

| | | | |
|--------------|-------------------|------------|-----------------|
| Carinthia II | 179./99. Jahrgang | S. 491–507 | Klagenfurt 1989 |
|--------------|-------------------|------------|-----------------|

Die paläotektonische Stellung der Vulkanite der Magdalensberg-Serie (Ober-Ordovizium, Gurktaler Decke, Kärnten, Österreich)

Von Jörg LOESCHKE

Mit 9 Abbildungen

Zusammenfassung: Die ober-ordovizische Magdalensberg-Serie in Kärnten (Österreich) ist ein Teilbereich der Gurktaler Decke. Sie enthält Laven und Tuffe spilitischer Zusammensetzung, deren Haupt- und Spurenelementgehalte bezeugen, daß es sich um mild-alkalische Intraplattenbasalte handelt. Mikrosonden-Analysen von reliktsch erhaltenen Klinopyroxenen bestätigen ebenfalls, daß die Laven in einem anorogenen geotektonischen Bereich gefördert worden sind. Als paläotektonische Situation wäre ein intrakontinentaler Riftbereich oder eine Lage an einem passiven Kontinentalrand vorstellbar.

Abstract: The Upper Ordovician Magdalensberg-Series in Carinthia (Austria) is part of the Gurktal Nappe and contains a sequence of lavas and tuffs of spilitic composition. Major and trace element analyses reveal that the spilites are geochemically similar to mildly alkaline within-plate basalts. Microprobe analyses of clinopyroxenes which occur as metastable relics in the spilites also show that the lavas erupted in an anorogenic geotectonic setting. This setting could have been similar to a situation in an intracontinental rift or along a passive continental margin.

EINLEITUNG

Die vulkanischen Gesteine aus dem Altpaläozoikum der Ostalpen sind für plattentektonische Interpretationen von großer Wichtigkeit, da sich vulkanische Prozesse vorzugsweise an konvergierenden und divergierenden Plattengrenzen, über „Hot Spots“ oder in intrakontinentalen Dehnungsbereichen abspielen (FRISCH & LOESCHKE, 1986). Aus den Ostalpen liegen dem Autor zahlreiche neue Analysen vor, die nun, nachdem die älteren plattentektonischen Modelle von LOESCHKE (1977), KOLMER (1978), COLLINS et al. (1980) und HEINISCH (1981) neu überdacht werden können, zusätzliche Informationen liefern und neue Interpretationen zulassen.

Es soll hier auf die ober-ordovizische Magdalensberg-Serie (RIEHL-HERWIRSCH, 1970) eingegangen werden, die zum Gurktaler Deckensy-

stem gehört (M in Abb. 1). Weitere Analysen liegen aus der Phyllitgruppe der südlichen Saualpe, den Gurktaler Alpen (Turracher Höhe), dem Murauer Paläozoikum, der Neumarkter Serie, dem Grazer Paläozoikum und der Steirischen Grauwackenzone bei Kalwang (S, T, Mu, N, K in Abb. 1) vor, auf die hier allerdings nicht eingegangen werden soll.

Die Magdalensberg-Serie ist in diesem Zusammenhang insofern besonders wichtig, weil ihr ober-ordovizisches Alter biostratigraphisch gut belegt ist (RIEHL-HERWIRSCH, 1970; SCHÖNLAUB, 1979; NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984) und somit eine gut datierte ober-ordovizische Vulkanitfolge beschrieben werden kann.

Die von RIEHL-HERWIRSCH (1970) eingehend untersuchte Magdalensberg-Serie wird westlich von St. Filippen (Abb. 2) ca. 700 m mächtig und besteht im Liegenden aus phyllitischen Tonschiefern. Darüber folgen zahlreiche Lagen von pyroklastischen Sedimenten und Pillowlaven. Fossilführende karbonatische Tuffite im Hangenden der Vulkanite belegen ein Caradoc-Ashgill-Alter. Abgeschlossen wird die Serie durch hangende phyllitische Tonschiefer, in die Quarzite eingeschaltet sind. Es handelt sich bei den Vulkaniten um die Überreste einer Vulkaninsel, deren Auftauchen über den Meeresspiegel durch das Auftreten von Konglomeraten unterhalb der fossilführenden Tuffite, die die Gesteine des Untergrundes als Gerölle führen, klar belegt ist.

Von den basischen Erstarrungskörpern wurden 15 Proben auf Haupt- und Spurenelemente analysiert. Außerdem wurden ein Geröll aus dem erwähnten Konglomerat sowie 3 Tuffproben analysiert. Die Probenlokalitäten sind aus Abb. 2 zu ersehen. Die Analysenergebnisse sind in den Tabellen 1 und 2 dargestellt.

PETROGRAPHIE UND GEOCHEMIE

Die meisten Erstarrungskörper stellen dichte oder porphyrische Laven dar, die als Einsprenglinge albitisierten Plagioklas und Klinopyroxen führen. Die Grundmasse besteht aus Feldspat, Chlorit, Karbonat, Epidot, Stilpnomelan, Aktinolith, Leukoxen und Erz. Es liegen demnach Spilite vor, in denen sich als metastabile Relikte Klinopyroxene erhalten haben. Selten finden sich etwas gröberkörnige Gesteine, die zahlreiche Pyroxene und größere Titanomagnetit-Skelett-Kristalle führen und als geringmächtige Diabas-Lagergänge anzusprechen sind.

Auffallend sind Gesteine, die grobporphyrisch ausgebildet sind und sehr viele Klinopyroxen-Einsprenglinge führen. Diese treten im Salchendorfer Bach auf (Abb. 2) und können als schwach metamorph überprägte Ankaramite (augitreiche, pikritische Basalte) angesprochen werden.

Der Charakter der Klinopyroxene wurde mit Hilfe von 47 Mikrosonden-Analysen bestimmt. Es handelt sich um Einsprenglinge in den Laven, die

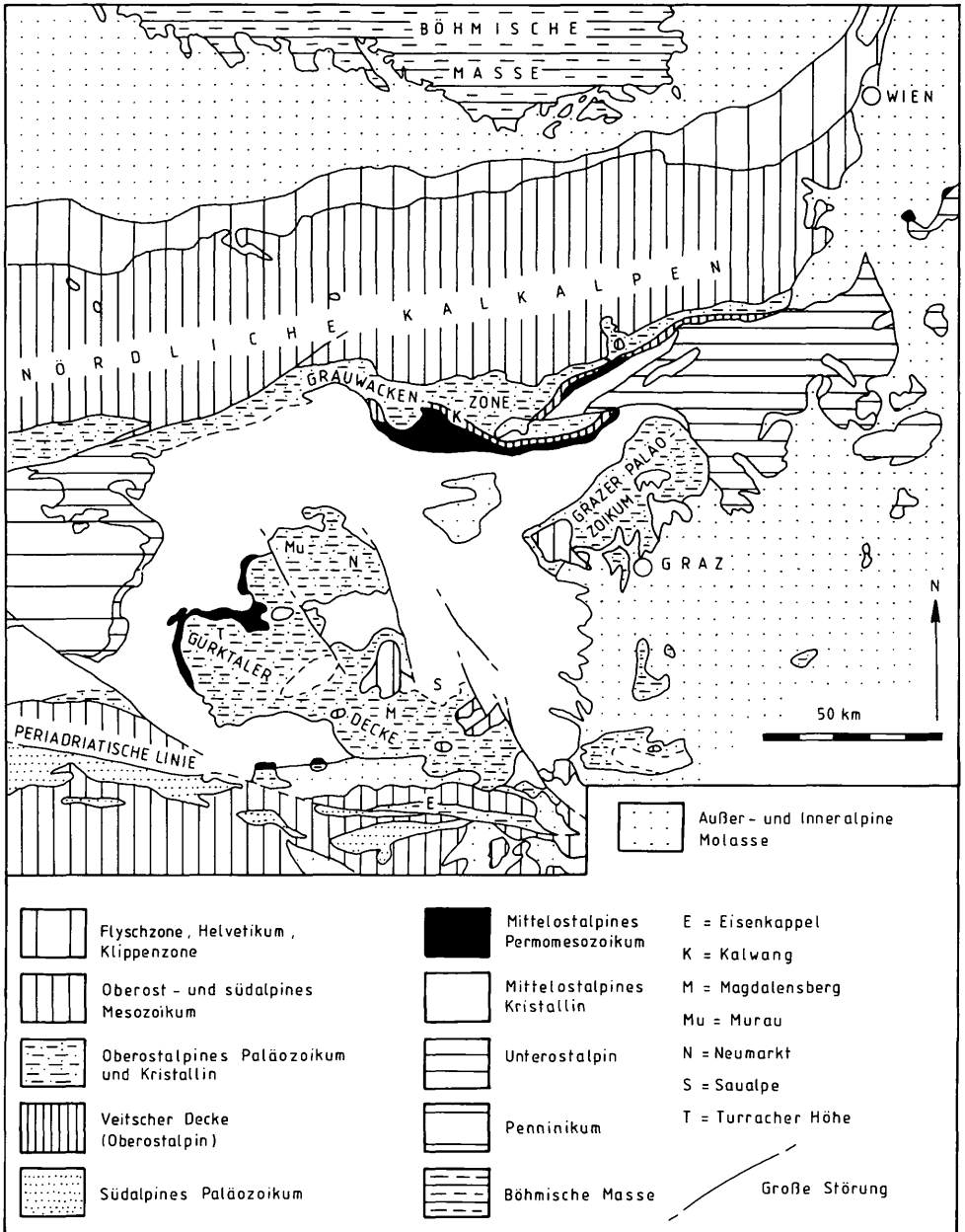


Abb. 1: Vereinfachte geologische Übersichtskarte der Ostalpen. Geringfügig verändert nach NEUBAUER (1985).

erstaunlich frisch erhalten und nur manchmal etwas chloritisiert sind. In Abb. 3, die das CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3 -Diagramm nach POLDERVAART & HESS (1951) zeigt, liegen die Analysen relativ dicht nebeneinander im Feld von Diopsid, Salit, Endiopsid und Augit. Ein Eisenanreicherungstrend ist nicht festzustellen. Sechs ausgewählte Analysen von typischen Klinopyroxenen sind in Tabelle 3 aufgelistet. Eine gesonderte Publikation zur Auswertung aller Klinopyroxen-Analysen ist vorgesehen.

Tab. 1: Haupt- und Spurenelementgehalte und CIPW-Norm von 2 Ankaramiten (KS 18, KS 19) und 3 spilitischen Tuffen (KS 16, KS 21, KS 65) aus der Magdalensberg-Serie. KS 126 = Geröll spilitischer Zusammensetzung aus einem Konglomerat, das im Hangenden der Vulkanite der Magdalensberg-Serie auftritt. Analytikerin: M. FETH, Abt. Geochemie, Mineralogisches Institut Tübingen. Methoden nach NORRISH & CHAPPELL (1977).

| Probe-Nr. | KS 18 | KS 19 | KS 126 | KS 16 | KS 21 | KS 65 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ % | 45,1 | 45,0 | 47,9 | 43,4 | 48,5 | 43,3 |
| TiO ₂ | 2,1 | 2,1 | 3,5 | 2,2 | 2,2 | 2,3 |
| Al ₂ O ₃ | 12,2 | 9,4 | 12,6 | 14,3 | 17,1 | 11,8 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,7 | 2,3 | 3,6 | 0,92 | 2,8 | 3,2 |
| FeO | 10,5 | 8,8 | 7,1 | 8,3 | 7,4 | 7,1 |
| MnO | 0,17 | 0,14 | 0,12 | 0,15 | 0,13 | 0,15 |
| MgO | 10,2 | 12,8 | 4,3 | 3,5 | 4,6 | 7,3 |
| CaO | 10,9 | 11,9 | 7,1 | 9,6 | 8,4 | 10,9 |
| Na ₂ O | 2,0 | 0,69 | 4,6 | 3,4 | 4,6 | 2,9 |
| K ₂ O | 0,13 | 0,24 | <0,13 | 0,75 | 0,43 | 1,3 |
| H ₂ O+ | 3,9 | 4,5 | 3,7 | 4,1 | 3,2 | 3,8 |
| P ₂ O ₅ | 0,33 | 0,35 | 0,59 | 0,30 | 0,41 | 0,47 |
| CO ₂ | 1,0 | 2,1 | 5,1 | 9,3 | 0,93 | 4,8 |
| Summe | 100,23 | 100,32 | 100,34 | 100,22 | 100,70 | 99,32 |
| Ba ppm | 137 | 154 | 196 | 254 | 325 | 208 |
| Cr | 646 | 780 | 288 | 171 | <56 | 410 |
| Nb | 13 | 13 | 51 | 16 | 31 | 24 |
| Ni | 384 | 501 | 73 | 143 | <53 | 133 |
| Rb | < 8 | 9 | < 6 | 19 | 8 | 23 |
| Sr | 182 | 559 | 651 | 344 | 704 | 189 |
| V | 213 | 202 | 275 | 197 | 248 | 218 |
| Y | 20 | 18 | 26 | 22 | 24 | 23 |
| Zr | 146 | 192 | 487 | 174 | 235 | 170 |
| CIPW-Norm | | | | | | |
| Q | - | 1,9 | - | 16,8 | - | - |
| c | - | - | - | 13,2 | - | - |
| or | 0,8 | 1,5 | - | 4,6 | 2,6 | 8,0 |
| ab | 17,6 | 6,1 | - | 29,9 | 39,9 | 25,7 |
| an | 24,8 | 22,8 | - | - | 25,4 | 16,1 |
| di | 18,3 | 18,1 | - | - | 7,0 | 4,5 |
| hy | 17,7 | 36,1 | - | 20,6 | 5,6 | 22,8 |
| ol | 10,9 | - | - | - | 7,9 | 0,9 |
| mt | 2,6 | 3,5 | - | 1,4 | 4,2 | 4,9 |
| il | 4,1 | 4,2 | - | 4,3 | 4,3 | 4,6 |
| ap | 0,8 | 0,9 | - | 0,7 | 1,0 | 1,2 |
| cc | 2,4 | 5,0 | - | 22,0 | 2,2 | 11,4 |

Der Metamorphosegrad der Magdalensberg-Serie wurde von FRANK & RIEHL-HERWIRSCH (1971) bestimmt. Er liegt an der Grenze zwischen der tieferen Anchizone und der beginnenden Epizone bei etwa 300 Grad. Die Metamorphose ist variskisch, da die über der Magdalensberg-Serie liegenden permokarbonen Sedimente niedriger metamorph sind.

Die Tabellen 1 und 2 enthalten die Ergebnisse der chemischen Analysen der untersuchten Vulkanite. Die Analysen wurden mit der Röntgenfluoreszenz-Analyse in Anlehnung an die Methoden von NORRISH &

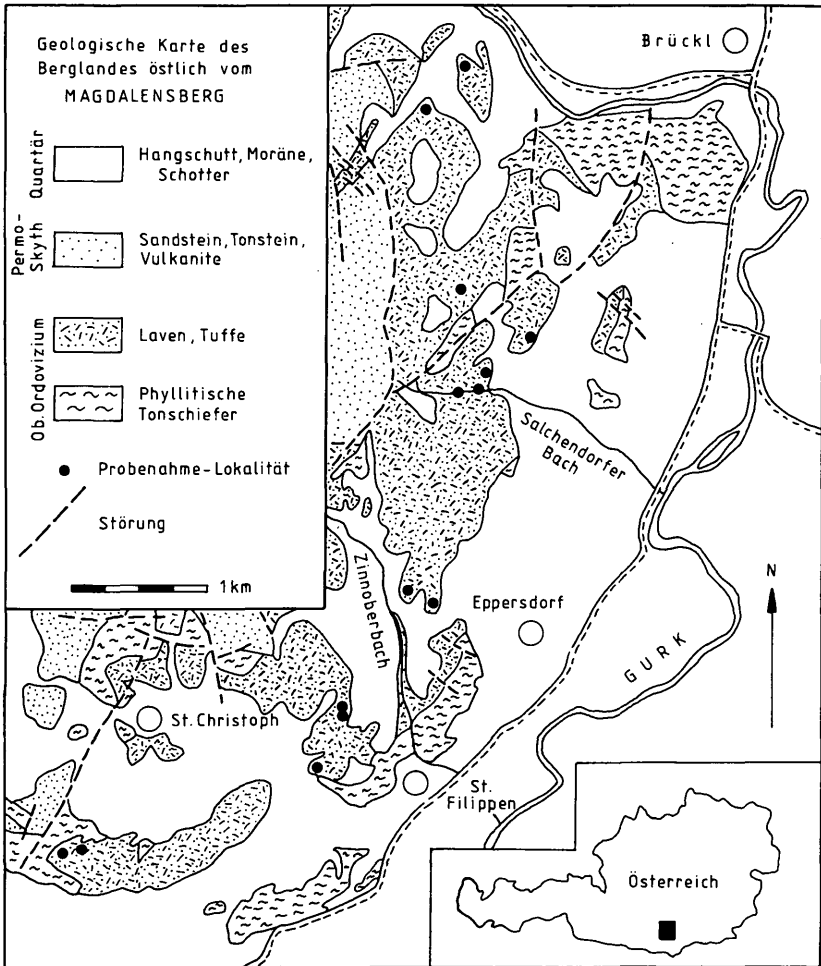


Abb. 2: Vereinfachte geologische Karte des Berglandes östlich vom Magdalensberg (Klagenfurter Becken, Österreich) nach RIEHL-HERWIRSCH (1970).

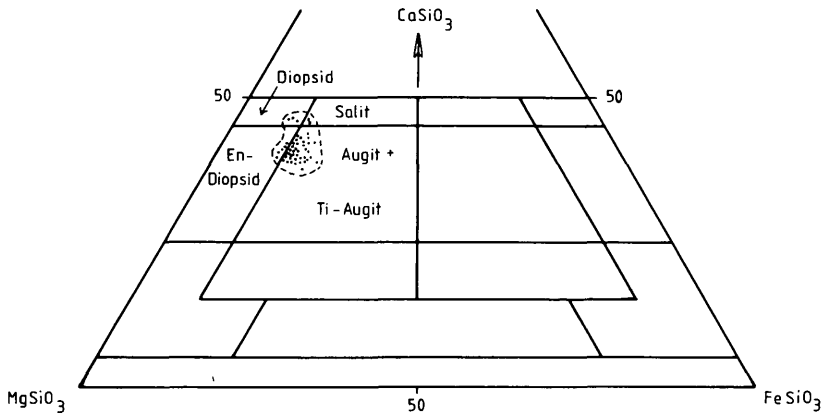


Abb. 3: CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3 -Diagramm (POLDERVAART & HESS, 1951) für 47 Klinopyroxene von spilitischen Gesteinen aus der Magdalensberg-Serie.

CHAPPELL (1977) durchgeführt. Die dafür notwendigen Eichkurven wurden mit Hilfe von 15 internationalen Standards erstellt. Aus Tabelle 2 ist zu ersehen, daß die Abfolge basaltische bis hawaiitische Gesteine umfaßt. Auffallend sind mehrfach hohe TiO_2 - und P_2O_5 -Werte, die darauf hinweisen, daß hier eine überwiegend alkali-basaltische Assoziation vorliegt. Für die Charakterisierung des primärmagmatischen Stoffbestandes sind Elemente wie Ti, Zr und P besonders wichtig, da sich diese während der Spilitisierung und schwachen Metamorphose weitgehend immobil verhalten (LOESCHKE, 1979; PEARCE, 1983). In Abb. 4 zeigen die Ti-, Zr- und P-Gehalte, daß alle Analysen in das Feld der Alkali-Basalte fallen. Allerdings liegen manche Analysen dicht an der Grenze zu tholeiitischen Basalten. Die Analysen zeigen die für Alkali-Basalte typische Anreicherung von Ti bei gleichbleibenden Zr/ P_2O_5 -Verhältnissen (FLOYD & WINCHESTER, 1975).

Sekundäre Stoffverschiebungen sind durch relativ hohe H_2O^+ - und CO_2 -Werte sowie durch das häufige Auftreten von Korund in der CIPW-Norm belegt. Die Na_2O - und K_2O -Werte schwanken stark, was auf sekundäre Stoffverschiebungen bei der hydrothermalen Durchströmung nach der Erstarrung der Laven und bei der später erfolgten variskischen Metamorphose zurückzuführen ist. Es liegen aber bis auf zwei Proben (KS 22, KS 66, Tab. 2) im Vergleich zu frischen Alkali-Basalten deutlich erhöhte Na_2O -Gehalte vor, wodurch die Spilitisierung auch chemisch bewiesen ist.

Die Summen von $\text{MgO} + \text{CaO}$ liegen bei manchen Proben unter 12%. Dies kann einerseits daran liegen, daß bei der Spilitisierung Ca weggeführt worden ist, andererseits wäre denkbar, daß hier auch teilweise keine echten Alkali-Basalte, sondern deren intermediäre Differentiate (Hawaiite) vorliegen.

Die klinopyroxenreichen Proben aus dem Salchendorfer Bach (Proben KS 18, KS 19, Tab. 1) stellen wahrscheinlich Ankaramite mit deutlich höheren MgO-, Cr- und Ni-Werten und etwas niedrigeren SiO₂-, Al₂O₃- und Alkali-Werten dar. Die Anreicherung an Klinopyroxenen und die darauf beruhenden erhöhten Mg-, Cr- und Ni-Werte dieser Proben sind

Tab. 2: Haupt- und Spurenelementgehalte und CIPW-Norm von 13 spilitischen Gesteinen aus der Magdalensberg-Serie (Klagenfurter Becken, Österreich). Zum Vergleich ist die durchschnittliche Zusammensetzung von 4 Alkali-Basalten und Hawaiiiten der Kanarischen Inseln (Gran Canaria, SCHMINCKE, 1982) mit angegeben (äußerste rechte Spalte). Analytikerin: M. FETH, Abt. Geochemie, Mineralogisches Institut Tübingen. Methoden nach NORRISH & CHAPPEL (1977).

| Probe-Nr. | KS 7 | KS 8 | KS 10 | KS 11 | KS 20 | KS 22 | KS 66 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ % | 49,0 | 46,8 | 43,7 | 43,8 | 50,2 | 46,1 | 47,8 |
| TiO ₂ | 2,6 | 3,3 | 3,2 | 3,2 | 3,2 | 2,0 | 2,7 |
| Al ₂ O ₃ | 14,1 | 14,6 | 11,9 | 12,9 | 14,5 | 14,9 | 13,7 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,4 | 4,3 | 1,0 | 1,7 | 3,4 | 3,7 | 4,0 |
| FeO | 7,5 | 8,1 | 9,3 | 8,9 | 6,9 | 7,8 | 7,0 |
| MnO | 0,15 | 0,15 | 0,14 | 0,15 | 0,21 | 0,18 | 0,16 |
| MgO | 5,5 | 6,0 | 5,6 | 5,6 | 2,1 | 7,7 | 8,4 |
| CaO | 9,0 | 5,1 | 8,6 | 7,2 | 7,0 | 8,7 | 7,2 |
| Na ₂ O | 3,9 | 3,8 | 3,2 | 3,9 | 5,4 | 1,9 | 2,8 |
| K ₂ O | 0,64 | 0,14 | <0,9 | 0,13 | 0,11 | 2,9 | 0,77 |
| H ₂ O+ | 3,0 | 4,5 | 3,4 | 3,6 | 2,8 | 3,0 | 3,7 |
| P ₂ O ₅ | 0,40 | 0,48 | 0,62 | 0,75 | 0,63 | 0,37 | 0,43 |
| CO ₂ | 2,1 | 3,4 | 9,5 | 8,9 | 4,5 | 0,89 | 0,79 |
| Summe | 100,29 | 100,67 | 100,16 | 100,72 | 100,95 | 100,14 | 99,45 |
| Ba ppm | 335 | 228 | 193 | 223 | 195 | 511 | 370 |
| Cr | 169 | 91 | <56 | <56 | <56 | 446 | 335 |
| Nb | 17 | 22 | 34 | 34 | 33 | 27 | 18 |
| Ni | 103 | 81 | <53 | <53 | 54 | 186 | 225 |
| Rb | 14 | 9 | < 8 | < 8 | < 8 | 51 | 23 |
| Sr | 407 | 346 | 375 | 242 | 394 | 252 | 635 |
| V | 229 | 283 | 275 | 276 | 251 | 255 | 199 |
| Y | 22 | 25 | 24 | 29 | 31 | 27 | 25 |
| Zr | 204 | 231 | 276 | 271 | 277 | 160 | 244 |
| CIPW-Norm | | | | | | | |
| Q | 1,8 | 12,6 | 21,6 | 19,3 | 12,3 | – | 2,8 |
| c | – | 8,3 | 15,0 | 16,1 | 4,8 | – | – |
| or | 3,9 | 0,9 | – | 0,8 | 0,7 | 17,6 | 4,8 |
| ab | 33,9 | 33,4 | 28,0 | 34,0 | 46,6 | 16,6 | 24,7 |
| an | 19,6 | 0,7 | – | – | 2,2 | 24,3 | 23,5 |
| di | 8,1 | – | – | – | – | 9,6 | 4,5 |
| hy | 18,1 | 21,8 | 26,0 | 24,6 | 10,4 | 8,9 | 25,3 |
| ol | – | – | – | – | – | 10,7 | – |
| mt | 3,6 | 6,5 | 1,5 | 2,5 | 5,0 | 5,0 | 6,1 |
| il | 5,1 | 6,5 | 6,3 | 6,3 | 6,2 | 3,9 | 5,4 |
| ap | 1,0 | 1,2 | 1,5 | 1,8 | 1,5 | 0,9 | 1,1 |
| cc | 4,9 | 8,0 | 22,3 | 20,8 | 10,4 | 2,1 | 1,9 |

| Probe-Nr. | KS 67 | KS 68 | KS 69 | KS 70 | KS 71 | KS 72 | K. Ins. |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|---------|
| SiO ₂ % | 47,1 | 47,6 | 48,7 | 47,6 | 47,7 | 46,2 | 46,88 |
| TiO ₂ | 3,3 | 3,8 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 4,08 |
| Al ₂ O ₃ | 12,6 | 14,1 | 12,6 | 12,6 | 13,5 | 13,1 | 13,32 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,2 | 3,4 | 1,6 | 2,9 | 2,4 | 3,0 | 6,61 |
| FeO | 7,7 | 7,8 | 5,1 | 7,1 | 8,6 | 8,5 | 5,93 |
| MnO | 0,19 | 0,12 | 0,16 | 0,12 | 0,17 | 0,17 | 0,18 |
| MgO | 7,2 | 5,2 | 1,4 | 8,0 | 8,6 | 9,7 | 6,11 |
| CaO | 8,3 | 5,9 | 11,2 | 7,0 | 6,9 | 7,4 | 10,28 |
| Na ₂ O | 3,2 | 4,0 | 5,2 | 4,0 | 3,8 | 3,6 | 2,96 |
| K ₂ O | 1,4 | 0,95 | <0,09 | <0,09 | 0,41 | 0,27 | 1,40 |
| H ₂ O+ | 1,8 | 4,9 | 2,4 | 4,6 | 4,1 | 3,9 | 1,24 |
| P ₂ O ₅ | 0,52 | 0,65 | 0,53 | 0,44 | 0,36 | 0,39 | 0,62 |
| CO ₂ | 1,6 | 1,2 | 8,3 | 3,5 | 1,1 | 0,77 | 0,11 |
| Summe | 99,11 | 99,62 | 99,89 | 100,46 | 100,14 | 99,50 | 99,72 |
| Ba ppm | 366 | 380 | 142 | 140 | 225 | 157 | 239 |
| Cr | 223 | <56 | <56 | 320 | 300 | 359 | 148 |
| Nb | 32 | 44 | 25 | 16 | 16 | 16 | 60 |
| Ni | 115 | 52 | 42 | 219 | 239 | 239 | 99 |
| Rb | 23 | 13 | 8 | < 8 | 13 | 12 | 34 |
| Sr | 523 | 288 | 382 | 157 | 128 | 199 | 727 |
| V | 265 | 292 | 127 | 218 | 219 | 186 | n. b. |
| Y | 27 | 26 | 20 | 25 | 24 | 22 | 33 |
| Zr | 297 | 344 | 242 | 188 | 176 | 194 | 367 |
| CIPW-Norm | | | | | | | |
| Q | 0,5 | 3,1 | 15,1 | 5,4 | - | - | |
| c | - | 0,1 | 4,3 | 2,6 | - | - | |
| or | 8,5 | 5,9 | - | - | 2,5 | 1,7 | |
| ab | 27,8 | 35,7 | 45,1 | 35,3 | 33,6 | 31,9 | |
| an | 16,3 | 18,4 | - | 10,1 | 19,4 | 19,7 | |
| di | 9,7 | - | - | - | 7,4 | 8,8 | |
| hy | 19,5 | 19,4 | 7,6 | 27,6 | 17,0 | 12,6 | |
| ol | - | - | - | - | 8,9 | 13,1 | |
| mt | 6,3 | 5,2 | 2,4 | 4,4 | 3,6 | 4,5 | |
| il | 6,4 | 7,6 | 5,3 | 5,2 | 5,0 | 5,0 | |
| ap | 1,3 | 1,6 | 1,3 | 1,1 | - | 1,0 | |
| cc | 3,7 | 2,9 | 19,4 | 8,3 | 2,6 | 1,8 | |

wahrscheinlich auf eine gravitative Kristallisations-Differentiation in der Magma-Kammer zurückzuführen, aus welcher die Ankararnite gefördert wurden.

Das Geröll aus dem Konglomerat, welches unterhalb der fossilführenden Tuffe im höchsten Teil der Vulkanitabfolge auftritt, ist ebenfalls ein Spilit und hat eine alkali-basaltische Zusammensetzung (Probe KS 126, Tab. 1).

Die analysierten Lapilli-Tuffe (Proben KS 16, KS 21, KS 65) zeigen zahlreiche spilitische Gesteinsfragmente und entsprechen in ihrer Zusammensetzung etwa Basalten. Sie haben allerdings teilweise niedrigere SiO₂-Werte und höhere Al₂O₃- und CO₂-Werte als Basalte, da sie mit tonigem oder karbonatischem Material verunreinigt sind.

Tab. 3: Mikrosonden-Analysen von 6 typischen Klinopyroxen-Einsprenglingen von Spiliten (KS 7-4, KS 22-1, KS 67-5, KS 72-4) und Ankaramiten (KS 18-1, KS 19-3) aus der Magdalensberg-Serie. Die Analysen stammen jeweils aus dem zentralen Bereich der Kristalle. Die Formeleinheiten sind auf 6 Sauerstoffe bezogen. Analytiker: D. MANGLIERS, Mineralogisches Institut Tübingen. Datenberechnung nach BENCE & ALBEE (1968).

| Probe-Nr. | KS 7-4 | KS 18-1 | KS 19-3 | KS 22-1 | KS 67-5 | KS 72-4 |
|--|--------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ % | 51,2 | 51,7 | 52,7 | 51,9 | 52,0 | 53,1 |
| TiO ₂ | 1,10 | 0,66 | 0,55 | 0,65 | 0,93 | 0,86 |
| Al ₂ O ₃ | 2,41 | 2,44 | 2,18 | 2,47 | 2,92 | 1,87 |
| FeO | 8,43 | 6,87 | 5,69 | 6,70 | 6,19 | 8,25 |
| MnO | 0,15 | 0,14 | 0,10 | 0,12 | 0,14 | 0,19 |
| MgO | 16,4 | 17,2 | 17,6 | 15,0 | 15,6 | 16,9 |
| CaO | 18,9 | 18,8 | 18,9 | 21,7 | 20,3 | 19,3 |
| Na ₂ O | 0,26 | 0,22 | 0,23 | 0,37 | 0,29 | 0,23 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,05 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,20 | 0,57 | 0,98 | 0,27 | 0,33 | 0,31 |
| Summe | 99,06 | 98,66 | 98,93 | 99,24 | 98,70 | 101,06 |
| Formeleinheit (Kationengehalte, bezogen auf 6 Sauerstoffe) | | | | | | |
| Si | 1,912 | 1,924 | 1,942 | 1,933 | 1,932 | 1,939 |
| Ti | 0,031 | 0,019 | 0,015 | 0,018 | 0,026 | 0,024 |
| Al | 0,106 | 0,107 | 0,095 | 0,108 | 0,128 | 0,081 |
| Fe | 0,263 | 0,214 | 0,176 | 0,208 | 0,192 | 0,252 |
| Mn | 0,005 | 0,005 | 0,003 | 0,004 | 0,004 | 0,006 |
| Mg | 0,913 | 0,952 | 0,967 | 0,832 | 0,862 | 0,920 |
| Ca | 0,756 | 0,749 | 0,748 | 0,865 | 0,809 | 0,754 |
| Na | 0,019 | 0,016 | 0,017 | 0,027 | 0,021 | 0,017 |
| K | 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,002 |
| Cr | 0,006 | 0,017 | 0,029 | 0,008 | 0,010 | 0,009 |

GEOTEKTONISCHE STELLUNG

Die ehemalige plattentektonische Position der Magdalensberg-Serie läßt sich am besten mit Hilfe immobiler Haupt- und Spurenelemente wie Ti, Mn, P, Zr, Nb und Y darstellen (PEARCE & NORRY, 1979; PEARCE, 1982, 1983; MULLEN, 1983, u. a.), die trotz hydrothermalen und schwachmetamorpher Überprägungen weitgehend den primären Stoffbestand widerspiegeln.

In Abb. 5 sind die Ti- und Zr-Gehalte der Spilite der Magdalensberg-Serie in einem Diagramm nach PEARCE (1983) dargestellt. Es zeigt sich, daß die Analysen alle in das Feld der Intraplattenbasalte fallen. In Abb. 6, die nach MULLEN (1983) nur für Basalte ozeanischer Bereiche gilt, fallen die Analysen in das Feld der Alkali-Basalte ozeanischer Inseln. Es scheint sich demnach um eine Abfolge zu handeln, die während des oberen Ordoviziums in einem Dehnungsfeld im Intraplattenbereich gefördert worden ist.

Auf die Nähe eines passiven Kontinentalrandes weisen auch die Quarzite hin, die im Hangenden der vulkanischen Abfolge der Magdalensberg-Serie auftreten. Sie unterscheiden sich aufgrund ihres sehr hohen Quarzgehaltes in ihrer modalen Zusammensetzung grundsätzlich von Sanden, die vor aktiven Kontinentalrändern und vor oder hinter Inselbögen abgelagert werden (MAYNARD et al., 1982).

Um die Diskussion über die geotektonische Position der Magdalensberg-Serie noch besser abzusichern, sollen hier auch die Ergebnisse der Klinopyroxen-Analysen mit ausgewertet werden. Nach LETERRIER et al. (1982) ist bekannt, daß man mit Hilfe von Klinopyroxen-Einsprenglingen Alkali-Basalte von nichtorogenen tholeiitischen Basalten und Basalten aus Orogen-Bereichen (Kalkalkali-Basalte, Inselbogen-Tholeiite) unterscheiden kann. Obwohl sich partielle Überschneidungen der einzelnen Basalt-Gruppen auf den Diagrammen von LETERRIER et al. (1982) ergeben, sollen hier zwei Diagramme vorgestellt werden, die zusätzliche Anhaltspunkte zur ehemaligen plattentektonischen Stellung der Magdalensberg-Serie liefern können.

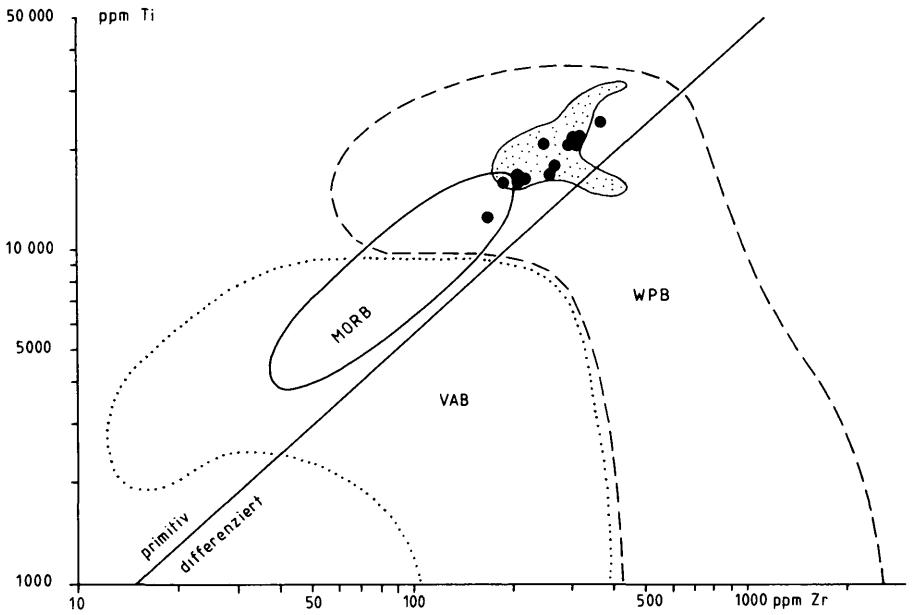


Abb. 5: Ti-Zr-Diagramm (PEARCE, 1983) für 13 Spilite (Punkte) aus der Magdalensberg-Serie. Zum Vergleich ist das Feld spilitischer Gesteine aus dem Eisenkappeler Paläozoikum (Kärnten, Österreich) mit eingetragen (LOESCHKE & SCHNEPF, 1987, Punktfeld). MORB = Basalte mittelozeanischer Rücken, VAB = Basalte von Inselbögen, WPB = Intraplattenbasalte. Die Daten sind wasser- und CO₂-frei berechnet dargestellt.

In Abb. 7 sind die Ti-Gehalte gegen die Ca- und Na-Gehalte von 47 Klinopyroxen-Analysen in Formeleinheiten dargestellt. Die Analysen fallen teils in einen Bereich, in welchem sich Klinopyroxene von Alkali-Basalten und tholeiitischen bzw. kalkalkalischen Basalten überschneiden. Teils liegen sie auch außerhalb des Feldes der Klinopyroxene von Alkali-Basalten. Dies stellt einen gewissen Widerspruch zu den Ergebnissen der Haupt- und Spurenelement-Analysen dar, nach welchen die Spilitite der Magdalensberg-Serie zur Reihe der Alkali-Basalte gehören. In Abb. 4 liegen allerdings auch manche Analysen nahe an der Grenze zum Feld der tholeiitischen Basalte.

Trägt man die Klinopyroxen-Analysen in das Diagramm der Abb. 8 ein, in welchem die Ti-, Cr- und Ca-Gehalte berücksichtigt werden, dann fallen fast alle Analysen in das Feld der Klinopyroxene von Basalten aus nichtorogenen Bereichen.

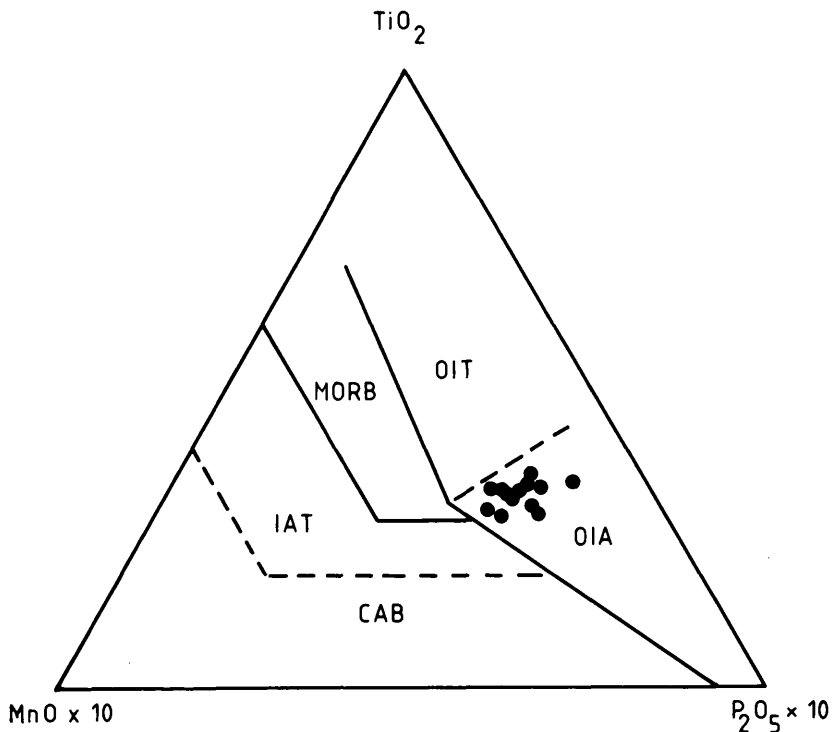
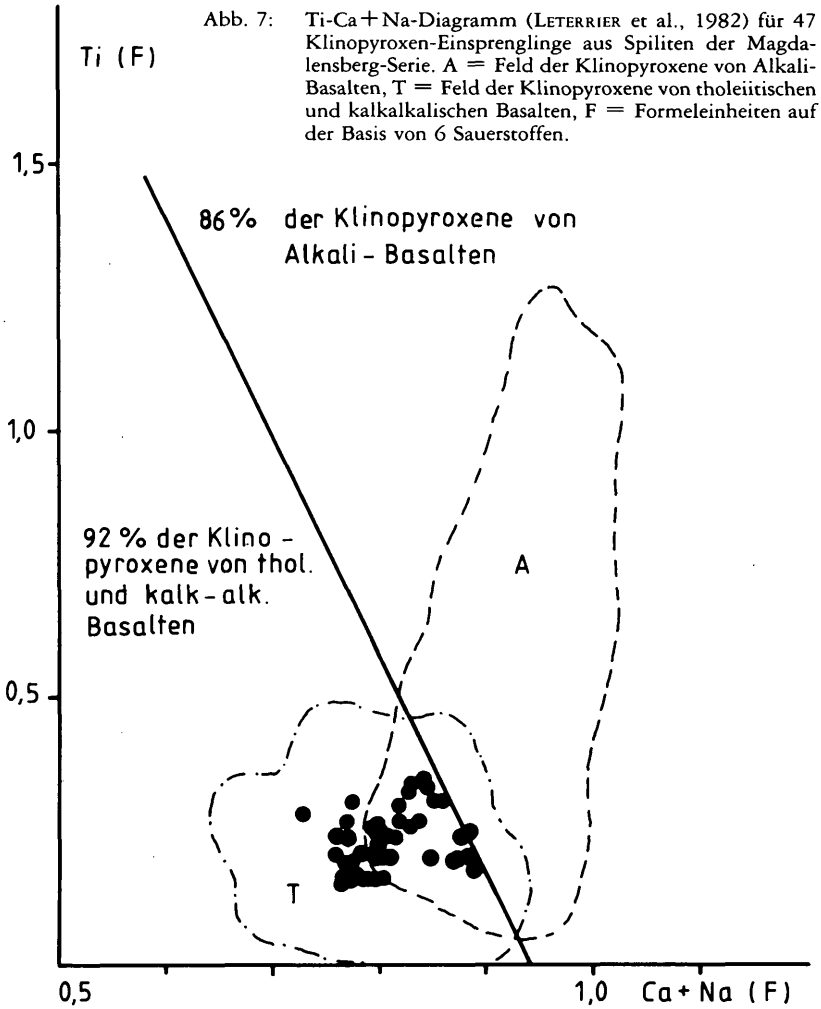


Abb. 6: TiO_2 - $\text{MnO} \times 10$ - $\text{P}_2\text{O}_5 \times 10$ -Diagramm (MULLEN, 1983) für 13 Spilitite aus der Magdalensberg-Serie. OIA = Alkali-Basalte ozeanischer Inseln, OIT = Tholeiitische Basalte ozeanischer Inseln, MORB = Basalte mittelozeanischer Rücken, IAT = Tholeiitische Basalte von Inselbögen, CAB = Kalkalkali-Basalte.

Um die Diskrepanz, die sich aus den Haupt- und Spurenelement-Gehalten und den Klinopyroxen-Analysen hinsichtlich des alkalischen bzw. tholeiitischen Charakters ergibt (Abb. 4 und Abb. 7), zu klären, soll ein Diagramm nach PEARCE (1982) diskutiert werden (Abb. 9). Dort wurden die Gehalte ausgewählter Elemente mit von links nach rechts abnehmender Inkompatibilität mit den entsprechenden Gehalten von Basalten mittelozeanischer Rücken normiert. Gleichzeitig wurden in Abb. 9 die Verteilungskurven der entsprechenden Elementgehalte von alkalischen Intraplattenbasalten (Punkt-Linie), tholeiitischen Intraplattenbasalten (Strich-



Punkt-Linie), Shoshoniten (dünne, durchgezogene Linie) und sogenannten „transitionalen“ Basalten mittelozeanischer Rücken (gestrichelte Linie) eingezeichnet, die gegenüber normalen Basalten mittelozeanischer Rücken leicht erhöhte Gehalte an inkompatiblen Elementen besitzen. Abb. 9 zeigt, daß die Verteilungskurve der Spilite der Magdalensberg-Serie ungefähr zwischen den Verteilungskurven alkalischer und tholeiitischer Intraplattenbasalte verläuft. Dies heißt, daß die Laven der Magdalensberg-Serie mild-alkalische Intraplattenbasalte darstellen. Die auf Abb. 7 von LETERRIER et al. (1982) eingezeichnete Grenzlinie zwischen Klinopyroxenen von Alkali-Basalten und tholeiitischen bzw. kalkalkalischen Basalten ist aus diesem Grunde wohl eher als Übergangsbereich und nicht als scharfe Grenze anzusehen.

Die Ergebnisse der Analysen lassen somit vermuten, daß die Förderung der Laven in einem Dehnungsfeld erfolgte. Dieses Dehnungsfeld könnte entweder in einem intrakontinentalen Rift-Bereich, der wie die Nordsee von einem Meer überflutet war, oder in der Nähe eines passiven Kontinentalrandes gelegen haben. Ob dieser an der Grenze zu einem Ozean gelegen

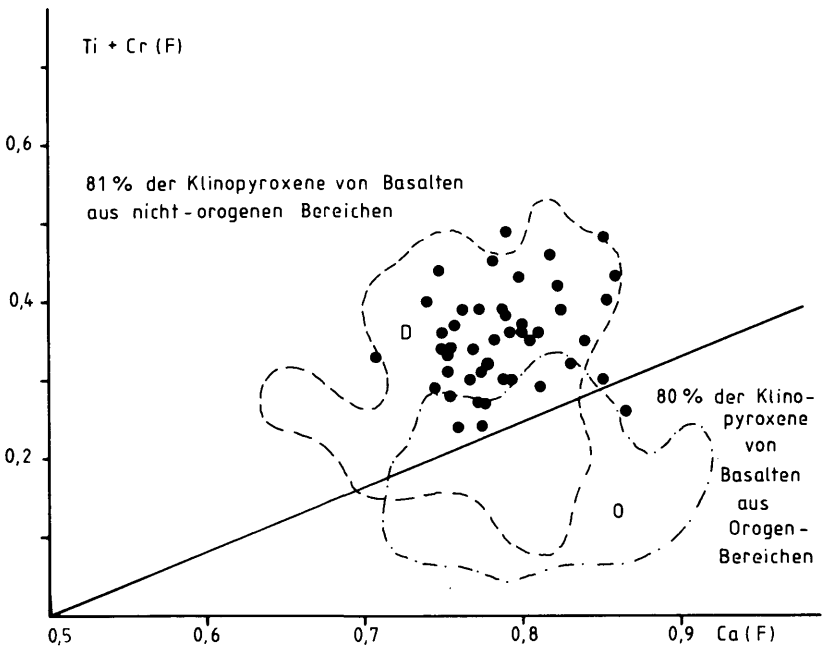


Abb. 8: Ti+Cr-Ca-Diagramm nach LETERRIER et al. (1982) für 47 Klinopyroxeneinsprenglinge von Spiliten aus der Magdalensberg-Serie. D = Feld der Klinopyroxene von Basalten aus nichtorogenen Bereichen, O = Feld der Klinopyroxene von Basalten aus Orogenbereichen, F = Formeleinheiten auf der Basis von 6 Sauerstoffen.

hat, läßt sich zunächst nicht nachweisen, da Hinweise auf die Existenz eines Ozeans im biostratigraphisch datierbaren oberen Ordovizium der Ostalpen fehlen. Dagegen sind Ozeanbodenreste aus dem Kristallin bekannt (FRISCH et al., 1987).

Hinweise auf eine Position in einem „Back-Arc“-Bereich kontinentwärts einer Subduktionszone fehlen ebenfalls, da Shoshonite, die für eine solche plattentektonische Position typisch sind, eine andere Verteilungskurve auf Abb. 9, insbesondere eine Abreicherung an Nb, Zr und Ti, aufzeigen, die in den Spiliten der Magdalensberg-Serie nicht festzustellen ist.

Abschließend soll auf einen Vergleich mit dem Paläozoikum von Eisenkappel eingegangen werden. Das Paläozoikum von Eisenkappel, das bis heute undatiert ist, wurde der Magdalensberg-Serie aufgrund starker lithologischer Ähnlichkeiten von mehreren Autoren zeitlich gleichgestellt (KAHLER, 1953; LOESCHKE, 1970; SCHÖNLAUB, 1979). Dieser Vergleich ist insofern berechtigt, als auch die Spilite des Eisenkappeler Paläozoikums alkalische Intraplattenbasalte darstellen (Abb. 5), die wahrscheinlich an einem passiven Kontinentalrand gefördert worden sind (LOESCHKE &

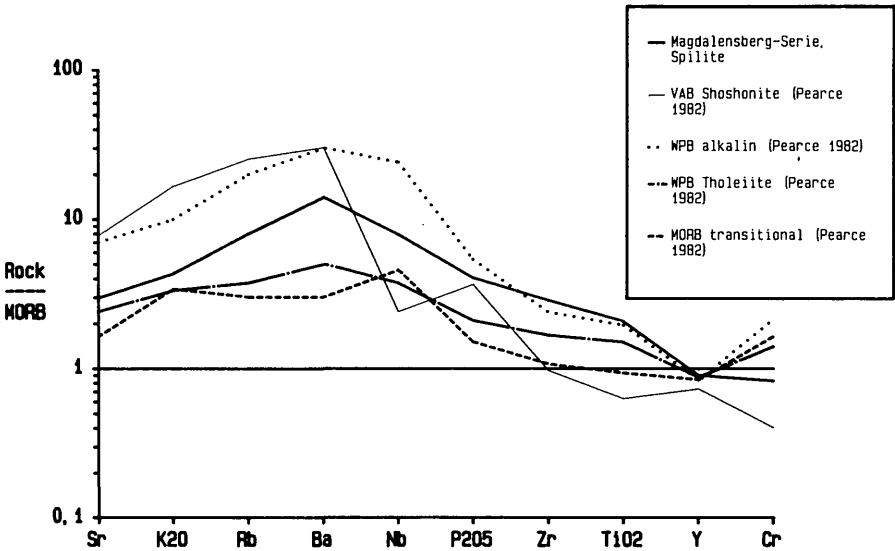


Abb. 9: Durchschnittswerte ausgewählter Haupt- und Spurenelemente von 13 Spiliten aus der Magdalensberg-Serie, normiert mit entsprechenden Werten mittelozeanischer Rückenbasalte nach PEARCE (1982) (dicke Linie). Zum Vergleich sind die Verteilungskurven von Shoshoniten (dünne Linie), alkalischen Intraplattenbasalten (Punktlinie), tholeiitischen Intraplattenbasalten (Strich-Punkt-Linie) und „transitionalen“ Basalten mittelozeanischer Rücken (gestrichelte Linie) nach PEARCE (1982) mit eingezeichnet. VAB = Basalte von Inselbögen, WPB = Intraplattenbasalte, MORB = Basalte mittelozeanischer Rücken.

SCHNEFF, 1987). Allerdings unterscheidet sich die Abfolge von Eisenkappel von der Magdalensberg-Serie dadurch, daß im Hangenden der Vulkanite von Eisenkappel Grauwacken und im Hangenden der Vulkanite der Magdalensberg-Serie am Christofberg Quarzite auftreten. Die Grauwacken von Eisenkappel haben Ähnlichkeiten mit den Grauwacken des Hochwipfelflysches, die Quarzite der Magdalensberg-Serie dagegen nicht. Ob die Grauwacken von Eisenkappel deshalb ebenfalls karbonisches Alter haben, sei dahingestellt. Weitere Untersuchungen über den modalen Mineralbestand und die geochemische Zusammensetzung der Sandsteine und Grauwacken der Ostalpen sollen zur Klärung dieser Frage beitragen.

DANKSAGUNG

Die Haupt- und Spurenelement-Analysen wurden im Geochemischen Zentrallabor Tübingen (Leiter: Prof. Dr. H. FRIEDRICHSEN) durchgeführt. Dafür sei herzlich gedankt. Die Mikrosonden-Analysen der Klinopyroxene verdanke ich Herrn Prof. Dr. P. METZ und Herrn D. MANGLIERS (Mineralogisches Institut Tübingen). Für hilfreiche Diskussionen danke ich Herrn Prof. Dr. W. FRISCH, Herrn Dipl.-Geol. W. HEINZ (Tübingen) und Herrn Univ.-Doz. Dr. F. KOLLER (Wien). Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte die Untersuchungen in dankenswerter Weise durch eine Sachbeihilfe.

LITERATUR

- BENCE, A. E., & A. L. ALBEE (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. – *J. Geol.*, 76:382–403.
- COLINS, E., G. HOSCHEK & H. MOSTLER (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 71/72: 343–378.
- FLOYD, P. A., & J. A. WINCHESTER (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 211–218.
- FRANK, W., & G. RIEHL-HERWIRSCH (1971): Der Metamorphosehiatus zwischen Magdalensberg-Serie und Oberkarbon in Mittelkärnten (Umgebung des Christofberges). – *Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, 108: 139–140.
- FRISCH, W., & J. LOESCHKE (1986): Plattentektonik. – 190 S. (Wiss. Buchges.), Darmstadt.
- FRISCH, W., F. NEUBAUER, M. BROECKER et al. (1987): Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex. – In: FLÜGEL, H., F. SASSI & P. GRECU (Hrsg.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. – S. 209–226 (Alfa Publ.), Bratislava.
- HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, 124: 1–109.
- KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – *Carinthia II, Sonderh.* 16: 78 S.
- KOLMER, H. (1978): Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 108: 31–43.
- LETERRIER, J., R. C. MAURY, P. THONON et al. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 139–154.
- LOESCHKE, J. (1970): Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). – *Oberrhein. geol. Abh.*, 19: 73–100.

- (1977): Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. – Z. dt. geol. Ges., 128: 185–207.
- (1979): Zur Geochemie von Paläovulkaniten und ihrer Bedeutung für die Geodynamik. – Clausth. geol. Abh., 30: 133–145.
- LOESCHKE, J., & H. SCHNEPF (1987): Zur Geologie des Diabaszuges östlich Eisenkappel (Kärnten/Österreich). – N. Jb. Geol.-Paläont. Abh., 174: 303–329.
- MAYNARD, J. B., R. VALLONI & Y. HO-SHING (1982): Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. – In: LEGGETT, J. K. (Hrsg.): Trench-forearc geology: sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins. – S. 551–561 (Blackwell), Oxford.
- MULLEN, E. D. (1983): MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. – Earth Planet. Sci. Lett., 62: 53–62.
- NEUBAUER, F. (1985): Eine präoberordovizische Transgression in der Grauwackenzone (Ostalpen) und ihre Bedeutung für paläozoische Geodynamik und alpidischen Deckenbau. – N. Jb. Geol.-Paläont. Mh., 1985: 46–64.
- NEUBAUER, F., & J. PISTOTNIK (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., 73: 149–174.
- NORRISH, K., & B. W. CHAPPELL (1977): X-ray fluorescence spectrometry. – In: Zussman, J. (Hrsg.): Physical methods in determinative mineralogy. – S. 201–277 (Academic Press), London.
- PEARCE, J. A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: THORPE, R. S. (Hrsg.): Andesites. – S. 525–548 (Wiley), Chichester.
- (1983): A "user's guide" to basalt discrimination diagrams. – 37 S., The Open University, Milton Keynes (Unveröff.).
- PEARCE, J. A., & M. J. NORRY (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., 69: 33–47.
- POLDERVAART, A., & H. H. HESS (1951): Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. – J. Geol., 59: 472–489.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1970): Zur Altersstellung der Magdalensberg-Serie – Mittelkärnten, Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19: 195–214.
- SCHMINCKE, H. U. (1982): Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. – In: VON RAD, U., K. HINZ, M. SARNTHEIN et al. (Hrsg.): Geology of the Northwest African continental margin. – S. 273–306 (Springer), Berlin.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. Bundesanst., 33: 124 S.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. J. LOESCHKE, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen.