

**GEOCHEMISCHE EINSICHTEN IN MOLDANUBISCHE  
AMPHIBOLITE DES WALDVIERTELS**  
**Projekt S4704**

von

**Oliver Montag und Volker Höck <sup>+</sup>**

**Einführung**

Während die grundsätzliche Zweiteilung der Böhmisches Masse in Moldanubikum und Moravikum seit F.E. SUESS (1903) allgemein akzeptiert ist, gibt es für die interne Gliederung des Moldanubikums in Österreich eine Reihe miteinander konkurrierender Vorstellungen (z.B. THIELE 1971, 1976a, b, 1984; FUCHS 1971, 1976, 1986; TOLLMANN 1985; FRANKE 1989). Die einzelnen Konzepte variieren sowohl was die Nomenklatur der Baueinheiten als auch ihr Ausmaß betrifft. Generell werden aber drei unterschiedliche tektonische Einheiten abgetrennt, ihre Bezeichnung folgt hier den Nomenklaturvorschlägen von TOLLMANN (1985), FUCHS (1986) sowie WEBER & DUYSER (1990).

Die Ostrong Einheit, die tiefste von ihnen, umfaßt die "Monotone Serie" mit Cordieritgneisen und sehr untergeordnet Orthogneisen und Kalksilikatfelsen. Die Gesteine fallen steil bis mittelsteil nach Osten ein. Im Westen wird die Ostrong-Einheit von variszischen Graniten intrudiert (Südböhmischer Pluton).

Die Drosendorfer Einheit überlagert die Ostrong Einheit an einem ausgeprägten Bewegungshorizont, an dem es während der Durchbewegung zur Bildung einer dünnen Granulitlamelle kam (FUCHS & SCHARBERT, 1979). Im tieferen Teil der Einheit finden sich ausgedehnte Orthogneiskörper (Dobragneis, Spitzer Granodioritgneis), darüber eine Folge von Paragneisen, Amphiboliten, Quarziten, Kalksilikatschiefern und graphitführenden Marmoren, bekannt als "Bunte Serie".

Die Gföhler Einheit ist durch den Gföhler Gneis, Granulit, Ultramafitite, Amphibolite und Anorthosite gekennzeichnet.

Die überwiegende Mehrzahl der Amphibolite findet sich in der Drosendorfer und Gföhler Einheit. Neben zahlreichen kleinräumigen, nicht weiter zusammenhängenden Amphibolitvorkommen, finden sich zwei große Züge östlich bzw. westlich des Gföhler Gneises. Der östlich gelegene wird als Rehberger Amphibolitzug

---

<sup>+</sup> Oliver Montag und Prof.Dr. Volker Höck  
Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg  
Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg

bezeichnet, der westliche als Buschhandlwandzug abgetrennt. Beide Amphibolitzüge werden wegen ihrer Ähnlichkeit häufig miteinander verglichen und genetisch gleichgestellt (FUCHS & MATURA 1976). Die Zweiteilung in den östlichen Rehberger Amphibolit sensu strictu und den westlichen Buschhandlwandzug sollte jedoch, wie die bisherigen Studien zeigen, für eine sinnvolle Interpretation der einzelnen Amphibolite beibehalten werden.

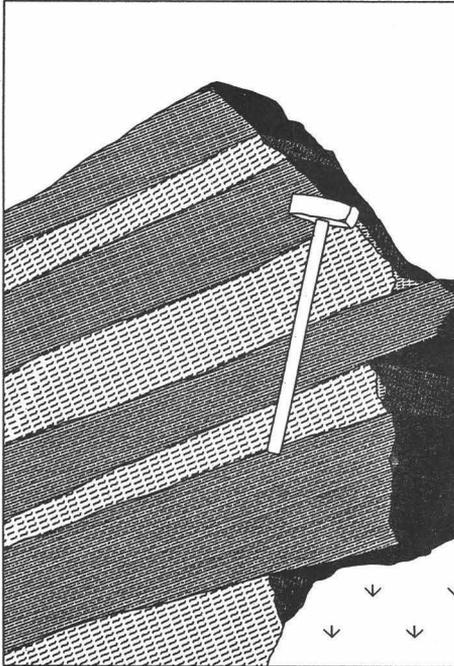


Abb. 1: Aufschußskizze aus dem Steinbruch in Rehberg am linken Ufer der Krems. Grobfasrige Metagabbros werden von feinkörnigen Metabasalten durchschlagen.

Hammerlänge ca. 80 cm.

### Geologische Beschreibung

Der Zug der Rehberger Amphibolite s.s. erstreckt sich mit einigen Unterbrechungen aus dem Bereich von Krems (Rehberg) entlang des unteren Kamptales bis etwa Horn. Diese Lage weist etliche Merkmale auf, die eine Einstufung des Amphibolitkörpers als ehemaligen Ophiolith zulassen, obwohl die ganze Gesteinsfolge amphibolitfaziell metamorphosiert und durchbewegt wurde. Ein wichtiges Merkmal dieses Zuges sind serpentinierte Ultrabasite, die als kleinräumige Vorkommen den Rehberger Amphibolit auf seiner ganzen Erstreckung begleiten. Genetisch bedeutend sind die Aufschlüsse im Steinbruch in Rehberg am orographisch linken Ufer der Krems, in dem trotz der Metamorphose noch ein deutlicher Wechsel zwischen grobfasrigen Metagabbros und feinkörnigen basaltischen Amphiboliten beobachtet werden kann (Abb. 1). Diese Wechsellagerung wird im Sinne der Ophiolithstratigraphie als Übergang zwischen der plutonischen und der effusiven Abfolge gedeutet.

tet, in dem ehemalige Gabbros von feinkörnigen Basaltgängen durchschlagen wurden.

Im Hangenden der Wechselfolge von den Metagabbros mit den feinkörnigen Amphiboliten (ehemalige Basaltgänge), finden sich in Rehberg selbst, im cm- bis dm-Bereich, gebänderte Amphibolite (ehemalige Effusiva). Zwischen den hellen, sauren und dunklen, basischen Lagen sind auch Sedimente eingeschaltet. Alle diese Gesteinstypen sind immer wieder entlang des Kamptales zwischen Schönberg und Gars am Kamp (z.B. bei Buchberg) aufgeschlossen.

Die Lithologie des Buschhandwandzuges (HÖDL, 1985) ist durch Pyroxenamphibolite, Granatamphibolite mit gneisartiger Textur und Amphibolite mit Lagentexturen (0,5 bis einige mm) gekennzeichnet. Eine deutliche Schieferung ist häufig vorhanden. In dieser Studie wurden im wesentlichen Proben aus Aufschlüssen des oberen Kremstales verwendet.

Die Amphibolite des Weitentales sind vorwiegend fein- bis mittelkörnige, dunkelgrüne Gesteine mit ausgeprägter Parallelstruktur und uniformem Modalbestand. Die Proben stammen aus geringmächtigen Amphibolitlagen in Paragneisen und Glimmerschiefern.

Die Amphibolite an der Basis des Gföhler Gneises sind eher einförmig und durch beginnende Anatexis gekennzeichnet. Sie finden sich sowohl nördlich als auch südlich der Donau im Dunkelsteiner Wald.

Die Metamorphoseentwicklung des niederösterreichischen Moldanubikums durchlief zwei Phasen. Generell gibt es zwischen der Drosendorfer Einheit und der Gföhler Einheit keine Unterschiede in der Metamorphoseentwicklung. Die PT-Abschätzung für die ältere HT-Phase liegen bei 750 - 770 °C und 9 - 11 kbar bei geringer H<sub>2</sub>O Aktivität. Die jüngere Phase erreichte 500 - 550 °C und 5 - 6 kbar (HÖDL, 1985; PETRAKAKIS, 1986, 1991, 1993). Das Alter der Metamorphose wird aufgrund von <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Daten dieser Region, als varizisches Alter (ca. 330 Ma) angenommen (DALLMEYER et al., 1990, 1992). Davon abweichend, gibt es neuere Datierungen von FRIEDL (1993) mit devonischem (Bildungsalter eines Amphibolites) und von MACINTYRE et al. (1992) mit sogar oberordovizischem Alter (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Alter an Amphibolen).

### **Methodik**

Zur Untersuchung des Probenmaterials wurden für die Hauptelemente die EMS (Elektronenstrahlmikrosonde), für die Spurenelemente RFA (Röntgenfluoreszenzanalyse) und für die Seltenen Erden die INAA (Instrumentale Neutronenaktivierungsanalyse) verwendet. Bei der Analyse mit der EMS wurden polierte Schmelztabletten an 5 - 8 Punkten gemessen. Die Einzelmessungen wurden anschließend gemittelt. Die Beschleunigungsspannung betrug 15 kV, der Strahlstrom 80 nA. Die RFA-Messungen wurde mit 45 kV und 60 mA ausgeführt. Die Proben für die INAA wurden im Atominstut in Wien mit Neutronen bestrahlt und

am Institut für Physik und Biophysik in Salzburg mit Silizium-Germanium Detektoren gemessen.

### Geochemie

Die analysierten Proben stammen aus den Amphibolitzügen Rehberg (östlich des Gföhler Gneises, unteres Kamptal), und Buschandelwand (westlich des Gföhler Gneises), Amphibolite aus dem Weitental und dem Dunkelsteiner Wald (an der Basis der Granulite bzw. des Gföhler Gneises) wurden in die Untersuchungen miteinbezogen.

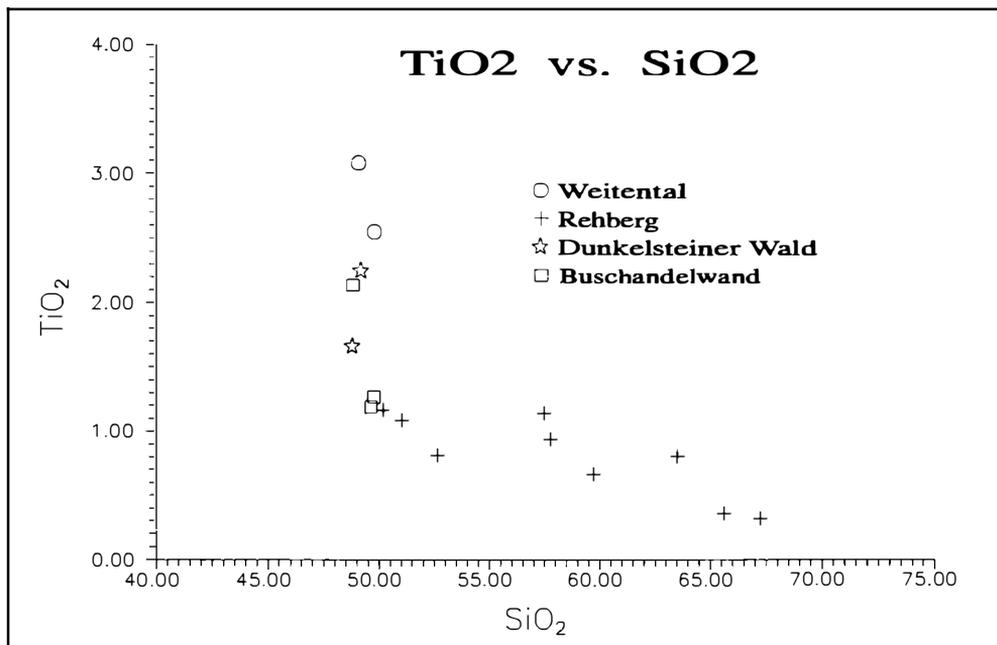


Abb. 2: Das Covariationsdiagramm  $\text{TiO}_2$  vs.  $\text{SiO}_2$  zeigt zwei Trends. Die Proben von Weitental, Buschandelwand und Dunkelsteiner Wald zeigen in einem engen  $\text{SiO}_2$  Intervall unterschiedliche Anreicherung an  $\text{TiO}_2$ . Proben von Rehberg hingegen entwickeln bei steigendem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt einen Trend zu geringerem  $\text{TiO}_2$ .

Die sogenannten Harker-Diagramme, die die Covariation der wichtigsten Hauptelementoxide mit  $\text{SiO}_2$  darstellen, bilden eine wesentliche Grundlage zur Darstellung der Variation magmatischer Gesteine. Diese Variation kann zunächst nur deskriptiv und nicht von vornherein genetisch im Sinne einer Differentiation interpretiert werden. Bereits die erste Inspektion der Harker-Diagramme lässt erkennen,

daß die Gesamtheit der Amphibolite in mindestens zwei Gruppen zerfällt. Die eine umfaßt Analysen aus dem Buschhandlwandzug, dem Weitental und dem Dunkelsteiner Wald, sie zeigt geringe Variation in  $\text{SiO}_2$ , aber signifikante Unterschiede in  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  und nicht ganz so deutlich in  $\text{MgO}$  und  $\text{CaO}$ . Die zweite Gruppe hingegen weist eine weite Variabilität der  $\text{SiO}_2$  Gehalte auf von 50 Gew.% (basisch) bis 75 Gew.% (sauer). Entsprechend nimmt die Konzentration der anderen obengenannten Oxide ab. Als Beispiel ist in Abb. 2 die Covariation von  $\text{TiO}_2$  mit  $\text{SiO}_2$  dargestellt. Die  $\text{TiO}_2$  Gehalte der Analysen vom Buschhandlwandzug, dem Weitental und dem Dunkelsteiner Wald schwanken von ca. 1 Gew.% (Buschhandlwand) bis zu ca. 3 Gew.% (Weitental) bei lediglich geringfügigen  $\text{SiO}_2$  Schwankungen. Die Verteilung von  $\text{SiO}_2$  armen und  $\text{SiO}_2$  reicheren Analysen läßt auch vermuten, daß zwischen den beiden Gruppen keine bedeutenden genetischen Beziehungen bestehen.

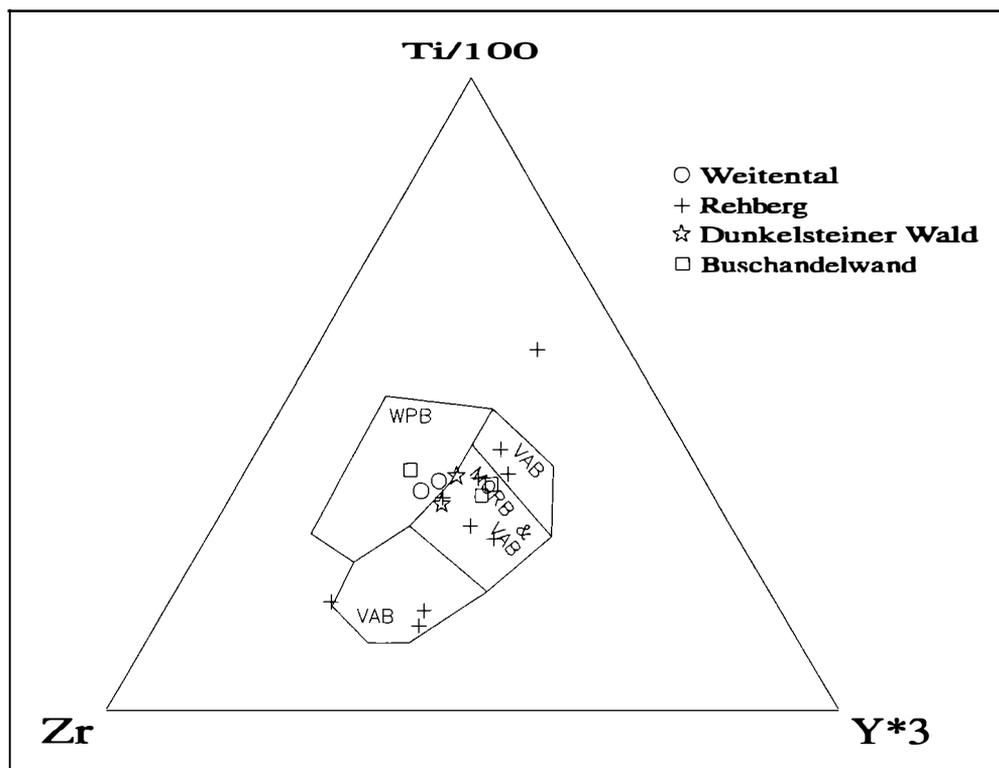


Abb. 3: Konzentrationsdreieck Zr-Ti/100-Y\*3 nach PEARCE & CANN (1973). Die Proben aus dem Rehberger Zug streuen relativ breit über sämtliche Felder die VAB Charakter besitzen. Die übrigen Proben verteilen sich im Grenzbereich des MORB & VAB Feldes mit dem WPB Feld. VAB (volcanic arc basalts), MORB & VAB (mid ocean ridge basalts und volcanic arc basalts), WPB (within plate basalts).

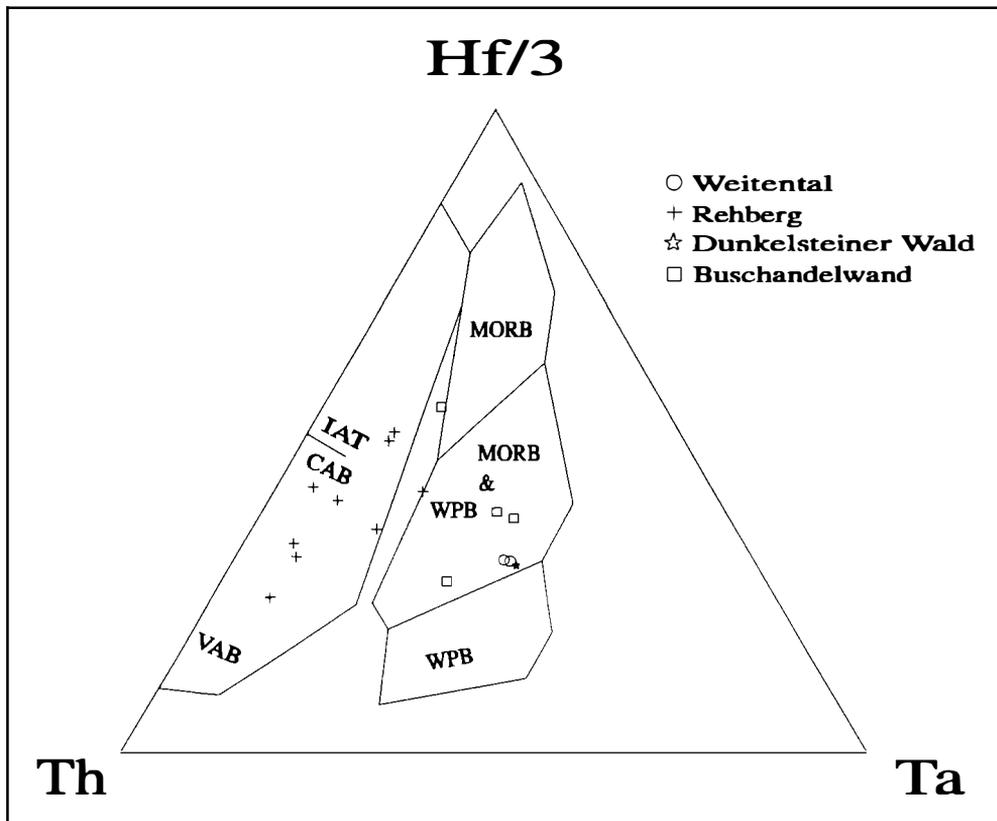


Abb. 4: Diskriminationsdiagramm Th-Hf/3-Ta (WOOD et al., 1979). Beide Gruppen sind gut unterscheidbar. Die Rehberger Amphibolitproben streuen auch hier über das gesamte VAB-Feld, die Mehrzahl befindet sich jedoch auf der kalkalkalischen Seite. VAB (volcanic arc basalts), IAT (island arc tholeiite), CAB (calcalkaline arc basalts), WPB (within plate basalts), MORB (mid ocean ridge basalts).

Diese Unterschiede in der Variation der Hauptelemente spiegeln sich in der Verteilung der Spurenelemente wider. Bei der Betrachtung eines der klassischen Spurenelementendiagramme, dem Dreieck Zr-Ti/100-Y\*3 (PEARCE & CANN, 1973) bestätigt sich das vorher gezeichnete Bild. Während sich die Proben vom Weitental, der Buschandelwand und dem Dunkelsteiner Wald im Grenzbereich der Felder WPB (within plate basalts) und MORB & VAB (mid ocean ridge basalts und volcanic arc basalts) konzentrieren, streuen Proben des Rehberger Zuges relativ breit über die Felder, denen VAB-Charakter zugeschrieben wird. Dabei zeigt sich auch, daß die Rehberger Amphibolite ein breites Spektrum umfassen, das von niedrigen Zr/Y-Verhältnissen (Inselbogentholeiite: rechtes VAB-Feld) bis zu relativ hohen Zr/Y-Werten (Kalkalkalibasalte: linkes VAB-Feld) reicht.

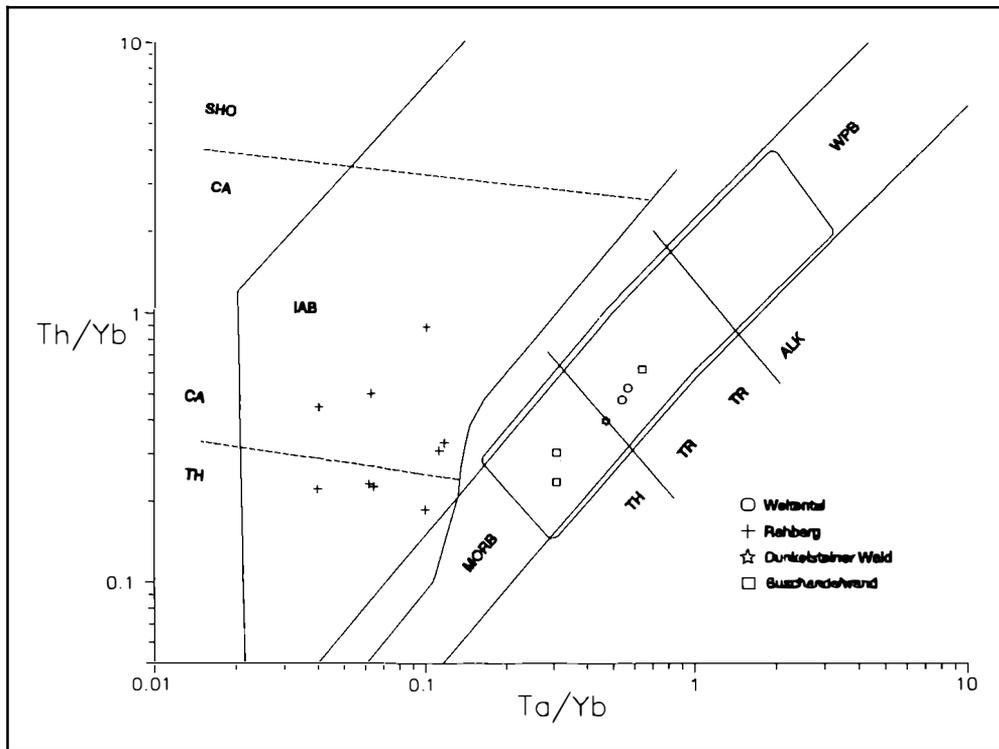


Abb. 5: Covariationsdiagramm Th/Yb vs. Ta/Yb (PEARCE, 1982). Die Proben des Rehberger Zuges überstreichen hier sowohl den kalkalkalischen, als auch den tholeitischen Bereich der IAB (island arc basalts). Die Amphibolite des Weitentales, des Dunkelsteiner Waldes und des Buschhandwand Zuges belegen den Übergangsbereich von WPB (within plate basalts) und MORB (mid ocean ridge basalts). SHO (shoshonite), CA (calcalkaline arc basalts), TH (tholeiite), TR (transitional basalt), ALK (alkali basalt)

Eine vergleichbare Zielsetzung wie das klassische Zr-Ti/100-Y<sup>3</sup>-Diagramm hat das Dreieck Th-Hf-Ta (Abb. 4), das von WOOD et al. (1979) entwickelt und von WOOD (1980) weiter verbessert wurde. Während die Rehberger Amphibolite s.s. durch geringe Ta-Konzentrationen gekennzeichnet sind und damit im Felde der Inselbogenbasalte zu liegen kommen, finden sich die Analysen von Amphiboliten des Weitentales, des Dunkelsteiner Waldes und vom Buschhandwandzug im Feld, in dem Ozeanrückenbasalte (MORB) und Intraplattenbasalte (WBP) zusammen vorkommen. Die Diskriminierung mit Hilfe von Th, Hf, Ta liefert somit ein dem Zr-Ti/100-Y<sup>3</sup>-Diagramm vergleichbares Ergebnis.

Auf ähnlicher Basis lassen sich mit Hilfe des Th/Yb vs Ta/Yb-Diagramms (Abb. 5) wiederum Inselbogenbasalte von Intraplattenbasalten bzw. Ozeanrückenbasalten

(PEARCE, 1982) unterscheiden. Auch hier wird die klare Trennung zwischen Amphiboliten des Rehbergzuges s.s. und allen anderen Vorkommen, die im Übergangsfeld zwischen Intraplatten- und MOR-Basalten liegen, ersichtlich.

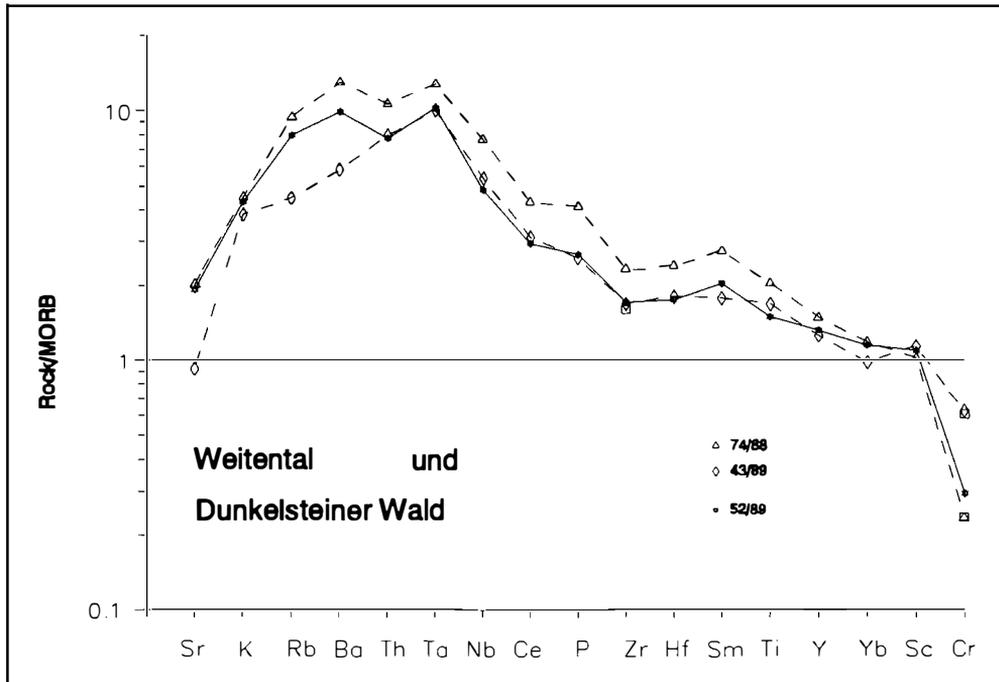


Abb. 6: Rock-MORB Diagramm zweier Proben aus dem Weitentale und einer aus dem Dunkelsteiner Wald. Die Elementverteilung liefert klare Hinweise auf den Intraplattencharakter der Ausgangsgesteine dieser Züge.

Alle bisher präsentierten Diskriminierungsdiagramme (Abb. 3, 4 und 5) zeigen zwar eine klare Zuordnung der Rehberger Amphibolite s.s. zu Inselbogenbasalten (IAT und CAB), erlauben aber keine klare Einstufung der anderen Amphibolite. In allen Fällen finden sich diese im Übergangsfeld zwischen MOR- und Intraplattenbasalten. Deshalb wurde versucht, für die Proben aus dem Weitentale und dem Dunkelsteiner Wald mit Hilfe des Rock/MORB-Diagramms (Abb. 6) einer möglichen geotektonischen Zuordnung näherzukommen.

Das Diagramm in Abb. 6 zeigt für alle Analysen eine deutliche Anreicherung der meisten Elemente, insbesondere von K-Rb-Ba-Th-Nb, gegenüber MORB, sowie eine relative Verarmung des Chroms. Dies führt zu einem charakteristischen Muster des Rock-MORB-Diagramms, das durch einen "Buckel" im Bereich zwischen K und Ta

gekennzeichnet ist. Dieses Verteilungsmuster ist typisch für Intraplattenbasalte (PEARCE, 1980,1983).

### Schlußfolgerungen

Die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen zeigen klar, daß auch bei Amphiboliten mittel bis hochgradiger Metamorphose bei sorgfältigem Geländestudium noch Relikte alter magmatischer Texturen (Gabbros mit Gängen) erkennbar sind und sich so Hinweise auf die Ophiolithnatur einiger Amphibolitlagen erkennen lassen. Der ophiolithische Rehberger Amphibolit weist eindeutig eine Inselbogen-signatur auf, auch wenn die internen Verhältnisse vermutlich komplexer sind, da sich aufgrund der bisher vorliegenden Analysen sowohl tholeiitische als auch kalkalkalische Tendenzen erkennen lassen. Demgegenüber weisen die Amphibolite des Weitentales und des Dunkelsteiner Waldes (Basis des Gföhler Gneises) eine eindeutige Intraplattentendenz auf. MOR-Basalte wie sie von STEYRER & FINGER (1993) aus der Raabs-Meisling-Einheit (vermutlichen Äquivalenten des Rehberger Amphibolits s.s.) beschrieben wurden, konnten nicht nachgewiesen werden. Vielmehr dürfte der Rehberger Amphibolit den Rest eines ehemaligen Inselbogens oder eines Randbeckens über einer Subduktionszone darstellen. Er ist damit deutlich vom Buschhandlwandzug zu trennen und eher mit dem, im Norden des moravischen Schwarzawa Fenster gelegenen, Letovice-Amphibolit zu vergleichen (JELINEK et al., 1984).

### Literatur

- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F., HÖCK, V. (1990):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age controls on the chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the southeastern Bohemian Massif, Austria. (Moldanubian and Moravosilesian Zones). - Int. Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen-Giessen, 87 - 96.
- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F., HÖCK, V. (1992): Chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the southeastern Bohemian Massif, Austria. (Moldanubian and Moravo-Silesian Zones):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age controls. - Tectonophysics, 210, 135 - 153.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. - Geol.Soc.Am.Spec. Paper, 230, 67 - 90.
- FRIEDL, G. (1993): Timing of the Variscan orogeny in the southern Bohemian Massif (NE-Austria) deduced from new U-Pb zircon and monazite dating. - Terra nova, 5, p 235.
- FUCHS, G. (1971): Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N.Ö.). - Verh. Geol. B.-A. 1971, 424 - 440.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.-A., 119, 45 - 61.
- FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.-A., 129, 41 - 49.

- FUCHS, G., MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.-A., 119, 1 - 43.
- FUCHS, G., SCHARBERT, H. G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. - Verh. Geol. B.-A., 1979, 29 - 49.
- HÖDL, M. (1985): Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im niederösterreichischen Moldanubikum. - Unveröffentl. Diss., Formal.Naturw. Fak., Univ. Wien.
- JELINEK, E., PACESOVA, M., MISAR, Z., MARTINEC, P., WEISS, Z. (1984): Geochemistry of a dismembered metaophiolite complex, Letovice, Czechoslovakia. - Transact. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sciences, 75, 37 - 48.
- MACINTYRE, R.M., BOWES, D.R., HAMIDULLAH, S., ONSTOTT, T.C. (1992): K-Ar and Ar-Ar isotopic study of amphiboles from meta-ophiolite complexes, Eastern Bohemian Massif. - In: KUKAL, Z. (Ed): Proc. 1st. Intern. Conf. Bohemian Massif, Prague 1988, 195 - 199.
- PEARCE, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. - In: PANAYIOTOU, A. (Ed): Ophiolites, Proc. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus 1979, 261 - 272.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. - In: THORPE, R.S. (Ed): Orogenic Andesites. - John Wiley & Sons, 525 - 548.
- PEARCE, J.A. (1983): Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. - In: HAWKESWORTH, C.J., NORRY, M.J. (Eds): Continental Basalts and Mantle Xenoliths. - Shiva Geology Series, 230 - 272.
- PEARCE, J.A., CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. - Earth Planet Sci. Lett., 19, 290 - 300.
- PETRAKAKIS, K. (1986): Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian Zone, Austria, with particular reference to the garnets. - J. metam. Geol., 4, 323 - 344.
- PETRAKAKIS, K. (1991): Metamorphosebedingungen in der Gföhler Einheit. - Österr.Beitr.Met.Geophys., 3, 137 - 148, Wien.
- PETRAKAKIS, K. (1993): Korund + Spinell-Relikte und Margarit + Zoisit-Neubildungen in Granuliten aus dem Dunkelsteiner Wald. - Mitt.Österr.Mineral.Ges., 138, 197 - 209.
- STEYRER, H.P., FINGER, F. (1993): Tectonic significance of moldanubian MORB- and WPB-type amphibolites in the southern Bohemian Massif. - Terra nova, 5, 433.
- SUESS, F.E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. - Wien 1903.
- THIELE, O. (1976a): Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (südliche Böhmisches Masse). - Nova Acta Leopoldina, 45, 67 - 81.
- THIELE, O. (1976b): Ein westvergenger kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? - Jb. Geol. B.-A., 119, 75 - 82.
- THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich). - Jb. Geol. B.-A., 126, 513 - 523.
- TOLLMANN, A. (1985): Der österreichische Anteil der Böhmisches Masse. - Geologie von Österreich, Band 2, 616 - 667, Deuticke: Wien.

- WEBER, K., DUYSER, JH. (1990): Moldanubian Zone of the Waldviertel, Lower Austria. - In: Field Guide Bohemian Massif, Conf. on Paleozoic orogens in central Europe - Geol. and Geophys., IGCP 233, 99 - 114.
- WOOD, D.A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. - Earth and Planet. Sci. Lett., 50, 11 - 30.
- WOOD, D.A., JORON, J.-L., TREUIL, M. (1979): Re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. - Earth Planet. Sci. Lett., 45, 326 - 336.