

## **Petrologische und geochemische Untersuchungen an prävariszischen Serien im Obersulzbachtal (Pinzgau, Salzburg)**

**Klaus Reicherter**

### **1 Zusammenfassung**

Im zentralen Teil des Tauernfensters (Obersulzbachtal) wurden die jungproterozoisch-altpaläozoischen Grünsteinserien der westlichen Habachmulde und der Knappenwandmulde petrologisch und geochemisch untersucht. Die identische geochemische Zusammensetzung spricht für eine gemeinsame Genese der Gesteine der Synklinalen. Mit Hilfe der Spurenelement-Verteilung werden die Metabasite als eine typische tholeiitische Inselbogenfolge interpretiert. Das geotektonische Bildungsmilieu ähnelt dem der Weinbühel- und der Tauernkogel-Amphibolite (FRISCH & RAAB 1987, VAVRA 1989) im Felbertauerntal. In beiden Mulden treten Metarhyolite eines sauren Low-K-Vulkanismus auf, diese können als saure Differentiate eines bimodalen Inselbogenvulkanismus gesehen werden. Amphibolite und Metarhyolite sind mit Metasedimenten (Phyllite und Glimmerschiefer) vergesellschaftet. Die Metabasitfolgen und Metasedimente werden von variszischen Granitoiden intrudiert oder tektonisch unterlagert. Ihre Genese wird an anderer Stelle diskutiert (REICHERTER 1989, FIMMEL 1989 und WINKLER et al. 1990).

### **2 Summary**

#### **Petrology and geochemistry of prevariscan series in the Obersulzbach-Valley (Pinzgau, Salzburg, Austria)**

In the central part of the Tauern Window proterozoic-paleozoic greenstone series of the Habach- and Knappenwand-synclines were studied. Petrological and geochemical investigations showed an identical composition of rocks in the synclines. A common genesis of these rocks is proposed. Volcanic rocks host typical REE-patterns of a tholeiitic island-arc sequence. The geotectonic environment shows particular similarities to the amphibolite-complexes of the Weinbühel- and Tauernkogel-series (FRISCH & RAAB 1987, VAVRA 1989) of the Felbertauern area. Metarhyolites of a Low-K-chemistry were interpreted as acid differentiates of a bimodal island-arc volcanism. Amphibolites, as well as metarhyolites are accompanied with metasediments (phyllites and mica-schists). Metabasic rocks and metasediments are intruded or tectonically underlain by the variscan Zentralgneis masses. Their genesis was discussed by REICHERTER 1989, FIMMEL 1989, WINKLER et al. 1990 and VAVRA 1989.

### **3 Keywords**

Hohe Tauern National Park, geology, Tauern window, geochemistry, metabasic rocks, island arc volcanism, paleozoic environment, Austria

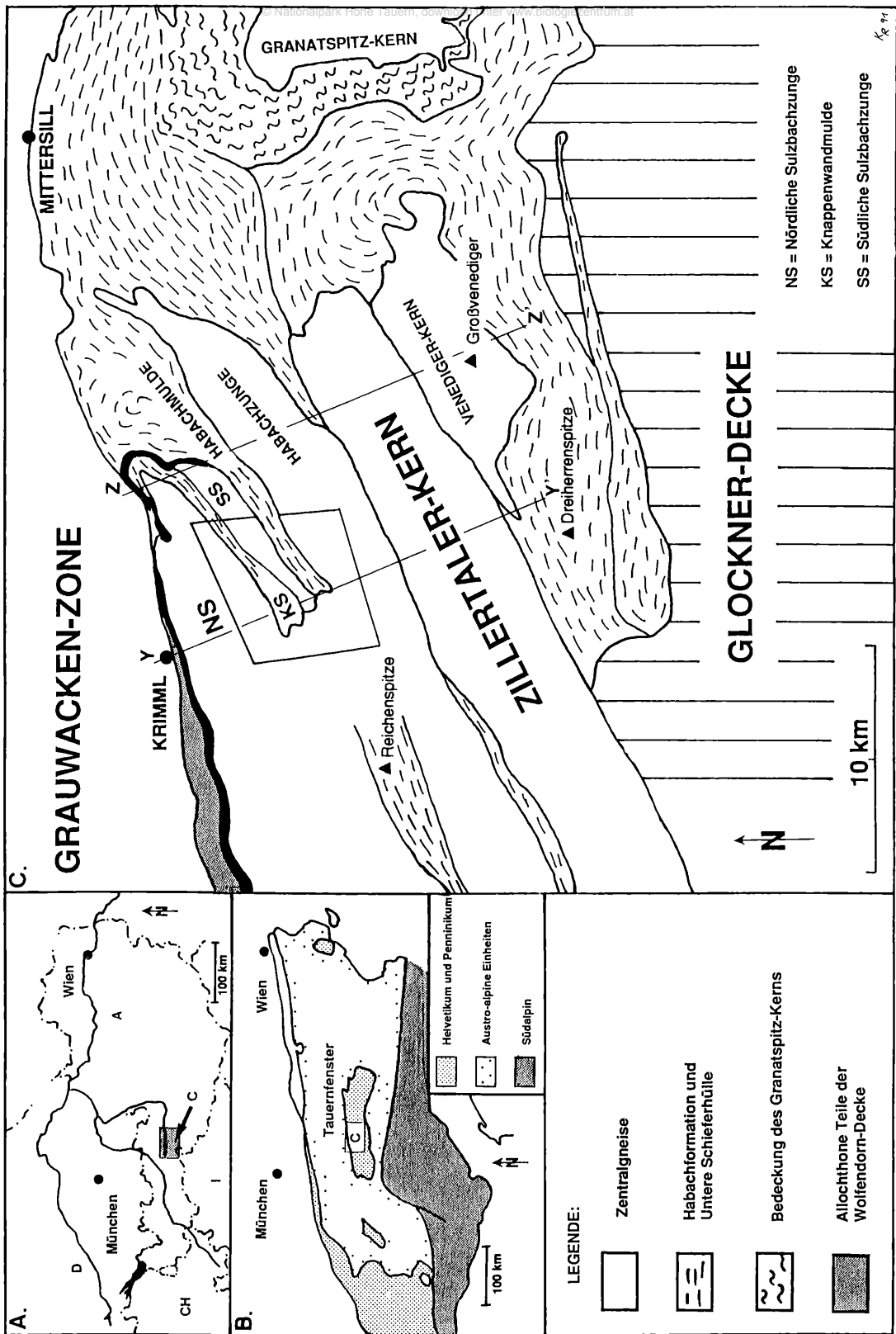


Abb. 1: A. Geographische Lage des Arbeitsgebiets; B. Großtektonische Einheiten der Ostalpen; C. Regionale geologische Karte und Terminologie mit den Profilschnitten Y-Y' und Z-Z' von Abb. 2 durch Knappenwand- und Habachmulde.

Fig. 1: A. Geographic location of the study area; B. Tectonic units in the eastern Alps; C. Regional geologic map and terminology with the profiles Y-Y' and Z-Z' (from Fig. 2) through the "Knappenwand" and the "Habacher" synclines.

### 4.1 Das Untersuchungsgebiet

Das bearbeitete Gebiet liegt in den Hohen Tauern im Pinzgau/Salzburg, südwestlich von Neukirchen am Großvenediger im Obersulzbachtal (Abb. 1). Die Ostgrenze zieht vom Hopffeldboden dem Obersulzbach folgend bis nahe zur Foissen-Alm. Die westliche Begrenzung verläuft ungefähr auf der Linie Kleefelder Köpfe, Hütteltalkopf (2.962 m) und Humbachkar-Kogel. Im Zentrum des Gebiets liegen der Seebach-See und der Foiskar-See mit ihren Karen. Aus dem Krimmler Achenal, zwischen der Hölzlahner-Alm und der Hofer-Alm im Süden, nahe der berühmten Mineralfundstelle (Epidot, Augit etc.) der Söllenkare stammen weitere Proben. In diesen Karen liegt das westliche Ende der Knappenwandmulde. Das Arbeitsgebiet ist seit dem 1.1.1984 Teil des Nationalparks Hohe Tauern des Landes Salzburg.

### 4.2 Erforschungsgeschichte und geologische Einführung

Erste wissenschaftliche Arbeiten zur Kenntnis der Geologie im Venedigergebiet gehen auf STUDER 1848 und PETERS 1854 zurück. LÖWL 1903 trennte lithologisch den "Centralgranit" und dazwischenliegende Mulden und benannte die nördlichen Granitgneisvorkommen ihrer Form nach als Zungen. Eine umfangreiche Beschreibung der Petrologie der Zentralgneise und der Habachformation im Bereich der beiden Sulzbachungen ist FRASL 1953 zu verdanken. Seine detaillierten Geländeaufnahmen führten 1958 zu einer ersten stratigraphischen Gliederung des lithologischen Inhalts des Westlichen Tauernfensters. KARL & SCHMIDEGG u.a. 1961 konnten nach langjähriger Vorarbeit 1979 eine geologische Karte des Blattes 151 "Krimml" veröffentlichen. Die alpidische Tektogenese, der eine Einteilung in verschiedene Decken im Tauernfenster folgte, bearbeitete FRISCH 1976. Neue Erkenntnisse zur Genese der Habachformation und ihrem Verhältnis zu den Zentralgneisen erarbeitete STEYRER 1982, 1983. Er entwarf auf Grund geochemischer Analysen ein neues geotektonisches Modell zur Entwicklung des Paläozoikum im Westlichen Tauernfenster. Sein Arbeitsgebiet lag zwischen dem Untersulzbachtal und dem Habachtal und bildete die östliche Fortsetzung des von mir bearbeiteten Gebiets.

Die tektonisch liegende Venediger-Decke (FRISCH 1974) wird als Teil des Mittelpenninischen Kontinents gedeutet, da sie ein voralpidisches, kontinentales Basement besitzt. Den Gesteinsbestand der Venediger-Decke gliedert man grob in zwei lithologische Einheiten:

in den Zentralgneiskomplex, der in verschiedene Zentralgneiskerne unterteilt ist. Er bildet die tiefsten tektonischen Körper, die von TOLLMANN 1980 als allochthon angesehen werden. Die Zentralgneise werden lokal diskordant von einer dünnen, wahrscheinlich mesozoischen Kalkbedeckung überzogen.

und in die in diesem Komplex eingeklemmten, parautochthonen, vorgranitischen Serien, die von FRASL 1958 und STEYRER 1982 in die Altkristallin-Formation und die Habach-Formation gegliedert werden. Diese bilden Synklinalen und streichen wie die Zentralgneise in ENE-Richtung (Abb. 2). Die Kontakte zu den einzelnen Zentralgneiszungen sind meist tektonischer Natur, was man an starker Verschuppung und "Phyllonitisierung" (CORNELIUS & CLAR 1939) erkennt. Im Habachtal werden von GRUNDMANN & MORTEANI 1982 intrusive Kontakte beschrieben.

FRASL 1953 prägte für die Gesteine der Mulden den Sammelbegriff "Habach-Formation", die Typlokalität im Habachtal ist etwa 5 km östlich von Neukirchen aufgeschlossen. Während STEYRER 1983 noch altpaläozoisches Alter der gesamten Habach-Formation annahm, datierte VAVRA 1989 den Heuschartenkopf-Gneis, einen Metarhyolit, mit Hilfe der U/Pb-Methode an Zirkonen auf variszisches Alter. Es sind also Gesteine mehrerer geologischer Epochen in den Synklinalen erhalten.

Für das gesamte westliche Tauernfenster wird eine alpidische Regional-Metamorphose mit von N nach S zunehmenden Temperatur- und Druck-Gradienten postuliert (HOERNES & FRIEDRICHSEN 1974). Der Metamorphose-Höhepunkt, die Tauernkristallisation (SANDER 1921), lag bei ca. 40-35 Mio. Jahren. Im Arbeitsgebiet steigert sich die metamorphe Überprägung von N in Grünschieferfazies, nach S zu amphibolitfazialen Bedingungen.

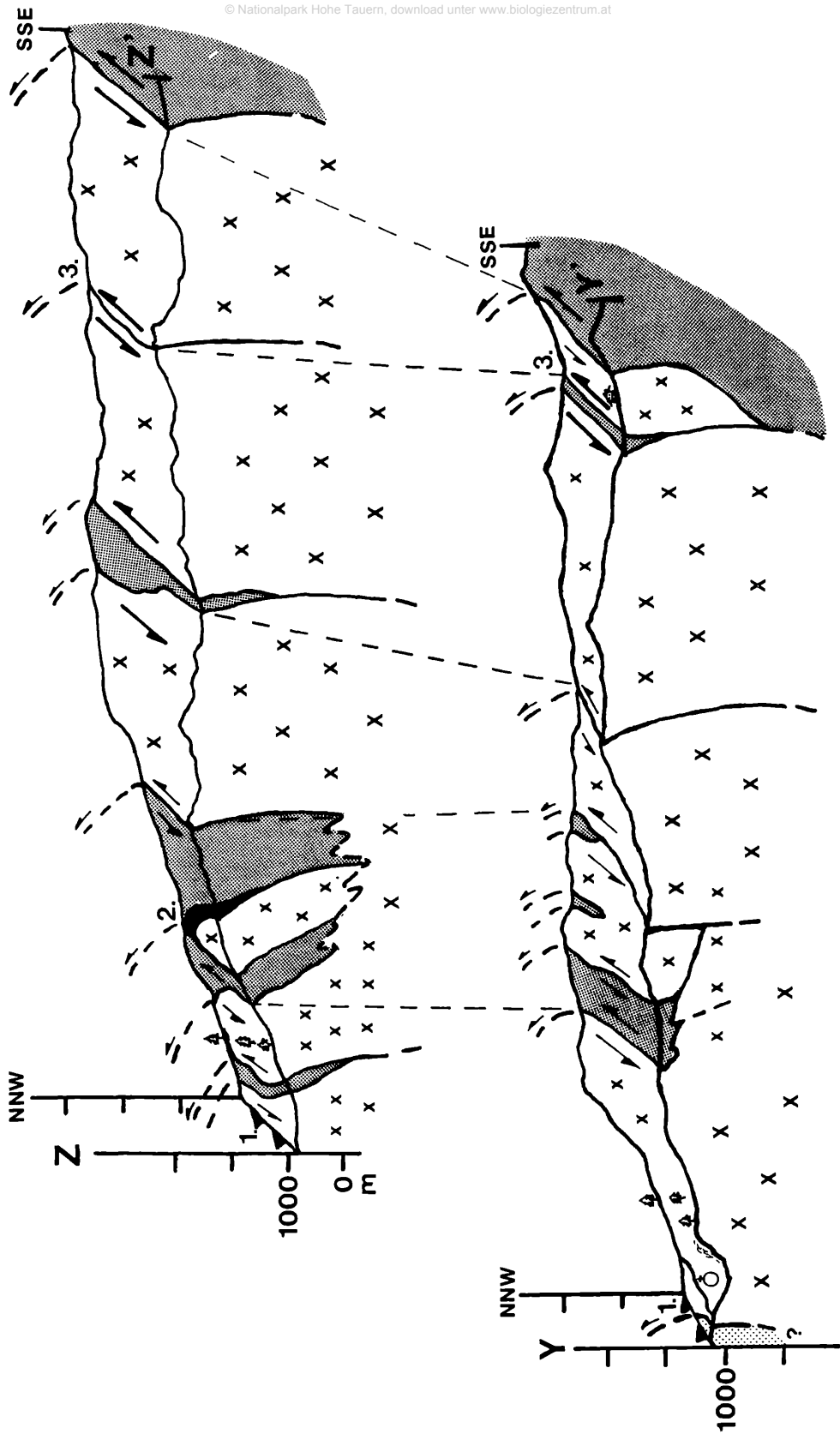


Abb. 2: Geologische Profile durch das Arbeitsgebiet, die Lage ist Abb. 1 zu entnehmen. Deutlich wird das Ausstreichen der Synklinalen im Westen.

Fig. 2: Geologic profile of the study area, location is seen in Fig. 1.

In den Sommermonaten der Jahre 1987 und 1988 wurde das Gebiet im Obersulzbachtal neu im Maßstab 1:10.000 kartiert. Als Grundlage dienten Vergrößerungen des Blattes 151 "Krimml", von dem auch eine geologische Ausgabe (KARL & SCHMIDEGG 1979) im Buchhandel erhältlich ist. Empfehlenswert zur genauen Lokalisierung von Höhenpunkten und Berggipfeln ist die Kompass-Wanderkarte: Nr. 38 "Venedigergruppe/Oberpinzgau", erschienen beim Geografa-Verlag, Wien. Die Neukartierung des Gebiets stand nach der Entdeckung variszischer Gesteine im Habachtal durch VAVRA 1989, die einem andinotypen Vulkanismus (Heuschartenkopfgneis) entsprechen, im Vordergrund der Forschung unserer Tübinger Arbeitsgruppe (Leitung Prof. Dr. Wolfgang FRISCH). Von weiterem Interesse war die Fortsetzung der Habachmulde nach Westen, und ob eine strukturelle Einteilung innerhalb der Mulden möglich ist. Dabei wurden die prävariszischen Serien geochemisch und petrologisch untersucht und mit Arbeiten aus östlich vom Untersuchungsgebiet gelegenen Regionen verglichen (Habachtal und Felbertauern), um ein allgemeines Bild der paläozoischen Entwicklung im Tauernfenster zu erhalten.

Andere Schwerpunkte unserer Forschung lagen in der Tektogenese im Tauernfenster (REICHERTER et al. in Vorb.) und im Gesteinschemismus und der Genese der Zentralgneise REICHERTER 1989 und WINKLER et al. 1990). Die petrologische Interpretation stützt sich auf die Auswertung von ca. 50 Gesteinsdünnschliffen. 8 Proben von Metabasiten wurden im Geochemischen Zentrallabor der Geowissenschaftlichen Fakultät der Universität Tübingen mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz-Analyse auf Haupt- und Spurenelemente untersucht. Die Bestimmung von Glühverlust und Fe<sup>2+</sup> mit den üblichen Methoden erfolgte in den chemischen Labors des Geologischen Instituts Tübingen. Bei den Proben KR-15 bis KR-18 wurde auf eine Fe<sup>2+</sup>-Bestimmung verzichtet. Ebenso erschien eine CO<sub>2</sub>-Bestimmung nicht sinnvoll, da im Schliff selten karbonatische Minerale erkennbar waren und zudem mit den vorhandenen Methoden eine zuverlässige Ermittlung von CO<sub>2</sub>-Gehalten im Bereich von 0,5-2,0 Gew. % nicht möglich ist. Um eine möglichst gute Reproduzierbarkeit der Ergebnisse zu erzielen, wurde großer Wert auf die Gewinnung nicht alterierter oder tektonisierter Proben gelegt.

## 6 Ergebnisse

### 6.1 Petrographie

Die Habachmulde taucht, wie die Knappenwandmulde, flach nach NE ab. Sie ist im Untersuchungsgebiet (Abb. 1) zwischen der Südlichen Sulzbachzunge und der Habachzunge eingeklemmt. Die Mulde ist ein tektonisch stark verkürzter Rest vorwiegend paläozoischer Gesteine, der im Habachtal bis zu 10 km breit wird. STEYRER 1982 wendet den Begriff "Habach-Formation" auf alle in dieser Synklinale lagernden Gesteine an. Der selbe lithologische Aufbau mit Metabasiten (meist Amphibolite) im Norden und Metasedimenten im Süden spricht für eine gemeinsame Genese der Gesteine der Habach- und der Knappenwandmulde. Die im Vergleich zur Habachmulde kleinere und einfacher gebaute Knappenwandmulde (FRASL 1953) ist nach der Knappenwand im Untersulzbachtal benannt. Sie ist Fundstelle weltberühmter Epidote und wird derzeit von Wissenschaftlern des Naturhistorischen Museums Wien bearbeitet. Beide Flanken der Knappenwandmulde sind tektonisch von den anderen Einheiten abgegrenzt (Abb. 1). "Aplitische Injektionen" nach FRASL 1953 werden als intensiv tektonisierte Schuppen von Amphibolit und Zentralgneis interpretiert. Diese Späne sind miteinander verknüpft und täuschen aplitische Intrusionen vor. Amphibolite sind zu Grünschiefern umgewandelt; der Zentralgneis ist phyllonitisiert. Neben Amphiboliten und Prasiniten treten Albitgneise (Metarhyodazite und -rhyolite), untergeordnet auch Glimmerschiefer und Phyllite auf. Phyllite und Grünschiefer lassen sich entgegen der Kartierung von KARL 1979 bis über das Seebachkar hinaus in die Söllenkare verfolgen. In einem schematisierten Profil (Abb. 3), das im orographisch linken Abzweig der Selchlahner Klamm aufgenommen wurde, ist ein idealisierter Querschnitt durch die Knappenwandmulde dargestellt. Das Profil kann aufgrund der stark schwankenden Mächtigkeiten und der lateralen Verzahnung der Gesteine nur einen Teil dieser Serie reflektieren.

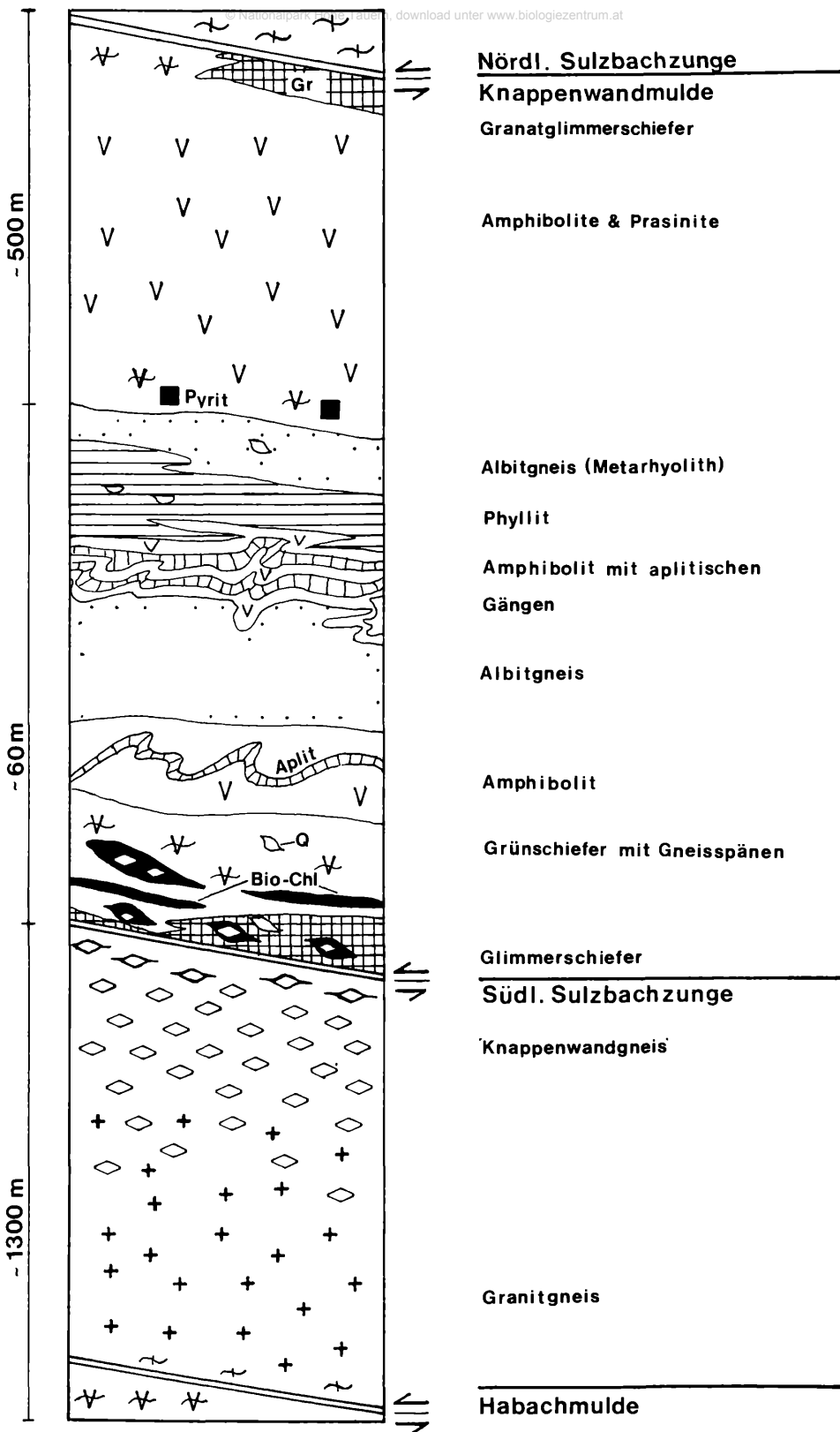


Abb. 3: Idealisiertes lithologisches Profil durch die Knappenwandmulde im Obersulzbachtal/Selchlahner Klamm. Die Kontakte zu den Granitgneisen der Nördlichen und Südlichen Sulzbachzunge sind tektonisch.

Fig. 3: Idealized lithographic profile through the "Knappenwand" depression in the Obersulzbachtal/ Selchlahner gorge. The contacts between the granite and gneiss of the northern and southern Sulzbach tongue are of tectonic nature.

Der große Metabasitkomplex der Habachmulde grenzt im N tektonisch an die Südliche Sulzbachzunge; südlich schließen sich die Metasedimente der Habachmulde an. Im Süden des Seebachsees trennt ein Gneiszwinkel der Südlichen Sulzbachzunge Amphibolite und Phyllite (vgl. Geologische Karte, Blatt 151). An der Südflanke des Gamsecks liegt in der Phyllitabfolge ein etwa 800 m langer und 40 m breiter feinkörniger Amphibolitspan, der geochemisch dem großen Metabasit-Zug entspricht. In der Knappenwandmulde bilden die Metabasite einen homogenen Block, der sich vom Hopffeldboden bis in die Söllenkare verfolgen läßt. Zwei Geochemieproben (KR-9,10) entstammen dem Muldenschluß in den Söllenkaren.

Man kann makroskopisch verschiedene Amphibolittypen unterscheiden. Grobkörnige Amphibolite mit erheblichen Plagioklasanteilen sind meist ungeschiefert; eine Bänderung (ehemalige lagige Schichtung) ist nicht zu erkennen. STEYRER 1982 deutet das Gestein als Metabasalt, oder, wenn eine lagige Schichtung vorhanden ist, als basischen Metatuff. In Scherzonen und an tektonischen Grenzen werden die massigen Metabasite zu biotitreichen Grünschiefern zerschert. Die Amphibolite haben eine feinkörnige Textur und sind von aplitischen und karbonatischen Gängen durchzogen; auch metamorph bedingte Bänderung tritt auf. Alle Gesteine sind stark epidotisiert. Formrelikte von gedrungenen Hornblenden werden als primärmagmatisch gedeutet. Eine zweite nadelige Hornblende-Generation ist nach STEYRER 1982 alpidisch gesproßt. Ein bisher nicht beschriebenes, ultramafisches Gestein wurde nahe der Materialseilbahn zur Seebachalm gefunden (vgl. Analyse KR-8). Der grobkörnige Ultrabasit besteht zu 95 Vol. % aus Hornblenden, diese werden nach einer Berechnung der durchschnittlichen chemischen Zusammensetzung als Aktinolith klassifiziert (LEAKE 1978). Die Bedingungen ( $\text{Ca}+\text{Na}$ )  $> 1,34$  %,  $\text{Na} < 0,67$  % für Calcium-Amphibole, sowie  $(\text{Na}+\text{K}) < 0,5$  % und  $\text{Ti} < 0,5$  %, werden erfüllt. Hornblenden eignen sich bedingt zur Abschätzung von Druck- und Temperatur-Bedingungen einer Metamorphose. Problematisch für eine genaue Aussage sind fehlende Paragenesen zur Pufferung der Mineralreaktionen (Quarz, Plagioklas). Nach MORTEANI & RAASE 1974 entspricht eine aktinolithische Zusammensetzung der Amphibole der Oberen Grünschiefer-Fazies (500 °C). Dies korreliert gut mit anderen Ergebnissen, wie Plagioklas-Zusammensetzung oder Sauerstoffisotopen-Studien (HOERNES & FRIEDRICHSEN 1974). Eine alpidische Regionalmetamorphose mit mittleren Druck- und Temperatur-Bedingungen von ca. 4-5,5 kbar und ca. 500 °C läßt sich für das bearbeitete Gebiet belegen.

### 6.1.2 Albitgneise (Metarhyolite)

Albitgneise sind in der Knappenwandmulde nur in einzelnen kleinen Vorkommen aufgeschlossen. Sie sind immer eng mit Grünschiefern und Phylliten verbunden und mit diesen in die Metabasitserie eingeschaltet. Die Verzahnung mit Metapeliten deutet auf eine gleichzeitige Sedimentation, und damit auf einen primären Kontakt hin (Abb. 3). Als Edukte der feinkörnigen Gneise werden saure Aschentuffe und Kristalltuffe wegen ihrer reliktschen vulkanischen Feldspäte und dem Auftreten einer Bänderung angenommen. Biotit, Chlorit und Aktinolith geben dem porzellanartigen Gestein eine grünliche Sprenkelung.

### 6.1.3 Phyllite und Grünschiefer

Im Gegensatz zur Knappenwandmulde finden sich in der Habachmulde wesentlich mehr Phyllite. Der verbreitetste Gesteinstyp ist ein heller Phyllit. Graphitreiche, dunkle Phyllite sind im Westteil der Habachmulde sehr selten. Die Südgrenze der Gesteine folgt ungefähr dem Foissbach und grenzt tektonisch an die Granitgneise der Habachzunge. In der Knappenwandmulde nach SW, zum Muldenschluß hin, überwiegen die grünen Schiefer gegenüber Phylliten. Einzelne Phyllitlinsen sind oft stark verwittert und bilden weiche Oberflächenformen bevorzugte Plätze für Hochalmen. In den Phyllitzug sind Paragneise, Glimmerschiefer und Grünschiefer eingeschaltet. Die Datierung des Habach-Phyllites von REITZ & HÖLL 1988 anhand von Acritarchen ergab ein präkambrisches Alter (Vendium).

Als Hauptgemengteile sind phengitische Glimmer und Biotit mit bis zu 40 Vol. % vertreten. Quarz bildet bis zu 40 Vol. % der Grundmasse. Umwandlungen von Biotit zu Chlorit sind zu beobachten. Auf Schieferungsflächen sprossen nadelige Aktinolith. Karbonatminerale sind Zeugen einer fortschreitenden Verwitterung. Für die Grünschiefer werden basische vulkanoklastische Sedimente als Edukte angenommen (REICHERTER 1989).

Glimmerschiefer und Paragneise machen einen geringen Anteil der Füllung der Mulden aus. Glimmerschiefer sind sehr selten und treten nur lokal an den Grenzen zur Nördlichen Sulzbachzung (Hopffeldboden) und zum Knappenwandgneis auf. Ein Vorkommen von Plagioklasgneisen ist auf Höhe der Berndl-Alm links des Obersulzbachs aufgeschlossen und bildet dort einen senkrechten Abbruch. Auf der geologischen Karte (KARL & SCHMIDEGG 1979) wird dieser fälschlich als Aplit vom Typ Reichenspitze beschrieben. Der Gneis unterscheidet sich jedoch vom Aplit durch größere Biotitgehalte und eine sehr feinkörnige Grundmasse ohne Kalifeldspat. Bisher nicht beschrieben sind Granat-Hornblende-Garbenschiefer, die in einer Linse nahe dem Punkt 2.406 m (Foiskar, Blatt 151 "Krimml") in der Habachmulde auftreten. In allen Gneistypen findet man bis zu 1 cm große Granate.

### 6.1.5 Metachert (?)

STEYRER 1982 beschreibt ein bis zu 2 m mächtiges Quarzitband. Es konnte im Arbeitsgebiet nicht gefunden werden. Eine etwa 30 cm mächtige, nicht kartierbare quarzreiche Schicht könnte der Rest eines Radiolarits (Chert, Kieselschiefer) sein. Polymetamorphe Überprägungen haben jegliches Gefüge zerstört. Quarz bildet mit ca. 70 Vol. % die rekristallisierte Grundmasse. Chlorit und Plagioklas sind mit je 10 Vol. % am Gesteinsaufbau beteiligt.

## 6.2 Geochemie

### 6.2.1 Einführung

Basalte mit charakteristischen Elementverteilungen treten in verschiedenen geotektonischen Positionen auf. Basalte sind das überwiegende Gesteinsmaterial der ozeanischen Rücken und, meist von einer relativ geringmächtigen Sedimentdecke überlagert, auch das der Tiefseeböden. Ebenso sind die vulkanischen Gesteine der ozeanischen Inseln hauptsächlich Basalte. Auch auf den Kontinenten sind Basalte die der Masse nach bedeutendsten vulkanischen Gesteine. Durch regional-metamorphe Ereignisse werden basaltische Gesteine zu Grünschiefern und Amphiboliten umgewandelt. Man kann sie mit Hilfe der Geochemie ihrem ehemaligen geotektonischen Bildungsmilieu zuordnen. Es lassen sich grob drei Magmenvergesellschaftungen trennen, zwischen denen Übergänge bestehen: An divergierenden Plattenrändern treten Tholeiite (MORB = Mittelozeanische Rücken-Basalte) mit Alkalibasalten (OIA = Alkalische Ozeaninsel-Basalte) verknüpft auf. Kalkalkaline Serien (VAB = Inselbogen-Basalte) werden getrennt in: Tholeiite (IAT), die für "primitive" Inselbogen auf ozeanischer Kruste (immature arc) typisch sind; Kalkalkali-Basalte (CAB), die einem Inselbogen über kontinentaler Kruste (z.B. Anden) entsprechen; und Shoshonite (SHO). Sie sind typisch für konvergierende Plattenränder. Die dritte große Gruppe bilden tholeiitische (WPT) und alkaline (WPA) Intraplatten-Basalte (Within-Plate-Basalte). Schwierig gestaltet sich die Differenzierung von Basalten, die im fore-arc-Bereich entstehen, sie können wie Basalte, die sich im supra-subduction-Bereich bilden (Troodos-Ophiolith) geochemische Eigenschaften von VA-Basalten besitzen. Back-Arc-Basalte sind dagegen von MOR-Basalten nur schwer zu trennen.

Veränderungen im Gesteinschemismus werden durch hydrothermale Alteration, Verwitterung und Metamorphose-Ereignisse hervorgerufen. Entscheidend für die Immobilität von Elementen sind das Ionenpotential und das Vorhandensein einer fluiden Phase als Transportmedium. Aufgrund des Ionenpotentials, das für die Löslichkeit in Wasser verantwortlich ist, kann man Fe, Al, Zr, Ti, Nb, V, Cr und P zu den immobil Elementen stellen (HFS-high field strength-Elemente). Na, K, Ca, Si, Rb, Sr, Ba und Mg (LFS-low field strength- oder LIL-large iron lithophil-Elemente) verhalten sich dagegen mobil. Die Abweichung der Haupt- und Spurenelement-Gehalte von der primärmagmatischen Zusammensetzung wird weitgehend durch die Mineralparagenese der prägenden Metamorphose bestimmt. Immobiler Spurenelemente werden meist nicht durch Veränderungen der Hauptelemente beeinflusst. Diese Elemente dienen im folgenden zur Diskrimination der Metabasite.



Durch geochemische Analysen der Metabasite wurde überprüft, ob in der Knappenwandmulde und in der Habachmulde ähnliche Gesteine enthalten sind. Interessant war auch die Frage, ob in den westlichen Teilen der Mulden kalkalkaline, postgranitoidische Vulkanite (VAVRA 1989) vorkommen. Drei Proben entstammen der Knappenwandmulde und den Söllenkaren. Aus der Habachmulde wurden vier Proben, ein Grobkorn-Amphibolit, ein Ultrabasit und zwei feinkörnige Amphibolite, analysiert (Tab. 1).

	KR-7	KR-8	KR-9	KR-10	KR-11	KR-15	KR-16	KR-17	KR-18
SiO <sub>2</sub> %	52,01	54,30	55,62	47,92	74,98	49,13	56,13	49,27	48,65
TiO <sub>2</sub> %	1,32	0,12	0,80	0,63	0,14	0,42	0,30	0,66	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	11,60	3,23	16,26	15,63	12,24	19,81	15,53	16,09	14,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,90	1,07	2,34	1,70	0,62	8,41	7,93	9,93	12,52
FeO%	3,44	6,00	6,86	7,19	1,53	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MnO%	0,10	0,18	0,17	0,18	0,03	0,14	0,14	0,16	0,15
MgO%	4,80	19,43	4,53	10,51	0,48	7,94	6,72	7,75	8,52
CaO%	9,33	12,25	4,94	9,78	1,05	7,03	7,35	10,56	9,94
Na <sub>2</sub> O%	0,73	0,38	6,16	2,65	3,48	3,48	3,99	3,37	3,12
K <sub>2</sub> O%	6,82		0,33	0,48	4,40	1,33	0,36	0,18	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	1,94	0,05	0,14	0,06	0,05		0,02	0,12	0,06
Ba ppm	8524	-	56	112	619	155	74	66	31
Cr ppm	104	2272		410		34	98	216	352
Nb ppm	37	-		-		3	-	-	-
Ni ppm	95	224		129		20	30	64	15
Rb ppm	221	8	12	16	139	77	19	-	-
Sr ppm	3147	-	109	172	710	288	262	252	163
V ppm	101	178	203	254	-	184	160	249	288
Y ppm	51	-	17	11	34	13	11	11	14
Zn ppm	100	91	59	80	68	66	64	68	92
Zr ppm	1280	-	72	37	171	38	57	45	55
Glühv. %	4,61	2,24	1,56	2,49	2,49	2,33	0,85	1,12	0,57
Summe	98,96	99,54	99,75	99,3	99,53	00,11	99,40	99,32	99,14

Tab. 1 RF-Analysen der Metabasite der Knappenwand- und Habachsyncline. n.b. = nicht bestimmt; - = unter der Nachweisgrenze; KR-11 = Low-K-Metarhyolit.

Table 1: RF-analysis of metabasite in the "Knappenwand" and "Habach" synclines. n.b. = not determined, - = under detection limit; KR-11 = Low-K-Metarhyolite.

Zu einer ersten generellen Unterscheidung von alkalischen und tholeiitischen Magmen dient das P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-Zr-Diagramm von FLOYD & WINCHESTER 1978. Alle Proben, sowohl die Metabasite der Habach-Formation als auch der Knappenwandmulde, belegen das tholeiitische Feld (Abb. 4).

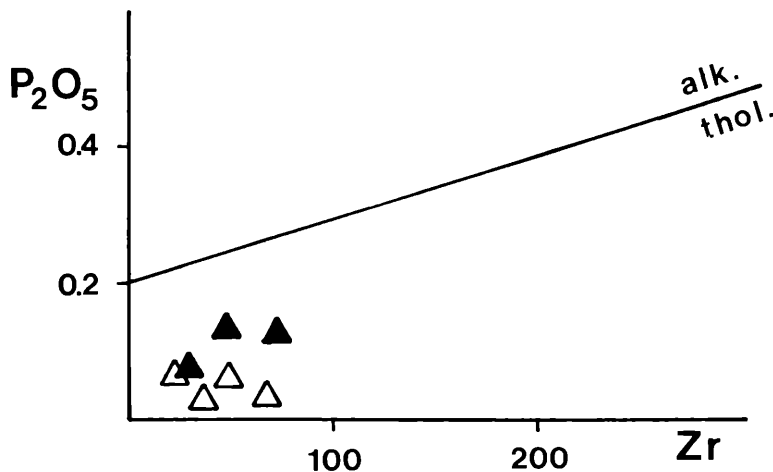


Abb. 4: Das Zr-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-Diagramm von FLOYD & WINCHESTER 1978 dient zur Unterscheidung zwischen alkalischen und tholeiitischen Magmen. Für diese und die folgenden Abbildungen gilt: Gefüllte Dreiecke = Metabasite der Knappenwandmulde; offene Dreiecke = Amphibolite der Habachmulde.

Fig. 4: The Zr-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-diagram of FLOYD & WINCHESTER (1978) is used to differentiate between alkaline and tholeiitic magma. For this and the following figures the following designation is used: Shaded triangles = metabasite from the "Knappenwand" syncline; open triangles = amphibolite from the "Habach" syncline.

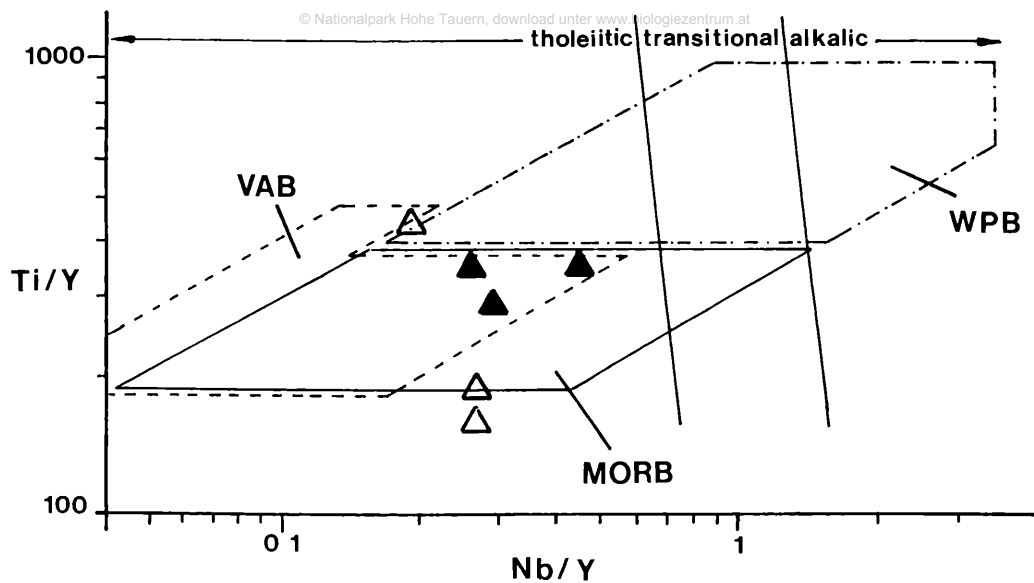


Abb. 5: Das Nb/Y-Ti/Y-Diagramm nach PEARCE 1983 ermöglicht neben der Einteilung in tholeiitische, transitionale und alkaline Basalte die Klassifikation in ein geotektonisches Milieu. VAB = Volcanic Arc Basalt, MORB = Mid Ocean Ridge Basalt, WPB = Within Plate Basalt. Wegen niedriger Nb-Gehalte (vgl. Tab. 1) ist eine Verlagerung nach links im Diagramm denkbar.

Fig. 5: The Nb/Y-Ti/Y-diagram (after PEARCE 1983), which allows the geotectonic classification as well as the classification according to tholeiitic, transitional and alkaline basalt. VAB = Volcanic Arc Basalt, MORB = Mid Ocean Ridge Basalt, WPB = Within Plate Basalt. Because of low Nb content (see Table 1) a shift to the left in the diagram is conceivable.

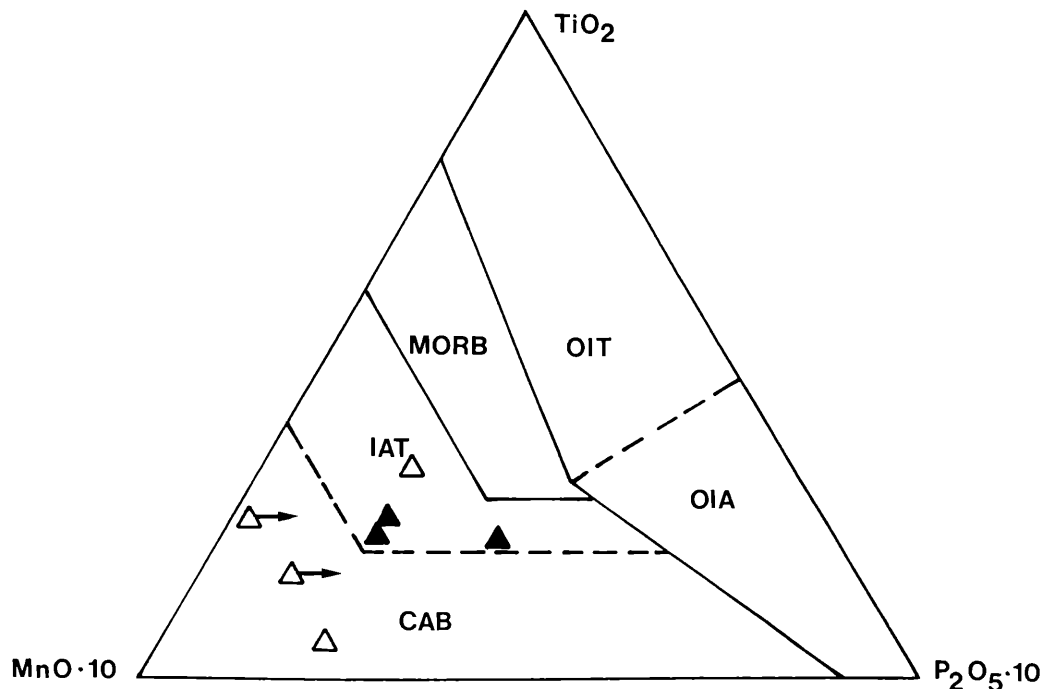


Abb. 6: Im  $\text{TiO}_2$ - $\text{P}_2\text{O}_5$ - $\text{MnO}$ -Diagramm nach MULLEN (1983) wird zwischen CAB = Calc-Alkalic Basalt, IAT = Island Arc Tholeiite, MORB = Mid Ocean Ridge Basalt, OIT = Ocean Island Tholeiite u. OIA = Ocean Island Alkalic Basalt unterschieden. Pfeile:  $\text{P}_2\text{O}_5$  liegt unter der Nachweisgrenze (Tab. 1).

Fig. 6: In the  $\text{TiO}_2$ - $\text{P}_2\text{O}_5$ - $\text{MnO}$ -diagram according to MULLEN (1983), one can distinguish between CAB = Calc-Alkalic Basalt, IAT = Island Arc Tholeiite, MORB = Mid Ocean Ridge Basalt, OIT = Ocean Island Tholeiite and OIA = Ocean Island Alkaline Basalt. Arrows denote  $\text{P}_2\text{O}_5$  under detection limits (Table 1).

Eine weitere Unterscheidung in tholeiitische, alkalische und Übergangsbasalte ist mit dem Ti/Y-Nb/Y-Diagramm (PEARCE 1983) möglich. Es ergibt sich das selbe Ergebnis: die Proben haben durchwegs tholeiitischen Charakter. Der Nb-Gehalt der Metabasite liegt durchwegs nahe der Nachweisgrenze. Unter Annahme eines geringeren Nb-Gehaltes verschieben sich die Punkte nach links und fallen ins VAB-Feld (Abb. 5).

Das Diagramm von MULLEN 1983 dient dazu, Low-K-Tholeiite zu untergliedern. Alle Proben liegen im IAT-CAB-Feld (Abb. 6) und bestätigen einen tholeiitischen Trend, der mit einem Inselbogen-Vulkanismus in Verbindung gebracht wird.

Um "arc-lavas" weiter zu klassifizieren bietet sich das Y-Cr-Diagramm von PEARCE 1983 an. Cr ist als Fraktionierungsindex gut geeignet. Es zeigt sich eine für VAB charakteristische Verarmung von Yttrium an. Auch hier belegen alle Proben das VAB-Feld (Abb. 7). Deutlich wird, daß eine Fraktionierung des Magmas in weniger differenzierte Pikrite und Basalte stattfand, was wiederum ein Indiz für ozeanische Kruste im Sinne einer ophiolitischen Teilsequenz darstellt.

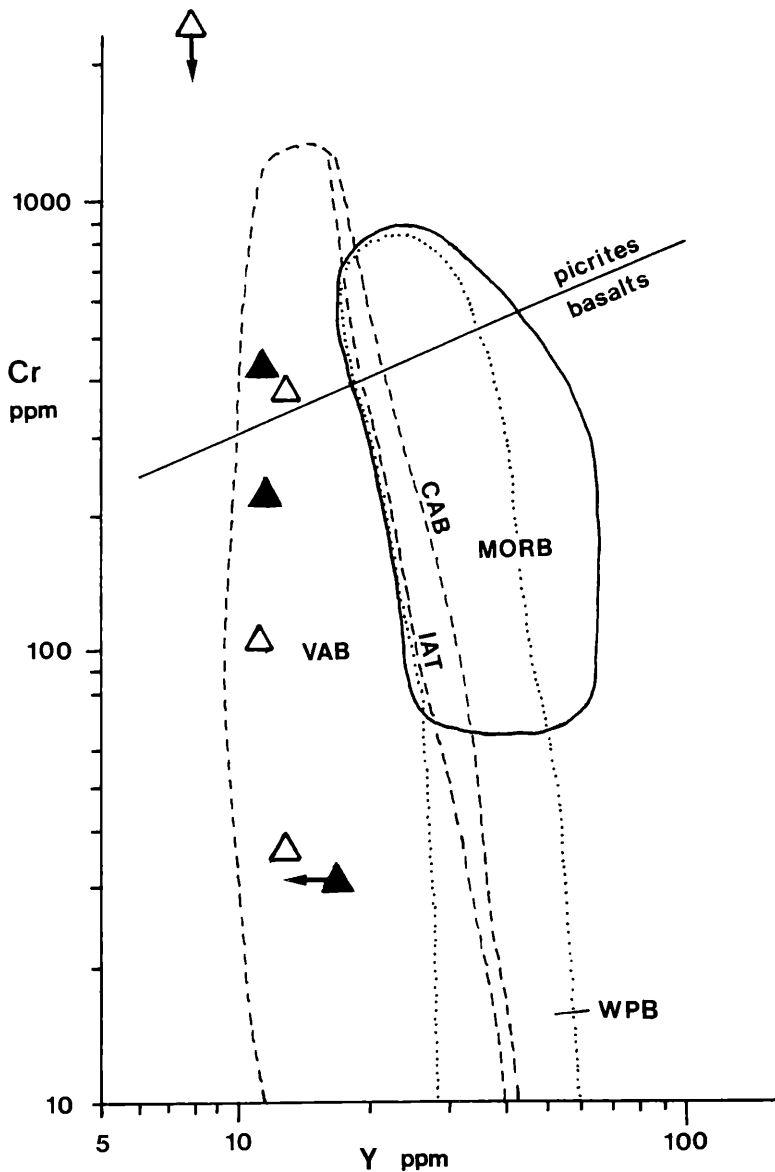


Abb. 7:  
Y-Cr-Diagramm PEARCE 1983. Drei der Proben belegen das Feld für Pikrite (Peridotit mit mehr als 50 % Olivinanteil am Gesamt-Mafitgehalt und weniger als 10 % helle Gemengeteile).

Fig. 7:  
Y-Cr-diagram after PEARCE (1983). Three of the samples demonstrate the field for pikrite (peridotite with more than 50 % olivine among the total mafite content and less than 10 % bright colored components).

Wegen seiner Bedeutung in der Magmen-Differentiation soll auf ein Diagramm mit Vanadium nicht verzichtet werden. V ersetzt Fe in Magnetit, Ilmenit und untergeordnet auch in Pyroxen, Amphibol und Biotit. Das Ti-V-Diagramm von SHERVAIS 1982 bestätigt den VAB-Trend (Abb. 8), der schon aus den anderen Diagrammen erkennbar ist.

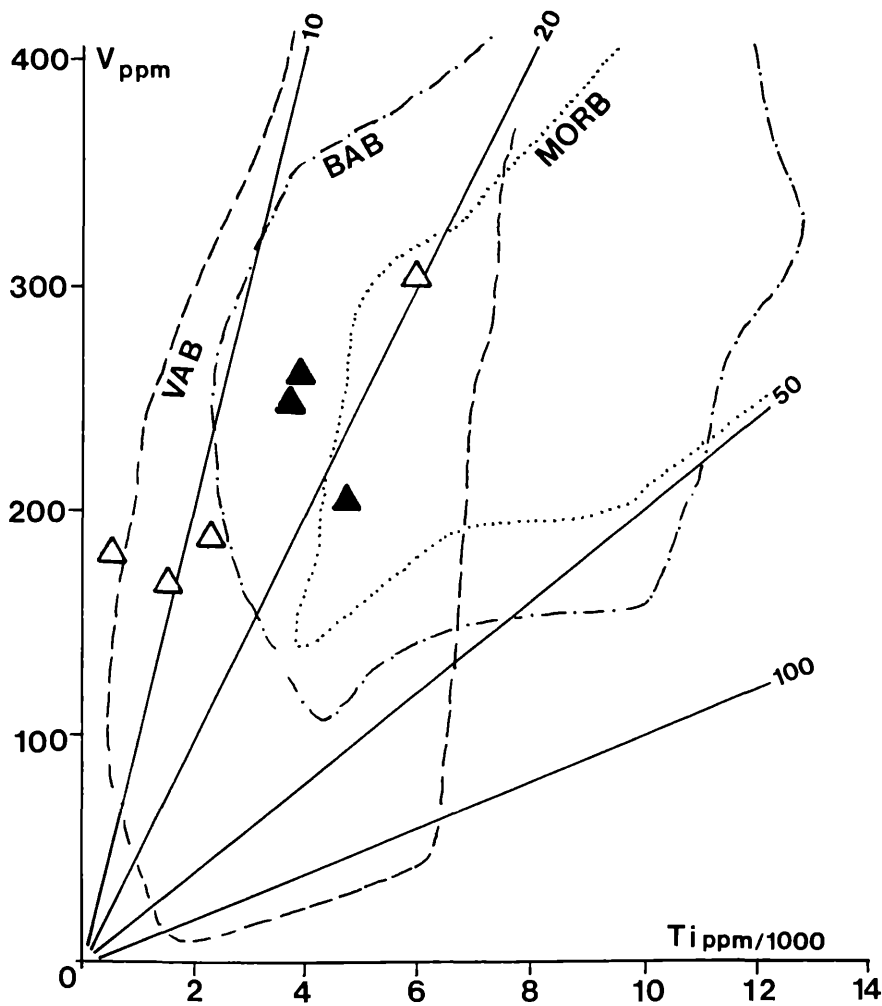


Abb. 8: Ti-V-Diagramm nach SHERVAIS 1982. Island Arc Tholeiite besitzen im allgemeinen Ti/V-Verhältnisse zwischen 10 und 20. Die Proben aus Knappenwand- und Habachsyncline folgen diesem Trend. BAB = Back Arc Basin Basalt.

Fig. 8: Ti-V-diagram after SHERVAIS (1982). Island Arc Tholeiites generally contain a Ti/V relationship between 10 and 20. The samples from the "Knappenwand" and "Habachsyncline" follow this trend. BAB = Back Arc Basin Basalt.

Das Zr-TiO<sub>2</sub>-Diagramm nach PEARCE 1983 läßt eine erste Aussage über die petrogenetische Entwicklung zu. Die Metabasite der Synklinalen folgen eindeutig einem für IAT-typischen Trend (Abb. 9). Der Großteil der Proben belegt Punkte oberhalb der AB-Linie, die zwischen basischen und differenzierten Magmen trennt. Im Vergleich mit FRISCH & RAAB 1987 entsprechen die Ergebnisse den Analysen des Weinbühel-, bzw. des Tauernkogel-Amphibolits. Ein mit dargestellter Metarhyolith aus der Knappenwandmulde (KR-11) besitzt den Chemismus eines Low-K-Rhyoliths und kann als saures Differentiat eines basischen Vulkanismus gedeutet werden.

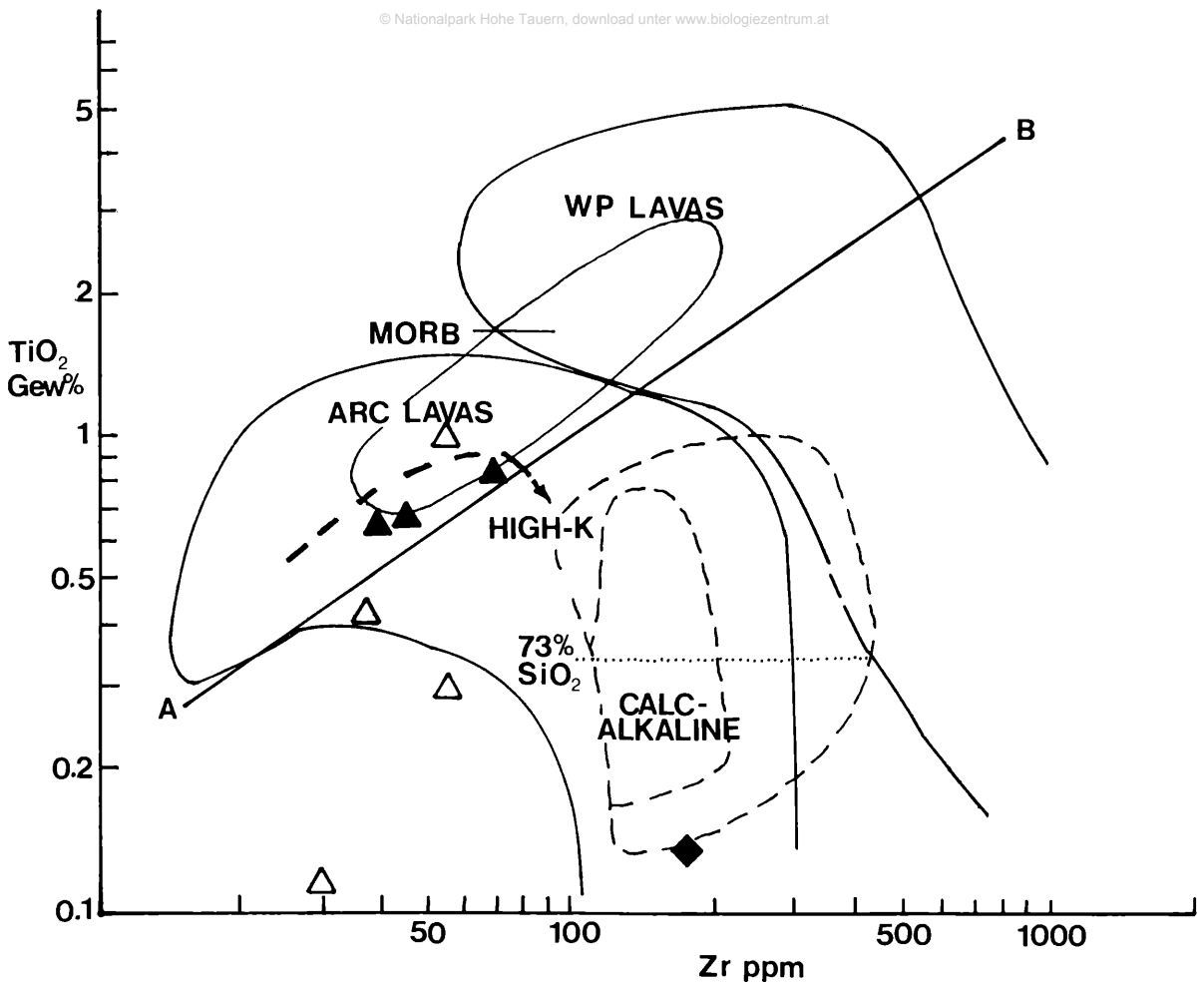


Abb. 9: Zr-TiO<sub>2</sub>-Diagramm nach PEARCE 1983, modifiziert von LEAT et al. 1986. Der Pfeil gibt einen Entwicklungstrend für tholeiitische Arc-Laven an. Die Linie A-B trennt basische und differenzierte Magmen. Mit einer gefüllten Raute dargestellt ist zusätzlich ein Low-K-Metarhyolit (KR-11) der Knappenwandmulde.

Fig. 9: Zr-TiO<sub>2</sub>-diagram after PEARCE (1983), modified by LEAT et al. (1986). The arrow indicates a developmental trend for Tholeiitic Arc Lava. The line A-B separates basic and differentiated magmas.

Den wohl besten Überblick bieten die gegen einen durchschnittlichen Ozeanboden-Tholeiit normierten Spurenelement-Verteilungsmuster nach PEARCE 1983. In Abb. 10a sind typische Verteilungsmuster von Basalten verschiedener geotektonischer Positionen zum Vergleich dargestellt. Die Amphibolite der Habachmulde (Abb. 10b) werden getrennt von denen der Knappenwandmulde (Abb. 10c) betrachtet. Beide Komplexe zeigen gleiche Trends. Eine deutliche Ba-Anreicherung ist für Inselbogen-Tholeiite typisch. Die Verarmung an Zr, Ti und Y spricht ebenfalls für einen primitiven Inselbogenvulkanismus. Eine Verarmung an Rb (Abb. 10c, KR-17) korreliert mit dem in Abb. 10a dargestellten Trend der Lasail-Einheit, die einer tholeiitischen Inselbogen-Sequenz entspricht. Eine Anreicherung der LIL-Elemente kann durch den metasomatischen Einfluß der Zentralgneisintrusion erklärt werden. Die Probe KR-8 (Abb. 10b) stellt ein Kumulät aus einem tieferen Stockwerk der ozeanischen Kruste (hohe Cr-Gehalte) dar.

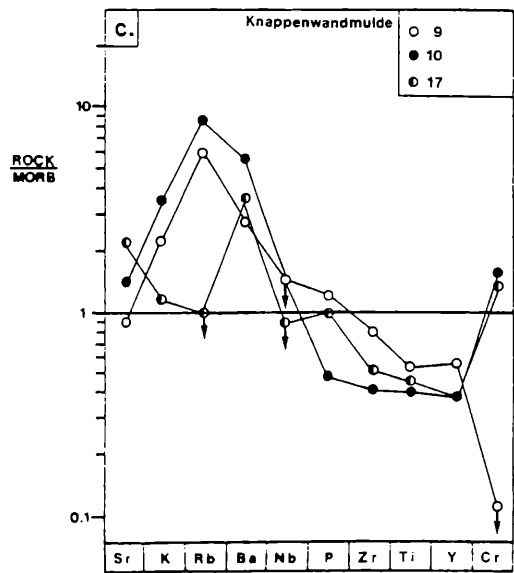
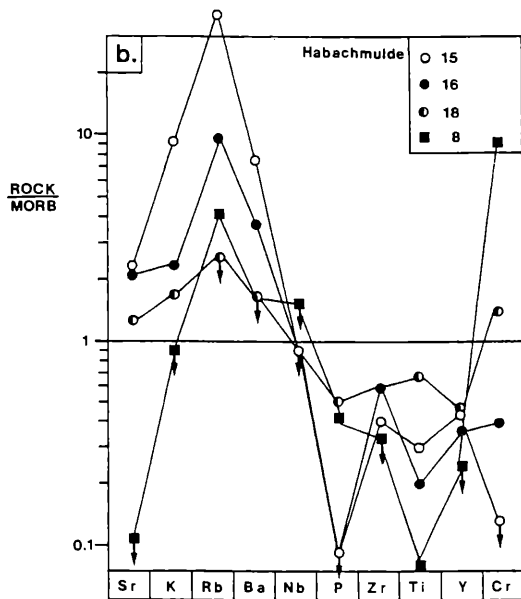
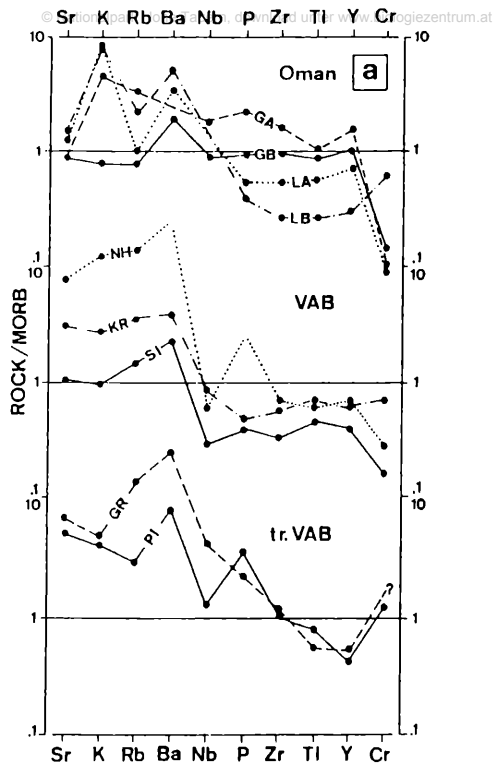


Abb. 10a: Typische Verteilungsmuster der Spurenelemente von Island-Arc-Tholeiiten (aus FRISCH & RAAB 1987). Oman Ophiolit-Komplex: LA = Lasail-Einheit-Basalte = VA-Basalte; GB = Geotimes-Einheit Basalte, GA = Geotimes-Einheit basaltische Andesite, LB = Lasail-Einheit basaltische Andesite; VAB: SI = South Sandwich Island Arc Tholeiite, KR = Krakatau Serien (IAT/CAB), NH = Neue Hebriden (high-K-kalkalkaine Serien); transitional VAB: PI = Pinguin Inseln (Shetland), GR = Grenada (Kleine Antillen). Die Werte zur Normierung Sr= 120 ppm, K<sub>2</sub>O= 0,15 %, Rb= 2,0 ppm, Ba= 20 ppm, Nb= 3,5 ppm, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>= 0,12 %, Zr= 90 ppm, TiO<sub>2</sub>= 1,5 %, Y= 30 ppm, Cr= 250 ppm, aus PEARCE 1983.

Abb. 10b: ROCK/MORB-normierte Verteilungsmuster für die Metabasite der Habachmulde.

Abb. 10c: ROCK/MORB-normierte Verteilungsmuster für die Metabasite der Knappenwandmulde.

Fig. 10 a: Typical distribution patterns of trace elements in the Island-Arc-Tholeiites (from FRISCH & RAAB 1987). Oman Ophiolite Complex: LA = Lasail Uniform Basalt = VA-Basalt; GB = Geotimes Unit Basalt, GA = Geotimes unit Basaltic Andesite, LB = Lasail - unit Basaltic Andesite; VAB: SI = South Sandwich Island Arc Tholeiite, KR = Krakatoa series (IAT/C AB), NH = New Hebrides (high - K - limestone, (calcium?)) alkaline series; transitional VAB: PI = Penguin Islands (Shetlands), GR = Grenada (Lower Antilles). The norm values: Sr: 120 ppm, K<sub>2</sub>O: 0.15 %, Rb = 2.0 ppm, Ba = 20 ppm, Nb = 3.5 ppm, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.12 %, Zr = 90 ppm, TiO<sub>2</sub> = 1.5 %, Y = 30 ppm, Cr = 250 ppm (after PEARCE 1983).

Fig. 10 b: ROCK/MORB - normed distribution patterns for metabasite in the "Habach"-syncline

Fig. 10 c: ROCK/MORB - normed distribution patterns for metabasite in the "Knappenwand" syncline

Mineralogisch ist dies ein Hornblendit, doch geochemisch kann gezeigt werden, daß kein ultramafitisches Mantelgestein (Harzburgit oder Lherzolith) vorliegt. Sr, K, Rb sind stark verarmt, was auf fluide Lösungsprozesse während der alpidischen Metamorphose zurückgeführt wird.

Die Probe KR-16 wird wegen ihrer auffallenden P-Verarmung als weniger stark differenziertes Gestein, allerdings aus einem höheren Stockwerk des Basiskomplexes eines ozeanischen Inselbogens, interpretiert. Das Auftreten des grobkörnigen Amphibolits ist auf die Habachmulde beschränkt. Bei der Probe KR15 (Grünschiefer nahe der Brücke über den Obersulzbach bei Pkt. 1.233 m) ist die starke K-, Rb-, Ba-Anreicherung, ebenso ein erhöhter Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt (19,81 %), wahrscheinlich auf eine Kontamination durch Sedimente zurückzuführen. Sie werden als ehemalige tuffitische Lagen oder Tuffe interpretiert.

Die Probe KR-17 (Abb. 10c) aus der Knappenwandmulde ist mit Amphiboliten des Felbertals (FRISCH & RAAB 1987, Abb. 8, Analyse 3) zu vergleichen. FRISCH & RAAB 1987 nehmen für diese Gesteine einen Entstehungsbereich im Übergang zwischen Inselbogen und back-arc-basin an. Die LIL-Elemente sind bis auf Ba stark abgereichert. Der Verlauf der Spurenelement-Verteilungskurve (positive P-Anomalie) gleicht einem "transitional" VA-Basalt.

## 7 Diskussion

Die geochemischen Analysen in Kombination mit petrologischen Untersuchungen ergeben, daß für die Metabasite und ihre begleitenden Sedimente in den Mulden gleiche Entstehungsbedingungen geherrscht haben müssen. Genetisch gehören die Knappenwandmulde und die tieferen Gesteine der Habachmulde ins gleiche geotektonische Bildungsmilieu. Eine Trennung der Gesteine in zwei Einheiten scheint deshalb nicht sinnvoll. Beide ophiolithischen Teilsequenzen repräsentieren einen primitiven Inselbogen mit der dazu gehörigen Sedimentation. Die Gesteine des Tauernkogel- und Weinbühel-Amphibolits (FRISCH & RAAB 1987) zeigen nahezu identische Spurenelement-Verteilungen. Sie gehören zu einem tholeiitischen Inselbogen. Eine Probe entspricht einem "transitional VAB", vergleichbar mit den Amphiboliten der Scheelitlagerstätte Felbertal. Diese Amphibolite sind die Fortsetzung des Weinbühel-Komplexes, weisen aber geochemische Ähnlichkeiten zum Basisamphibolit auf. Eine klare fore-arc- oder back-arc-Komponente, wie in den Gesteinen des Basisamphibolits (FRISCH & RAAB 1987, STEYRER & HÖCK 1985), kann nicht beobachtet werden. Vergleichbare Gesteine fehlen.

In beiden Mulden ist ein saurer Low-K-Vulkanismus zu beobachten, der in Form von Rhyolithen als Endglied einer Differentationsreihe anzusehen ist. Ein bimodaler Vulkanismus ist typisch für ein Entwicklungsstadium eines Inselbogens auf ozeanischer Kruste unter einem dehnenden Regime (GILL 1987). Die Modellvorstellungen von STEYRER 1983 können auf den Westteil der Knappenwand- und Habachmulde ausgedehnt werden. Variszische Vulkanite (VAVRA 1989), die einem aktiven Kontinentrand entsprechen, sind in diesen Teilen der Synklinen nicht zu finden.

## 8 Dank

Diese Arbeit ist Teil einer am Geologischen Institut Tübingen durchgeführten Diplomarbeit. Für die Überlassung des Themas und die ständige Hilfsbereitschaft danke ich Herrn Prof. Dr. W. FRISCH. Weiterer Dank vor allem für die Diskussion geochemischer Ergebnisse gebührt Dr. G. VAVRA (Zürich) und Dr. H.P. STEYRER (Salzburg). Stellvertretend für die Verwaltung des Nationalparks

Hohe Tauern in Neukirchen am Großvenediger sei Herrn Mag. G. NOWOTNY für die freundliche Genehmigung der Probennahme im Nationalpark recht herzlich gedankt. Die Bewohner des Steigerhofes und der Berndl-Alm bleiben mir mit ihrer gastfreundlichen und familiären Aufnahme in guter Erinnerung.

## 9 Literatur

- CORNELIUS, H-P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Glocknergebiets. - Abh. Reichst. Bodenforsch. Wien 25 (1):1-304.
- FIMMEL, R. (1989): Geologie, Geochemie und Tektonik im Westlichen Tauernfenster, Venedigergruppe, Krimmler Achental. - Unveröff. Dipl. Arbeit, Univ. Tübingen, 81 pp.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. - Chem. Geol. Amsterdam 21:291-306.
- FRASL, G. (1953): Die beiden Sulzbachungen (Oberpinzgau, Salzburg). - Jb. Geol. B.-A. Wien 96:143-192.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. - Jb. Geol. B.-A. Wien, 101:323-472.
- FRISCH, W. (1974): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). - Verh. Geol. B.-A., Wien, 2/3:201-221.
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. - Geol. Rdsch. Stuttgart, 65/2:375-393.
- FRISCH, W. & RAAB, D. (1987): Early Paleozoic Back-Arc and Island-Arc Settings in Greenstone Sequences of the Central Tauern Window (Eastern Alps). - Jb. Geol. B.-A., Wien, 129 (3/4):545-566.
- GILL, J.B. (1987): Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back arc: Fiji and south Fiji-Basin. - J. Geol., Chicago, 95:589-615.
- GRUNDMANN, M. & MORTEANI, G. (1982): Die Geologie des Smaragdorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). - Arch. f. Lagerstättenforsch. 2:71-107.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H. (1974): Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the Western Hohe Tauern (Austria). - Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54:769-788.
- KARL, R. & SCHMIDEGG, O. (1979): Geologische Karte Blatt 151 "Krimml" Hrsg. Geologische Bundesanstalt; Wien.
- LEAT, P.T., JACKSON, S.E., THORPE, R.S. & STILLMAN, C.J. (1986): Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. - J. Geol. Soc., Chicago, 143:259-273;
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of Amphiboles. - Canad. Min. 16: 501-520.
- LÖWL, L. (1903): Exkursionen durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. Führer des XI. int. Geol. Kongreß 9; Wien.
- MORTEANI, G. & RAASE, P. (1974): Metamorphic plagioclase crystallisation and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the western Tauern Window, Eastern Alps. - Lithos 7: 101-111.
- MULLEN, E.D. (1983): MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> a minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environment and its implication for petrogenesis. - Earth. Planet. Sci. Lett., Amsterdam, 62:53-62.
- PEARCE, J.A. (1983) : A "users guide" to Basalt discrimination diagrams. - In: TARNEY, J. (ed.): Oceanic Basalts.
- PETERS, K. (1854): Die Geologischen Verhältnisse des Oberpinzgaues, insbesondere der Centralalpen. - Jb. k. k. Geol. R.-A., Wien, V: 766-808.
- REICHERTER, K. (1989): Geologie, Geochemie und Tektonik im Westlichen Tauernfenster (Äußeres Obersulzbachtal, Pinzgau, Österreich). - Unveröff. Dipl. Arbeit, Univ. Tübingen, 106 pp.
- REICHERTER, K., FIMMEL, R. & FRISCH, W. (im Druck): Sinistral strike-slip faults in the central Tauern Window (Eastern Alps, Austria) - A short note. Geol.B.A. Wien, 1993



- REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. - Jb. Geol. B.-A., Wien, 131 (2):329-340.
- SANDER, B. (1921): Zur Geologie der Zentralalpen. - Jb. Geol. St.-A., Wien, 3/4:173-224.
- SCHMIDEGG, O. (1961): Geologische Übersicht der Venediger-Gruppe nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. KARL und O. SCHMIDEGG: - Verh. Geol. B.A., Wien, (1):55-56.
- SHERVAIS, J.W. (1982): Ti-V-plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. - Earth. Plant. Sci. Lett., Amsterdam, 54:101-118.
- STEYRER, H.P. (1982): Geochemie, Petrographie und Geologie der Habachformation. - Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 178 pp.
- STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). - Mitt. Österr. Geol. Ges., Wien, 76:69-100.
- STEYRER, H.P. & HÖCK, V. (1985): Geochemistry of the metabasites in the Habach Formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria). A preliminary report. - Ofioliti, Bologna, 10 (2/3):441-456.
- STUDER, B. (1848): siehe FRASL, G. (1958).
- TOLLMAN, A. (1980): Das östliche Tauernfenster. - Mitt. Österr. Geol. Ges., Wien, 71/72:73-79.
- VAVRA, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen: Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Tübingen, Reihe A, Nr. 6, 148 pp.
- WINKLER, M., FIMMEL, R., FRISCH, W. & REICHERTER, K. (1990): Die magmatische Entwicklung der Zentralgneise im zentralen Tauernfenster (Penninikum, Ostalpen). 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallineologie Graz, 1990:248-250.

#### **Adresse des Autors**

Dipl.-Geol. Klaus Reicherter  
Geologisches und paläontologisches Institut der Universität Tübingen  
Sigwartstr. 10  
D-7400 Tübingen  
Germany