

Teilprojekt 15/06:

**MANTELHETEROGENITÄTEN ALS URSACHE CHEMISCH UNTERSCHIED-
LICHER METABASITE IN DEN HOHEN TAUERN**

V.HÖCK, Salzburg

Die in der jurassisch bis unterkretazischen Bündner-schieferformation der mittleren und nordöstlichen Hohen Tauern weit verbreiteten Grüngesteine (Serpentinite und Prasinite) sind im wesentlichen metamorphe Äquivalente von Ultrabasiten, Gabbros und Basaltlaven und basaltischen Tuffen. Wie bereits HÖCK & MILLER 1980, HÖCK 1980, 1983, zeigen konnten, läßt sich die Gesamtheit der Grüngesteine in drei große E-W bis WNW-ESE streichende Züge (I bis III) unterteilen sowie in eine vierte Einheit (IV), die allerdings nicht den geschlossenen Charakter der anderen drei Züge aufweist, sondern in Form linsenförmiger Körper auftritt. Die Verbreitung und räumliche Position der einzelnen Züge ist den oben genannten Arbeiten zu entnehmen.

Die Züge I und II stellen, obwohl sie in ihrer Mächtigkeit stark reduziert und tektonisch zerlegt sind, noch deutlich erkennbare Ophiolithabfolgen dar mit einem Ultrabazit(Serpentinit)-Körper an der Basis, einer Kumulatabfolge darüber sowie der Serie basaltischer Laven als höchstes magmatisches Element z.T. mit Pillowrelikten und Hyaloklastiten, soweit sie als solche unter dem Schleier der Metamorphose noch nachweisbar sind. Die magmatische Abfolge wird überdeckt von ehemaligen tonigen und mergeligen Sedimenten, die heute als Phyllite, Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer vorliegen. Zug III besteht im wesentlichen aus mehreren 20 bis 200 Meter mächtigen Lagen metamorpher basischer Tuffe, Tuffite und Laven, die

häufig mit mergeligen Sedimenten wechsellagern. Eine etwa 180 m mächtige Vulkanitabfolge aus dem Karteisgraben im Großarlal wurde von FINGER & HÖCK 1982 detailliert beschrieben. Zug IV schließlich besteht aus grobkörnigen Metabasiten mit gabbroider Textur, die als mehrere 100 Meter bis maximal 1 Kilometer lange und mehrere 10er Meter mächtige Lagen und Linsen in die klastischen Sedimente der Fuscher Fazies eingebettet sind.

Geochemisch lassen sich die basischen Eruptiva in drei Gruppen gliedern, nämlich in die Gruppe A, die Laven und Tuffe der Züge I und II umfaßt, die Gruppe B mit Laven und Tuffen des Zuges III und schließlich in die Gruppe C, die Metabasite des Zuges IV beinhaltet (HÖCK 1983). Die drei geochemischen Gruppen unterscheiden sich nicht nur in den Hauptelementen, wie sich z.B. aus den Entwicklungstrends im AFM Dreieck ablesen läßt (HÖCK 1983, fig.5,6), sondern auch in den Gehalten einiger signifikanter Spurenelemente wie z.B. Nb, Ta, La, oder Ce und den Verhältnissen dieser Elemente untereinander, wie z.B. Zr/Nb, Zr/Y, Ta/Hf, La/Ta oder Ce/Sm. Es handelt sich dabei um "hygromagmatophile" Elemente (HYG), das sind jene, die sich beim partiellen Aufschmelzen bzw. bei der fraktionierten Kristallisation bevorzugt in der Schmelze ansammeln, wobei noch "stärker hygromagmatophile" Elemente = MORE HYG (sie gehen etwa 99% in die Schmelze) gesondert abgetrennt werden.

In den Laven der Gruppe A sind diese Verhältnisse fast alle typisch für die "klassischen" Ozeanbodenbasalte (Pazifik, Atlantik 22°N), während die Magmen der Gruppe B und C Anreicherungen an bestimmten Elementen wie etwa Nb, Ta oder La aufweisen und damit auch andere Elementverhältnisse zeigen. Dieses Merkmal ist zwar untypisch für die oben genannten Ozeanbodenbasalte, wurde aber unter anderem im nördlichen Atlantik (DSDP, Leg 49) beobachtet.

Abbildungen:

- Abb. 1: Diagramm zum Vergleich von Ozeanboden Basalten (= MORB) mit den drei Magmengruppen aus den Hohen Tauern. Die Elementkonzentrationen der Ozeanbodenbasalte sind gleich 1 gesetzt. Auf die Ordinate ist die Abweichung von den Ozeanbodenwerten angegeben. Die Elementgehalte des Ozeanbodenbasaltes sind der Arbeit von PEARCE 1980 entnommen.
- Abb. 2: Entwicklungsdiagramm für die Basalte der drei Magmengruppen A, B, C. Weder fraktionierte Kristallisation noch Magmenmischung oder partielles Aufschmelzen (15 - 20 %) können das Zr/Y Verhältnis in einem Ausmaß ändern, das die Variation innerhalb und zwischen den Gruppen erklärt. Nur unterschiedliche Ausgangszusammensetzungen des Mantels können für die Deutung der großen Zr/Y Unterschiede herangezogen werden. (MORB = mid ocean ridge basalt, WPB = within plate basalt)
- Abb. 3: Cr vs. Y Diagramm. Ausgehend von der Kurve des partiellen Aufschmelzens eines C3-Chondriten, ist die Fraktionierung von Olivin + Clinopyroxen (steile durchgezogene Kurven), die nachfolgende Magmamischung (gestrichelt) und schließlich die Clinopyroxen + Olivin + Plagioklas Fraktionierung (ca. 45° durchgezogene Linie) dargestellt. (p. m. = partial melting)
- Abb. 4: Variationen des Ta/La Verhältnisses. Dieses reicht von 13 (Magmengruppe C) bis 40 (Magmengruppe A).

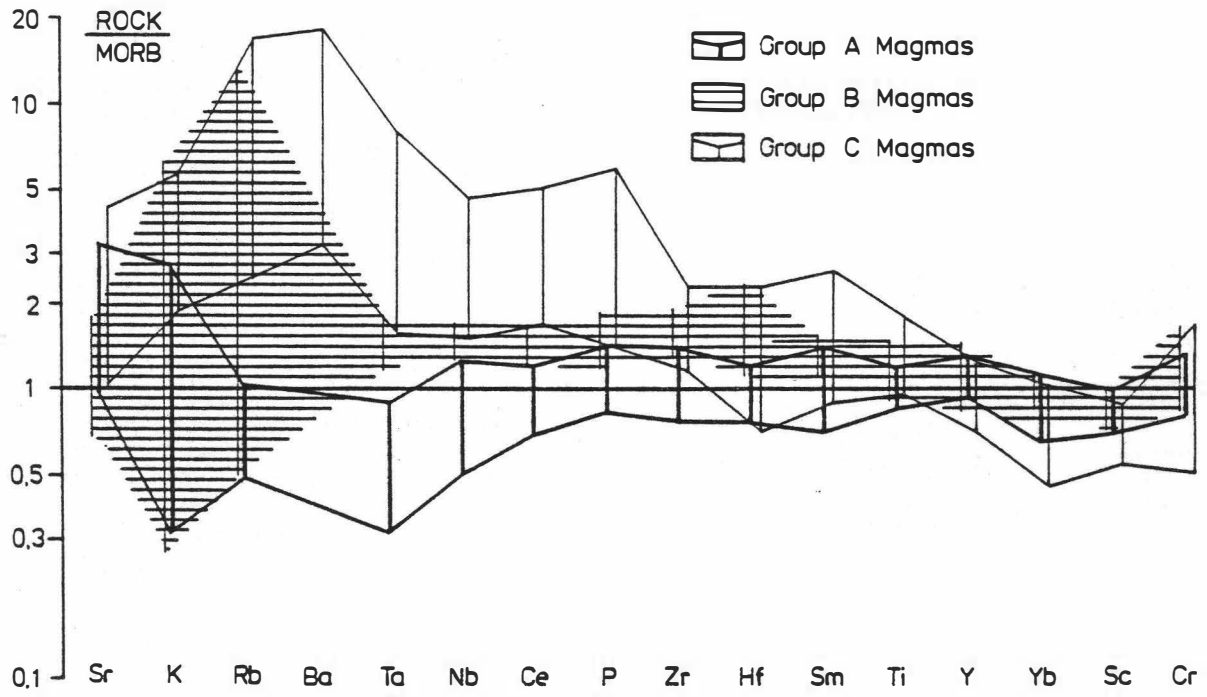


Abb. 1

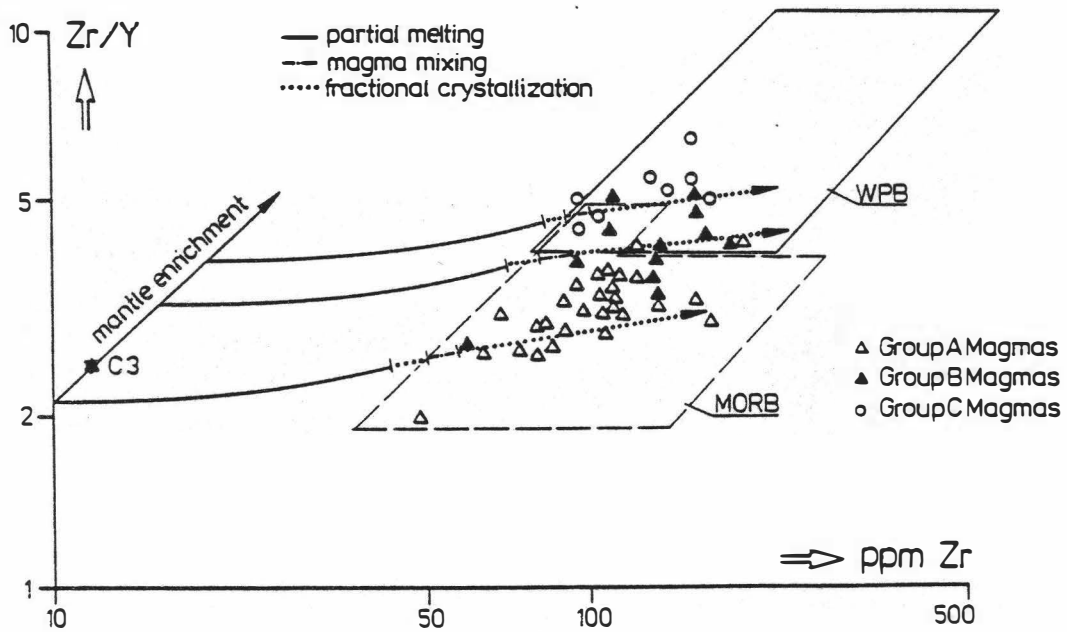


Abb. 2

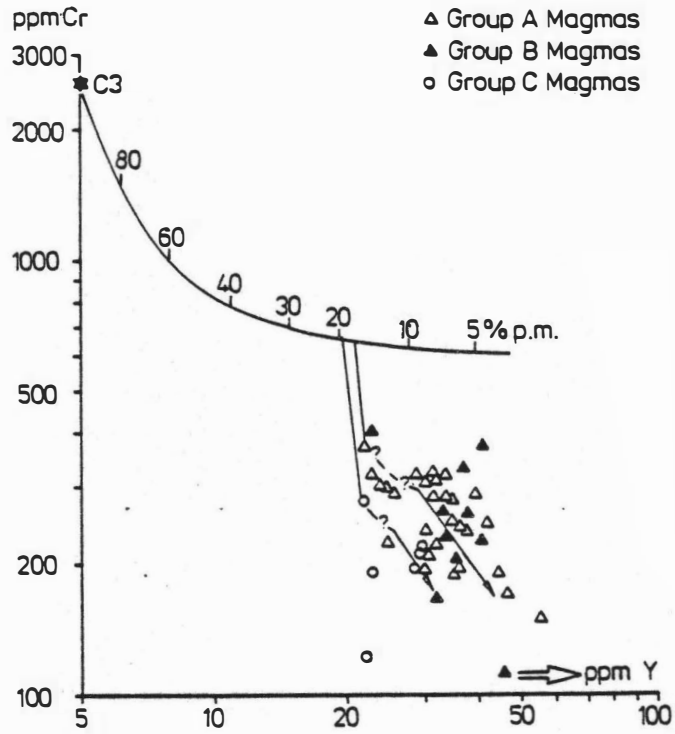


Abb. 3

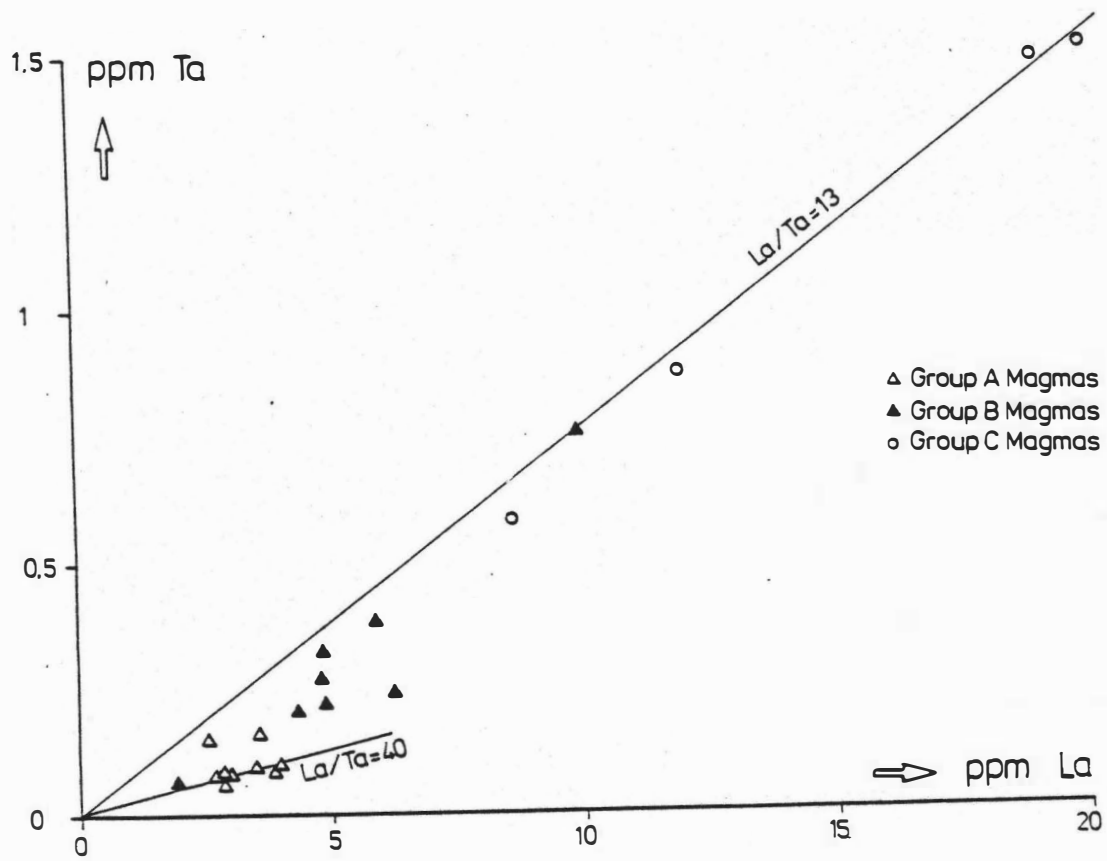


Abb. 4

Um die Vergleichbarkeit der drei Gruppen mit heutigen Ozeanbodenbasalten deutlicher zu dokumentieren, wurde versucht, in Anlehnung an PEARCE 1980 ein Diagramm zu konstruieren (Abb.1), das die relativen Abweichungen der einzelnen Gruppen (A bis C) von einem durchschnittlichen Ozeanbodenbasalt an signifikanten Elementen (siehe Abb.1) auf der Abszisse gleich 1 gesetzt und die Abweichung auf der Ordinate in logarithmischem Maßstab nach oben bzw. nach unten aufgetragen. Wie aus Abb.1 hervorgeht, gruppieren sich alle Elemente der Magmengruppe A um die heutigen Ozeanbodenbasalte mit sehr geringen Abweichungen (< 0.5 bis 2), wenn man von Tantal absieht, das in geringerer Menge als in den heutigen Ozeanbodenbasalten vorhanden ist. Die Magmengruppe B zeigt eine geringe, aber doch erkennbare Anreicherung der Elemente von Ta bis Hf gegenüber Ozeanbodenbasalten. Viel markanter sind die Anreicherungen von Sr bis Hf bei der Magmengruppe C. Die Magmengruppe B liegt im Bereich dieser Anreicherung vermittelnd zwischen der Gruppe A mit eigentlich recht typischem Ozeanbodencharakter, und der Magmengruppe C, deren Verteilungsmuster eher auf Intraplattencharakter hinweist (PEARCE 1980). Das Hf/Ta Verhältnis (> 2) entspricht allerdings dem aus angereichertem Ozeanboden des Nordatlantik (WOOD et al. 1979). Die breite Streuung der Elemente Sr, K und Rb insbesondere bei Magmengruppe B ist sowohl auf eine gewisse Mobilität dieser Elemente zurückzuführen, als auch auf eine mögliche sedimentäre Beimengung von Tonmineralen zu den Tuffen.

Versucht man, die einzelnen Magmengruppen geochemisch miteinander in Beziehung zu setzen, so muß man an unterschiedliche Vorgänge der Magmenentwicklung denken, wie etwa Verschiedenheiten in der fraktionierten Kristallisation, der Magmenmischung oder im partiellen Aufschmelzen des Mantels. Alle diese Vorgänge ändern die Verhältnisse von hygromagmatophilen Elementen, insbesondere das Verhältnis MORE HYG/HYG Elemente.

Wie Abb.2 zeigt, schwankt z.T. das Zr/Y Verhältnis zwischen den einzelnen Gruppen von etwa 2.5 bis 6, wobei die Gruppe A die geringsten, die Gruppe C die höchsten Zr/Y Verhältnisse aufweist, während die der Gruppe B in der Mitte liegen. Anhand von Modellrechnungen haben PEARCE & NORRY (1979) gezeigt, inwieweit die einzelnen oben genannten magmatischen Entwicklungsvorgänge das Zr/Y Verhältnis verändern können: Durch Fraktionierung allein kann unter der Annahme realistischer Fraktionierungsmodelle (Clinopyroxen-Olivin-Plagioklas-Fraktionierung) das Zr/Y Verhältnis nicht weit genug verändert werden, um auch nur die Variabilität innerhalb einer der drei Gruppen zu erklären. Nur eine extensive Granatfraktionierung, die aus verschiedenen Gründen unwahrscheinlich ist, würde eine entsprechende Erhöhung des Zr/Y Verhältnisses zulassen. Das partielle Aufschmelzen eines Plagioklas-Lherzolites (eine plausible Annahme zur Herleitung eines primären Ozeanbodenmagmas) führt ebenso wie Magmamischungsvorgänge nur zu geringen Zr/Y Variationen und schließlich führt die Kombination aller drei Entwicklungsfaktoren des partiellen Aufschmelzens, der Magmamischung und der fraktionierten Kristallisation unter der Annahme realistischer Verhältnisse nicht zu einer Variation im Zr/Y Verhältnis, die benötigt würde, um die Unterschiede zwischen den, aber auch innerhalb der drei Gruppen zu erklären. Lediglich progressives Schmelzen von Mantelmaterial und heterogene Zusammensetzung der Mantelquellen, von denen die einzelnen Magmengruppen hergeleitet werden, können zu der Erklärung der unterschiedlichen Zr/Y Verhältnisse herangezogen werden.

In Abb.2 ist in einem Zr/Y vs Zr Diagramm die mögliche genetische Entwicklung der Basalte modellhaft dargestellt. Die Entwicklung durch Kristallfraktionierung - sie wurde für ein Fraktionierungsverhältnis 20% Olivin, 50% Plagioklas, 30% Clinopyroxen modelliert - zeigt wohl eine deutliche Anreicherung von Zr, aber nur eine

geringe Veränderung des Zr/Y Verhältnisses. Es können also durch diese Art der Fraktionierung nicht Magmen mit niedrigem Zr/Y Verhältnis (~ 2.5) in solche mit hohen Zr/Y Verhältnissen (~ 6) übergeführt werden.

Unabhängig vom Zr/Y vs Zr Diagramm kann das Ausmaß des partiellen Aufschmelzens mit Hilfe des Cr vs Y Diagrammes (PEARCE 1980) abgeschätzt werden (Abb.3). Dabei zeigt sich, daß ausgehend von einer Mantelzusammensetzung, die der eines C3 Chondriten entspricht, mit einem partiellen Aufschmelzen von rd. 15 bis 20% gerechnet werden muß. Nach der partiellen Aufschmelzung ist ein geringes Ausmaß an Olivin- bzw. Clinopyroxen-Fraktionierung (10 bis 15%, - steile durchgezogene Linien in Abb.3) und nachfolgende Magmenmischung (gestrichelte Linien) zu erwarten, die ihrerseits von einer Plagioklas-Olivin-Clinopyroxen-Fraktionierung ($\sim 45^\circ$ durchgezogene Linien in Abb.3) abgelöst wird.

Zurück zu Abb.2: Hier zeigen die durchgezogenen Linien die Entwicklung einer Schmelze aus einem bestimmten Ausgangsmaterial durch fraktionelles Aufschmelzen bis etwa 20%, anschließender Olivin-Clinopyroxen-Fraktionierung (gepunktete Linien), Magmamischung (gestrichelt) und schließlich einer Fraktionierung von Olivin-Plagioklas-Clinopyroxen (gepunktet). Aus dem Verlauf der Linien geht ganz klar hervor, daß alle diese Vorgänge nur in einem geringen Ausmaß zur Erhöhung im Zr/Y Verhältnis führen, das weit unter der Variation innerhalb einer Gruppe liegt.

Lediglich die Annahme von unterschiedlichem Ausgangsmaterial - die mögliche Variation von Zr/Y für eine bestimmte Ausgangszusammensetzung des Mantels (C3) wird durch den Pfeil in Abb.2 charakterisiert - kann in diesem Entwicklungsmodell als Erklärung für die Erhöhung des Zr/Y Verhältnisses herangezogen werden. Die Ursachen der Mantelheterogenitäten werden zur Zeit noch diskutiert, doch könnte z.B. ein lokales teilweises Aufschmelzen des Mantels (vorjurassisch, ev. paläozoisch ?)

und ein nachfolgendes Auskristallisieren der so entstandenen Teilschmelzen in anderen (höheren ?) Anteilen des Mantels zu Heterogenitäten im Zr/Y Verhältnis im Mantel in der angegebenen Größenordnung führen. Von solchen systematisch relativ zueinander angereicherten bzw. verarmten Mantelpartien als Quellen ausgehend, könnten die Variationen im Zr/Y Verhältnis innerhalb einer Gruppe sowie zwischen den Gruppen erklärt werden.

Was hier am Beispiel des Zr/Y Verhältnisses gezeigt wurde, läßt sich in vergleichbarer Weise auch auf das Ce/Sm bzw. Sm/Yb Verhältnis übertragen. Überdies zeigt auch das Ta/La Diagramm (Abb.4), daß wahrscheinlich mit Mantelheterogenitäten gerechnet werden muß. Beide Elemente haben einen sehr ähnlichen Verteilungskoeffizienten zwischen festen Phasen und dem Magma, sodaß ihr Verhältnis bei allen oben erwähnten Vorgängen dasselbe bleiben sollte, da beide Elemente in gleicher Weise in die Schmelze fraktioniert werden.

Wie das Diagramm Abb.4 zeigt, variiert jedoch das La/Ta Verhältnis von 13 für die Gruppe C bis 40 für die der Magmengruppe A und das ist wieder ein Hinweis dafür, daß bereits vor dem partiellen Aufschmelzen Unterschiede im Mantel vorgelegen haben müssen.

Die basischen Laven und Tuffe des mittleren und östlichen Tauernfensters sind also ausgehend von den grobkörnigen Typen der Fuscher Fazies (höchste Zr/Y Verhältnisse) über die Laven und Tuffe des Zuges III bis zu den ophiolithischen Metabasiten der Züge I und II (niedrigste Zr/Y Verhältnisse) offensichtlich aus einem zunehmend an einigen Elementen verarmten Mantel herzuleiten. Ob die geochemischen Unterschiede in den Basalten eine zeitliche Entwicklung des Ozeans widerspiegeln, in dem mit fortschreitender Öffnung des Ozeans die systematisch an hygromagmatophilen Elementen verarmten Anteile des Mantels aufgeschmolzen wurden, oder ob die Unterschiede auf räumlich verteilte Mantelheterogenitäten zurückzuführen sind, muß derzeit noch als offenes Problem angesehen werden, wenn auch aus geologischen Gründen die

erste Annahme als die wahrscheinlichere anzusehen ist.

Literatur:

- FINGER, F. & HÖCK, V. 1982: Die Grüngesteine von Karteis (Großarlal, Hohe Tauern) - ein Typusprofil des Grüngesteinszuges Zederhaustal-Großarlal-Rauristal.- Jb. 1981: "Frühalpine Geschichte der Ostalpen", Hochschulschwerpunkt S15, 3, 39-54.
- HÖCK, V. 1980: Ophiolites in the middle part of the Hohe Tauern, Austria.- Ofioliti, 5, 57-64.
- 1983: Mesozoic Ophiolites and non-ophiolitic Metabasites in the central part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria).- Ofioliti, im Druck.
- & MILLER, Ch. 1980: Chemistry of Mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern.- Mitt.Öst.Geol.Ges., 71-72, 81-88.
- PEARCE, J.A. 1980: Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan Ophiolites.- In: Panayiotou, A. (ed.) - Ophiolites, 261-272, Cyprus.
- & NORRY, M.J. 1979: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks.- Contr.Mineral.Petr., 69, 33-47.
- WOOD, D.A., JORON, J.-L. & TREUIL, M. 1979: A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings.- Earth and Planetary Science Letters, 45, 326-336.