, Chlorit, Epidot und Aktinolith entspricht der unteren Grünschieferfazies und wird zur jungalpidischen Metamorphose gestellt.

4.2 Das Tauernfenster

In den Metabasiten der Oberen Schieferhülle ist die Metamorphoseentwicklung zwar wesentlich komplexer aber auch besser bekannt. Eine der letzten Zusammenstellungen geben FRANK et al. (1987). Die Metamorphoseentwicklung beginnt mit einem druckbetonten Ereignis mit $T = 550 - 600^{\circ} \text{C}$ bei $P \sim 20 \text{ kb}$. Dies führt zur Bildung von Eklogiten, die auf eine schmale Zone in der S-Abdachung der Hohen Tauern beschränkt ist. Die Eklogitzone und große Teile der Oberen Schieferhülle werden dann von einem Ereignis der Blauschieferfazies bei $T = 450^{\circ} \text{C}$ und $P = 7 - 9 \text{ kb}$ überprägt. Dieses Ereignis ist für die Bildung von Glaukophan und Lawsonit, letzterer ist nur mehr als allerdings weitverbreitetes Formrelikt erhalten, verantwortlich.

	Unteregadiner Fenster (Arosazone, Idalp)	Tauern Fenster (Glocknerdecke)	Rechnitzer Fenster
Ophiolittyp nach BECCALUVA et al., (1983)	Hoch-Ti	Hoch-Ti	Hoch-Ti
Bildungsort	MOR	MOR	MOR
Mantelzusammen- setzung	leicht verarmt	leicht verarmt	leicht verarmt
Aufschmelzungs- rate	15 ± 5 %	15 ± 5 %	15 ± 5 %
MORB-Typ	N	N	N
"spreading rate"	klein bis mittel	klein bis mittel	klein bis mittel
Stratigraphie			
Radiolarite	+	nicht eindeutig	+
Tuffe/Tuffite?	+	+	+?
Hyaloklastite	+	+	+?
Pillowlaven	+	+	?
	(sehr reichlich)		
"sheeted dykes"	---	---	---
einzelne Gänge in den Gabbros	+	?	?
Saure Differen- tiate	---	?	+
Ferrogabbro	sehr selten	selten	sehr häufig
Kpx-Plag-Gabbro	dominant	dominant	dominant
Kumulatsequenz	?	+	möglich
Rodingitgänge	+	?	+
Ultramafitite	Harzburgit	Harzburgit	Harzburgit
Sonstige Informationen			
Störungen	?	?	Hinweise auf Transformstörung
Sonstige Vulkanite	?	?	Pikrite und Fer- robasalte unklar- er Stellung
Nicht ophio- litischer Vulkanismus	möglich ?	Eklogite Fuscher Basite (T-type MORB)	OIAB
Ozeanische Meta- morphose	geringerer Einfluß	unbestimmbar überprägt	starker Einfluß
Alpidische Metamorphose			
a) Hochdruck- ereignis nach LIOU et al. (1985)	Pumpellyit- Aktinolithfazies	Blauschiefer-/ Eklogitfazies	Pumpellyit- Aktinolithfazies
Versenkungstiefe	?15 - ? km	25 - 35/45 - 60km	≈ 25 km
b) jungalpidische Metamorphose	Grünschiefer- fazies	Grünschiefer-/ Amphibolitfazies	unterste Grün- schieferfazies
Versenkungstiefe	≈ 7 km	≈ 15 km	≈ 10 km

Tab. 1: Zusammenstellung nach HOCK, (1983); KOLLER, (1985); HOCK und KOLLER, (1987); HOCK und MILLER, (1987).

Die jungalpidische Metamorphose reicht von der Grünschieferfazies am N- und S-Rand bis zur Amphibolitfazies in den zentralen Teilen und erfaßt alle Gesteine im Tauernfenster bei $T = 400 - 550^{\circ} \text{C}$ und $P = 4 - 6 \text{ kb}$.

4.3 Die Rechnitzer Serie

Die Metamorphoseentwicklung der Ophiolite der Rechnitzer Serie wurde von KOLLER (1985) ausführlich dargestellt. Sie umfaßt eine weit verbreitete ozeanische Metamorphose, die sowohl in den Gabbros als auch, jedoch seltener, in den Grünschiefern und in den Ophikarbonatgesteinen nachweisbar ist.

Eine altalpidische Metamorphose wird mit $330 - 370^{\circ} \text{C}$ bei Minimaldrucken von $6 - 8 \text{ kb}$ abgeleitet und entspricht nach LIU et al. (1985) der Pumpellyit-Aktinolithfazies. Das jungalpidische Ereignis wird mit $T = 390 - 430^{\circ} \text{C}$ und $P < 3 \text{ kb}$ angegeben, wobei eine prograde Zunahme vom Norden nach Süden festzustellen ist. Alkalipyroxene mit Zusammensetzungen nahe des binären Systems Jadeit-Akmit erlauben eine relativ zuverlässige Druckbestimmung beider Metamorphoseereignisse.

5. Zusammenfassung der bisherigen Kenntnisse über die penninische ozeanische Kruste und deren Entwicklung

Aus dem bisher dargestellten (Tab.1) lassen sich folgende Rückschlüsse auf die penninische ozeanische Kruste ableiten:

- Zumindest im südpenninischen Ozean existiert eine ozeanische Kruste.
- Diese wurde vermutlich aus einem leicht verarmten Mantel produziert.
- Die Produktion der "High Ti"-Ophiolite im Sinne von BECCALUVA et al. (1983) erfolgte für alle penninischen Fenster bei einheitlichen Aufschmelzungsraten um $15 \pm 5 \%$ und ist charakteristisch für mittelozeanische Rückensysteme (MOR).
- Am penninischen MOR wird bei kleinen bis höchstens mittleren "spreading"-Raten ein N-typ MORB produziert.
- Die Häufigkeit von Ferrogabbros scheint von E nach W deutlich abzunehmen. Saure Differentiate sind zur Zeit nur aus dem Rechnitzer Fenster bekannt.
- "sheeted dykes"-Systeme sind keine bekannt, Basaltgänge in den Gabbros kennt man nur aus dem Idalp-Ophiolit.
- Pillowlaven sind im Ungerengadiner Fenster sehr häufig, am Alpenostrand sind sie unbekannt. Neben Hyaloklastiten scheinen aber in den höheren Bereichen Tuffe charakteristisch zu sein.
- Mit Ausnahme des stark alpidisch überprägten Tauernfensters ist stets eine ozeanische Metamorphose nachzuweisen, besonders wirksam war sie in der Rechnitzer Serie. Für die Ophiolite am Alpenostrand wurden Hinweise auf eine Transformstörung erarbeitet.
- Die rasche und mächtige Sedimentbedeckung spricht für kleinräumige Ozeansysteme, ähnlich dem Golf von Kalifornien oder dem Roten Meer.
- Kleinräumige Ozeanbecken, etwa entlang von Transformstörungen können brauchbare Modelle für den Penninischen Ozean liefern.
- Zumindest im Rechnitzer Fenster existiert ein postophiolitischer OIAB-Vulkanismus.

Die ozeanische Kruste des Südpenninischen Ozean wird bei der Schließung weitgehend einer Hochdruck-Tieftemperatur-Metamorphose unterworfen, wie sie im Zuge einer Subduktion üblich ist. Der heutige Oberflächenanschnitt erlaubt den Einblick in graduell unterschiedliche Metamorphosebedingungen. Mit Ausnahme der Eklogite läßt sich nach Abb.5 für das Hochdruckereignis, das für das Ungerengadiner Fenster sowie für die Rechnitzer Serie innerhalb der Pumpellyit-Aktinolithfazies und für weite Teile des Tauernfenster im Bereich der Glaukophanschieferfazies liegt, ein durchschnittlicher, aber sehr einheitlicher thermischer Gradient von $>10^{\circ}/\text{km}$ und $<20^{\circ}/\text{km}$ ableiten. Das Eklogitereignis im Tauernfenster weist einen deutlich geringeren Gradienten von $<10^{\circ}/\text{km}$ auf, ähnlich dem in den Pyrop-Coesitgesteinen der Dora Maira Zone in den Westalpen (SCHREYER, 1985).

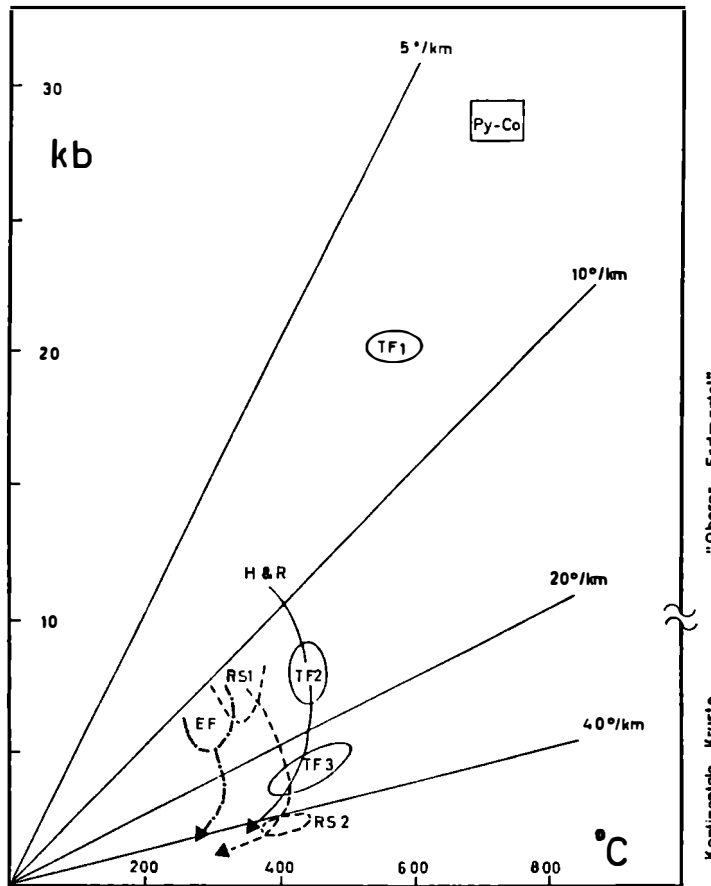


Abb.5: Schematisches p-T-Diagramm mit eingetragenen Metamorphosebereichen nach KOLLER (1985), FRANK et al. (1987) sowie HÜCK und KOLLER (1987). Ergänzt wurde die Abbildung durch die Thermogradientlinien und durch Daten von SCHREYER (1985) sowie von HOLLAND und RAY (1985).

Dem entsprechend können folgende Versenkungstiefen für die Ophiolite der einzelnen penninischen Fenster errechnet werden (Tab.1): Für die Rechnitzer Serie ~ 25 km, im Tauernfenster 25 - 35 km für das Glaukophanschieferereignis und 45 - 60 km für das Eklogitereignis. Für das Unterengadiner Fenster ist die Versenkungstiefe heute noch nicht ausreichend belegt, sollte aber im Bereich von 10 - 20 km sein.

Die jungalpidische Metamorphose, mit ihren höchsten Bedingungen im Tauernfenster, weist einen Gradienten von 30 - 40 °C/km auf. Trägt man den Verlauf der p-T-Kurven nach KOLLER (1985) für die Rechnitzer Serie, für das Tauernfenster nach HOLLAND und RAY (1985) sowie nach FRANK et al. (1987) ergibt sich eine gute Übereinstimmung (Abb.5). Nach den Ergebnissen von LEIMSER (1977) und HÜCK und KOLLER (1987) sollte der p-T-Pfad für das Unterengadiner Fenster den vorhergehenden sehr ähnlich sein. Es ergeben sich daher für die jungalpidische Metamorphose Versenkungstiefen in der Größenordnung von ~ 7 km für das Unterengadiner Fenster, von ~ 15 km für das Tauernfenster und von ~ 10 km für die Rechnitzer Serie. Alle diese Versenkungstiefen entsprechen durchaus der Überlagerung durch die ostalpinen Decken.

Literatur

- BECCALUVA, L., DI GIROLAMO, P., MACCIOTTA, G., MORRA, V., (1983): Magma affinities and fractionation trend in ophiolites. - *Ofioliti*, 8, 307-324.
- COLEMAN, R.G. (1977): *Ophiolites*. - Berlin-Heidelberg-New York: Springer, 229 S.
- DAURER, A. (1980): Short notes on the Idalp Ophiolites (Engadine Window, Tyrol, Austria). - *Ofioliti*, 5, 101-106.
- DIETRICH, H., KOLLER, F., RICHTER, W., KIESL, W. (1986): Petrologie und Geochemie des Rodingitvorkommens vom Isplitzfall (Dorfertal, Hohe Tauern). - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 66, 163 - 192.
- FRANK, W. (1969): Neue Forschungen im Umkreis der Glocknergruppe. - *Wiss. Alpenvereinsch.*, 21, 95-108.
- FRANK, W., HÜCK, V., MILLER, Ch. (1987): Metamorphic and tectonic history of the Central Tauern Window. - In: Flügel, H.W., Faupl, P., (Ed.): *Geodynamic of the Eastern Alps*. - Wien: Deuticke, 34-54.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. - *Jb. Geol. Bundesanst. Wien*, 101, 323-472.
- FRASL, G., FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie des Penninikums des Tauernfensters etc. - *Aufschluß*, 15, 30-58.
- FRISCH, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic Subduction in the Penninic windows in the Eastern Alps. - *Geol. Rdsch.*, 73, 33-45.
- GRATZER, R. (1985): Vergleichende Untersuchungen in Metabasiten im Raum Hannersdorf, Burgenland. - *Sitzungsberichte Österr. Akad. Wissensch., math.-naturw. Kl.*, 194, 132-148.
- HEUGEL, W. (1975): Die Ophiolite des Piz Mundin (Oberengadin). - Unveröffentl. Diplomarb. Univ. Bern, 90 S.
- HEUGEL, W. (1982): Die Zonierung in Pillows. - Unveröffentl. Diss. Univ. Bern, 116 S.
- HÜCK, V. (1980): Ophiolites in the middle part of the Hohe Tauern, Austria. - *Ofioliti*, 5, 57-64.
- HÜCK, V. (1983): Mesozoic Ophiolites and non ophiolitic Metabasalts in the central part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). - *Ofioliti*, 8, 103-126.
- HÜCK, V., KOLLER, F. (1987): The Idalp ophiolite (Lower Engadin Window, Eastern Alps) its petrology and geochemistry. - *Ofioliti*, 11, in press.
- HÜCK, V., MILLER, Ch. (1980): Chemistry of mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 71/72, 81-88.
- HÜCK, V., MILLER, Ch. (1987): Mesozoic ophiolitic sequences and non ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. - In: Flügel, H.W., Faupl, P. (Editor): *Geodynamics of the Eastern Alps*. - Wien: Deuticke, 16-33.
- HOLLAND, T.J.B., RAY, N.J. (1985): Glaucophane and pyroxene breakdown reactions in the Pennine units of the Eastern Alps. - *J. metamorphic Geol.*, 3, 417-438.

- KIRCHNER, E.C. (1980): Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. - Mitt. Österr. geol. Ges., 71/72, 385 - 396.
- KOLLER, F. (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. - Jb. Geol. Bundesanst. Wien, 128, 83-150.
- KOLLER, F., PAHR, A. (1980): The Penninic Ophiolites on the Eastern End of the Alps. - Ofioliti, 5, 65-72.
- KRALIK, M., KOLLER, F., POBER, E. (1984): Geochemie und K-Ar-Alter der Diabasvorkommen von Annaberg (Nördliche Kalkalpen, Niederösterreich). - Mitt. Österr. geol. Ges., 77, 37-55.
- LEIMSER, W. (1977): Untersuchungen zu Petrographie und Metamorphose der Gesteine des Unterengadiner Fensters (österr. Anteil). - Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, 118 S.
- LEIMSER, W., PURTSCHHELLER, F. (1980): Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters. - Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 129-137.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S., CHO, M. (1985): Phase equilibria and mineral paragenesis of metabasites in low-grade metamorphism. - Min.Mag., 49, 321-333.
- OBERHAUSER, R. (1980): Das Unterengadiner Fenster. - In: Oberhauser (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs. - Wien-New York: Springer, 291-299.
- PAHR, A. (1980): Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. - In: R. Oberhauser (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs. - Wien: Springer, 320-326.
- PEARCE, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan Ophiolites. - In: A. Panayiotou (Editor), Ophiolites, Proceed. Intern. Ophiol. Symp., Cyprus 1979, 261-272.
- PEARCE, J.A., NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. - Contrib. Miner. Petrol., 69, 33-47.
- SAUNDERS, A.D. (1984): 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.
- SCHIFFMAN, P., LIU, J.G. (1980): Synthesis and Stability Relations of Mg-Al-Pumpellyite, $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$. - J. Petrol. 21, 441-474.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1973): Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. - Jb. Geol. Bundesanst. Wien, 116, 35-49.
- SCHREYER, W. (1985): Metamorphism of crustal rocks at mantle depths: High-pressure minerals and mineral assemblages in metapelites. - Fortschr. Miner., 63, 227-261.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I. - Wien: Deuticke, 766 S.
- TROMPY, R. (1972): Zur Geologie des Unterengadins. - In: Ergebnisse der wissenschaftl. Unters. im Nationalpark, 13, 71-87, herausgegeben von der Komm. Schweiz. natf. Ges. zur wiss. Erforschung d. Nationalparks.

- VUICHARD, D. (1984): Petrographische Untersuchungen in der Zone von Ramosch (Alp Champatsch, Unterengadin) mit besonderer Berücksichtigung der Ophiolitischen Gesteine. - Unveröffentl. Diplomarb. Univ. Bern, 154 S.
- VUICHARD, D. (1985): The ophiolitic suite of the Alp Champatsch (Lower Engadin Window, Switzerland). The metamorphic and tectonic evolution of a small oceanic basin in the Penninic realm? - *Ophioliti*, 9, 619-632.
- WEIBEL, A.F. (1985): The Geology of Tasna Valley (Val Tasna). Including the Underlying Ophiolites of the Ramosch Zone, Lower Engadin Window, Switzerland. - Unveröffentl. Diplomarb. Univ. Tübingen, 66 S.