

Geochemische Untersuchungen an Metavulkaniten der Veitscher Decke/ Grauwackenzone

Von W. PROCHASKA und F. EBNER

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen

(Vorgelegt in der Sitzung der mathem.-naturw. Klasse am 24. Juni 1988 durch das K. M.
EUGEN F. STUMPFEL)

1. Zusammenfassung

In der Literatur werden gelegentlich Grüngesteine aus dem Karbon der Veitscher Decke der östlichen Grauwackenzone erwähnt. Detaillierte Untersuchungen zur Genese dieser Gesteine fehlten bisher. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen, daß es sich hierbei aufgrund der geologischen, petrographischen und geochemischen Verhältnisse um Metatuffe handelt. Ihre geochemische Zusammensetzung weist sie als Abkömmlinge tholeiitischer Intraplattenbasalte aus, die aus lithofaziellen Gründen als kontinentale Bildungen gebunden an synsedimentäre Bruchtektonik interpretiert werden.

2. Einleitung und Problemstellung

Eine Reihe von Modellen versucht, die Paläogeographie der oberostalpinen Karbonvorkommen und den mehraktigen Ablauf der variszischen Orogenese in den Ostalpen zu erklären (FLÜGEL, 1977; SCHÖNLAUB, 1979; SCHARBERT & SCHÖNLAUB, 1980; FRISCH et al., 1983; RATSCHBACHER, 1984 b; EBNER et al., 1986). Danach kommt der Ablagerungsraum des ostalpinen Karbons übereinstimmend zwischen einem nördlich gelegenen altvariszisch (bretonisch) geformten und granitisch intrudierten Kristallin und einem im S synchron einsinkenden Flyschtrog (Hochwipfel-Flysch der Karnischen Alpen und Südkarawanken) zu liegen.

Die Karbonvorkommen des Grazer Paläozoikums, Mittelkärntens, der Norischen Decke der Grauwackenzone und der Südkarawanken zeigen pelagische Faziesentwicklung, in der sich die orogenen Bewegungen in Form von Schichtlücken, Erosionshorizonten, Brekzien- und Mischfaunenbildungen dokumentieren (EBNER, 1978; EBNER et al., 1986). Der Mittelkärntner Raum kann innerhalb dieses Bereiches seit dem Nachweis einer vulkandetrithischen Grauwacken-Folge (NEUBAUER & HERZOG, 1985) als verbindendes Element zu den Südalpen angesehen werden, in deren Karbon-Flyschentwicklung VAI 1975 eine durch Keratophyre und Diabase dominierte Abfolge als Dimon-Formation abtrennt.

Die karbonen Einheiten der Veitscher Decke und von Nötsch gehören aufgrund ihrer Litho- und Biofazies einem terrigen stark beeinflussten marinen Flachwasserraum an. Dieser lag im skizzierten Ablagerungsraum in nördlichster Position und nahm molasseähnliche

Sedimente im Vorland des bretonisch geformten Kristallins auf. Schwermineralspektren und Geröllkomponenten weisen in der Veitscher Decke auf ein sauer plutonisches Liefergebiet mit s-type Graniten (RATSCHBACHER & NIEVOLL, 1984, STATTEGGER, 1982) unter geringer Beteiligung von Metamorphiten (Glimmerschiefer, Phyllite) hin (CORNELIUS, 1952).

Das Karbon der Veitscher Decke (oberes Visé – ? Westfal) dürfte als altvariszische Molasse (FLÜGEL, 1977) weder eine variszische Deformation noch eine präalpidische Metamorphose aufweisen (RATSCHBACHER, 1984). Die Deformation des Grundgebirges ist bretonisch. Die Veitscher Decke kann nach letztgenanntem Autor in folgende Formationen gegliedert werden:

- Sunk-Formation (? Westfal),
- Triebenstein-Formation (oberes Visé – Namur),
- Steilbachgraben-Formation (oberes Visé).

In der Steilbachgraben-Formation sind auch die Magnesite situiert, die als kleine, linsige Körper auftreten. Weiters beinhaltet diese Formation in ihren liegenden Anteilen an mehreren Lokalitäten die bisher meist nur als „Grünschiefer“ (z. B. FELSER, 1977) bezeichneten basischen Metavulkanite. Petrographische und geochemische Untersuchungen gemeinsam mit bekannten sedimentologischen Merkmalen sollen helfen, das Tektonenenvironment dieser Vulkanite zu klären und in das oben skizzierte paläogeographische Bild einzugliedern.

3. Vorkommen von Metavulkaniten in der Veitscher Decke

Veitsch. NIEVOLL, 1983.

Es werden Grünschiefer aus dem Karbon der Veitsch ohne nähere Angaben beschrieben.

Oberdorf Hohenburg. FELSER, 1977; HAMMER, 1925; LESKO, 1960.

An der Grenze Magnesit–Kalk tritt ein massiges, nur selten leicht geschiefertes Grüngestein (Tuffabkömmling) gemeinsam mit gebändertem weißen Marmor auf.

Bruck/Mur (Steinbruch Gloriette). RATSCHBACHER, 1984 a, 1984 b.

An der Basis des Steinbruchprofils treten cm bis dm mächtige Metatuffite auf, die an Kalkmarmore gebunden sind.

Utschtal. HAUSER, 1938; BÄK, 1978.

Es wird hier ein Grünschiefer-Marmor-Komplex innerhalb der höher metamorphen Gesteinsgruppe beschrieben. Dieser bildet die Basis der Veitscher Decke.

Lassing (Sonnseite). RATSCHBACHER, 1984 b; PROCHASKA (im Druck).

Basische Metatuffite treten in Verknüpfung mit Dolomiten, aber auch besonders mit weißen, grobkristallinen Kalkmarmoren auf (Steilbachgraben-Formation).

Leoben (Häusberg). HAUSER, 1938; FELSER, 1977; PANZER, 1985.

Die Folge beginnt mit blättrigem Grünschiefer, darüber treten phyllitische Schiefer mit dunklen Kalken mit Crinoiden und

Korallen auf. Es folgen graublau bis gelblichweiße, leicht kristalline Kalke, die lokal in Dolomite übergehen. Am E-Hang tritt in dieser Abfolge auch Magnesit auf.

Wald/Schoberpaß (Eggeralpe). HAUSER, 1940; METZ, 1940; ZEISSEL, 1986.

Die Grünschiefer sind hier mit Graphitschiefern verknüpft oder wechsellagern mit dunklen Karbonkalen.

Kurze Teichen (Kalwang). METZ, 1940.

Die Metavulkanite sind hier in primärem Kontakt mit karbonen Schiefen aufgeschlossen.

Bärnbach. HAMMER, 1938; HIESSLEITNER, 1958; WASSERTHAL, 1982.

Die Grünschiefer stehen in enger Beziehung zu Kalkphylliten und Serizitphylliten. Sowohl massige Varietäten als auch Tuffabkömmlinge werden beschrieben.

4. Petrographische Beschreibung der Metabasite

Die mineralogische Zusammensetzung und das Gefüge der hier als Grünschiefer bezeichneten Gesteine sprechen dafür, daß sie aus ehemaligen Tuffen bzw. Tuffiten abzuleiten sind. Nur selten und an vereinzelt Aufschlüssen, so z. B. nördlich von Altlassing, konnte ein eher massiger Typ von Grünschiefer aufgefunden werden, bei dem es sich möglicherweise um einen Basaltabkömmling handelt.

Aufgrund der sehr schlechten Aufschlußverhältnisse sind die einzelnen Grünschieferlagen lateral nicht weiter zu verfolgen. Die Anzahl dieser basischen Einschaltungen und ihre Mächtigkeit ist stark schwankend. Die maximale Mächtigkeit der einzelnen Lagen liegt bei etwa 10 bis 20 m, es können aber auch nur einige cm mächtige Einschaltungen in den Karbonatgesteinen beobachtet werden.

Die Grenze der Grünschiefer zu den Karbonatgesteinen ist immer scharf, die Übergänge sind, wenn überhaupt vorhanden, nur wenige mm mächtig. In diesem Fall findet man einen geringen Chloritgehalt in den Karbonaten, der vom Grünschiefer weg rasch abnimmt. Es gibt aber sehr häufig einige mm mächtige Marmorlagen in den Grünschiefern, die sicherlich primär sedimentäre Karbonateinschaltungen in den Tuffiten waren. Gelegentlich tritt stärkere Verunreinigung der Grünschiefer durch pelitisches Material, das heute als dunkler, etwas graphithaltiger Phyllit vorliegt, auf. Diese Übergänge von vulkanisch dominierten Grünschiefern zu pelitischen Schwarzschiefern sind immer kontinuierlich.

Sehr auffallend ist, daß die Grünschiefer hauptsächlich mit Kalzitmarmoren auftreten. Diese Marmore weisen mit einem durchschnittlichen Gehalt von 909 ppm die höchsten Sr-Gehalte der untersuchten Karbonate auf. Der hohe Sr-Gehalt und das Fehlen von Fossilresten in diesen Gesteinen kann möglicherweise darauf zurückzuführen sein, daß es sich hierbei um primäre Aragonitausfällungen handelt, wobei auffällt, daß diese Kalzitmarmore immer mit den hier untersuchten Grünschiefern vergesellschaftet sind. Allerdings liegen die Sr-Gehalte

rezenten Aragonite bei weit höheren Werten. Grünschiefer aus Dolomiten und Magnesiten sind bisher nicht bekannt.

Die Grünschiefer zeigen meist eine recht einheitliche Ausbildung. Es handelt sich um dünnstiefrige phyllitische Gesteine, bei denen im allgemeinen außer den Schichtsilikaten an den Schieferungsflächen kein Gemengteil makroskopisch zu erkennen ist.

Die Hauptgemengteile sind Chlorit, Quarz, Kalzit, Klinozoisit, untergeordnet Albit und Serizit. Als Nebengemengteile treten Ti-Mineralen – hier im speziellen Titanit – Apatit, Zirkon und auch gelegentlich Turmalin auf.

Chlorit ist der Hauptgemengteil dieser Gesteine. Er tritt in gut definierten Lagen auf, die die Schieferung des Gesteins bewirken. Die häufig beobachtete Verwachsung von Biotit und Chlorit parallel der Basis wird meist dahingehend interpretiert, daß Chlorit hier retrograd aus Biotit entsteht.

In den massigeren Varietäten ist die Lagenstruktur der Chlorite nicht so deutlich ausgeprägt wie in den schiefrigen Varietäten. Weiters konnte in diesen Gesteinen kein Biotit beobachtet werden.

In allen Grünschiefertypen sind die Quarze sehr gut rekristallisiert. Diese Entwicklung führt bis zur Anlage diskordanter und konkordanter Quarzgänge, die wohl als metamorphe Mobilisate aufzufassen sind.

Der Feldspat ist in den untersuchten Gesteinen immer Albit, der in mehreren Erscheinungsformen auftritt. In den massigen Basaltabkömmlingen zeigt der Feldspat in dem oben erwähnten feinkörnigen Quarzgrundgewebe eine ausgeprägte porphyroblastische Textur. Die polysynthetisch verzwilligten Albite werden in diesem Gestein etwa 1 bis 2 mm groß. Immer wieder sind Anzeichen postkristalliner Deformation zu sehen. Die Albite sind immer idiomorph, zeigen keinerlei Umwandlungerscheinungen und sind frei von Einschlüssen. Der modale Plagioklasgehalt ist in diesem Gesteinstyp relativ hoch, er liegt bei etwa 20 bis 30 %.

In den schiefrigen Grünschieferabkömmlingen tritt Plagioklas nur sehr selten auf. Es handelt sich hierbei um rundliche, nicht verzwilligte Porphyroblasten, deren Korngröße über 0,5 mm kaum hinausgeht. Diese Albite sind gelegentlich serizitisiert und weisen Einschlüsse von Epidot und Ti-Mineralien auf.

Epidot/Klinozoisit tritt in allen Grünschiefern, speziell in den schiefrigen, karbonatbetonten Typen auf. Epidot und Klinozoisit kommen gelegentlich im selben Gestein vor. Klinozoisit ist zumeist größer und idiomorph säulig ausgebildet. Häufig findet man Epidot in einzelnen Lagen angereichert, was durchaus auf einen primären inhomogenen Stoffaufbau zurückzuführen ist.

Die weitaus wichtigsten Nebengemengteile in diesem Gestein sind die Ti-Mineralien Ilmenit, Leukoxen und Titanit. Letzterer ist der wichtigste Ti-Träger und tritt in zahlreichen kleinen ($< 0,1$ mm)

Individuen auf. Er ist häufig in den Chlorit/Biotitlagen angereichert. Der größte Teil des Titanits scheint sich aus dem Ti-Gehalt des ursprünglichen Biotits gebildet zu haben. Nicht selten findet man auch die Umwandlung von Ilmenit zu Leukoxen und weiter zu Titanit. Die reliktschen Ilmenite sind immer von Leukoxensäumen umgeben. Rutil tritt in diesen Gesteinen im Gegensatz zu hydrothermal veränderten Typen in Zusammenhang mit vertalkten Störungen (PROCHASKA, im Druck) nur selten auf.

Akzessorisch kommen hier noch Apatit und ein brauner Turmalin vor.

5. Geochemische Ergebnisse

Die hier untersuchten Metabasite aus dem Karbon der Veitscher Decke stammen aus Lassing bei Liezen und vom Häuslberg bei Leoben. Zu Vergleichszwecken wurden auch Grüngesteine aus den Ennstaler Phylliten (Öblarn, Walchen) und aus dem Altpaläozoikum der Norischen Decke aus dem Semmeringgebiet untersucht. Die Analyseergebnisse sind im Anhang (Tab. 1 und 2) aufgelistet.

Da es sich bei den untersuchten Gesteinen aufgrund ihres Gefüges um Metatuffe bzw. Tuffite handelt, wird hier zur Trennung der alkali-basaltischen und tholeiitischen Magmen das Diagramm Zr/P_2O_5 -Nb/Y (WINCHESTER & FLOYD, 1976) verwendet. Die zu diesem Zweck übliche Darstellung SiO_2 /Alkalien ist hier wohl nicht verwendbar, da die Alkalien

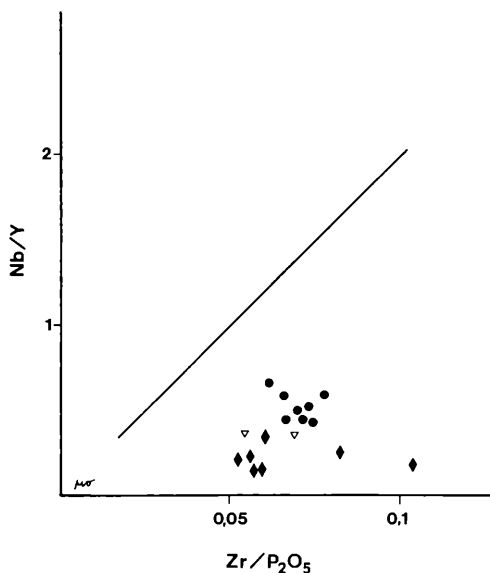


Abb. 1: Im Diagramm Zr/P_2O_5 -Nb/Y zeigen die Grünschiefer aus dem Karbon der Grauwackenzone deutlich tholeiitischen Charakter (nach WINCHESTER und FLOYD, 1976). Legende wie in Abb. 5.

im Zuge der Metamorphose sehr mobil sind und der SiO_2 -Gehalt durch die verschieden starke tuffitische Beeinflussung sehr stark schwankt. Die Elemente Zr, Ti, Y, Nb, werden allgemein für wenig mobil gehalten, sie können daher gut zur Charakterisierung des ursprünglichen magmatischen Gesteins verwendet werden. In Abb. 1 ist deutlich zu sehen, daß alle untersuchten Karbongesteine in den Bereich der Tholeiite fallen, wobei auch das Verhältnis Nb/Y 1 ist, was für tholeiitische Basalte typisch ist. Im Vergleich dazu liegen die beiden Proben aus dem Altpaläozoikum der Ennstaler Phyllite im Bereich der Alkaligesteine.

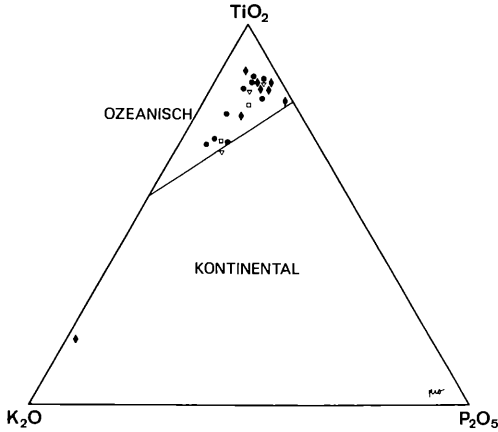


Abb. 2: Projektion aller analysierten Proben in das Diagramm TiO_2 - K_2O - P_2O_5 , nach PEARCE et al. (1975). Legende wie in Abb. 5.

Eine prinzipielle Möglichkeit zur Unterscheidung von ozeanischen und nichtozeanischen Gesteinen wird von PEARCE et al. (1975) gegeben. Im Dreiecksdiagramm TiO_2 - K_2O - P_2O_5 (Abb. 2) fallen die untersuchten Gesteine fast ausschließlich ins ozeanische Feld. Nur die oben erwähnten sehr stark sedimentär beeinflussten Gesteine fügen sich aufgrund ihres hohen K_2O -Gehaltes nicht in diesen Trend. Der ozeanische Charakter der untersuchten Grüngesteine zeigt sich also sehr deutlich, eine Veränderung durch eine spätere metamorphe Beeinflussung der Gesteine braucht hier nicht in Betracht gezogen zu werden. Eine metamorphe Beeinflussung von ozeanischen Basalten würde bewirken, daß sich die Projektionspunkte im vorliegenden Diagramm in Richtung K_2O -Ecke verschieben würden, was hier allerdings nicht beobachtet werden kann.

Bei einer Probe aus dem Karbon bei Leoben ist eine sehr starke sedimentäre Beeinflussung daran zu erkennen, daß der Projektionspunkt der Analyse nahe der K_2O -Ecke in dieser Abbildung liegt.

Bei der Interpretation dieses Diagramms ist allerdings zu berücksichtigen, daß gewisse basische Gesteine, die an frühe Riftstrukturen

gebunden sind oder parallel zu mittelozeanischen Strukturen auftreten (z. B. Baffin Island Basalts oder Deccan Traps), trotz durchaus kontinentaler Charakteristika bei dieser Darstellung ins ozeanische Feld fallen.

Eine weitere Möglichkeit, die ehemalige geotektonische Position basaltischer Abkömmlinge zu ermitteln, bietet das Diagramm Zr-Ti (Abb. 3) nach PEARCE et al. (1981). Mit Hilfe dieser beiden an sich immobil Elemente können Inselbogenbasalte, mittelozeanische Basalte und Intraplattenbasalte unterschieden werden. Eine zweifelsfreie, eindeutige Zuordnung der untersuchten Grünschiefer zu einem dieser Magmentypen ist hier nicht mit absoluter Sicherheit möglich, da die Projektionspunkte der Karbongrünschiefer sowohl im Feld der Intraplattenbasalte als auch im Bereich der mittelozeanischen Basalte liegen. Die Mehrzahl der Projektionspunkte liegen im Bereich der Intraplattenbasalte, Inselbogenbasalte scheiden aufgrund dieser Diskriminierung aus. Die Grünschiefer aus dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone aus dem Semmeringgebiet zeigen eine gewisse geochemische Ähnlichkeit mit mittelozeanischen Basalten. Eine Charakterisierung des geotektonischen Milieus dieser Gesteine kann aber in dieser Arbeit nicht erfolgen.

Mit Hilfe des Diagramms Zr-Zr/Y (Abb. 4 nach PEARCE & NORRY, 1979) kann ebenfalls zwischen Intraplattenbasalten, mittelozeanischen Basalten und Inselbogenbasalten unterschieden werden. Die untersuchten Grünschiefer aus dem Karbon fallen sehr deutlich in den Bereich der Intraplattenbasalte, auch ist die Streuung der Projektionspunkte hier

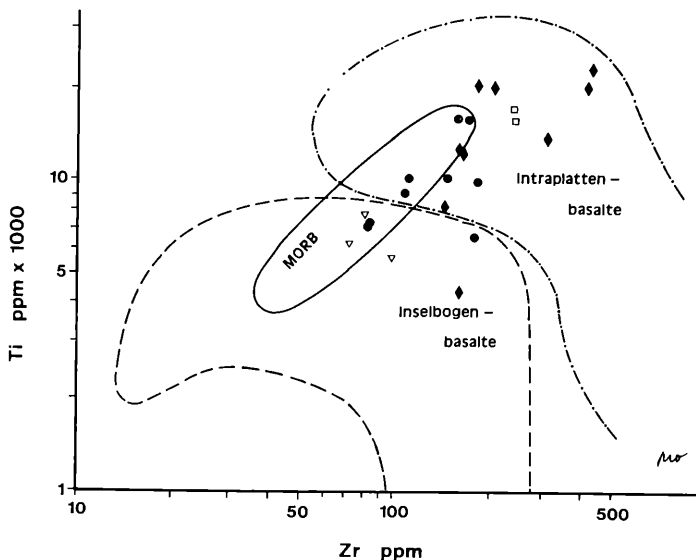


Abb. 3: Zr-Ti-Diagramm für die Metavulkanite der Veitscher Decke nach PEARCE et al. (1981). Legende wie in Abb. 5.

nicht so stark wie im Diagramm Zr-Ti. Die Grünschiefer aus der Norischen Decke zeigen auch in dieser Darstellung eine deutliche Affinität zu den mittelozeanischen Basalten.

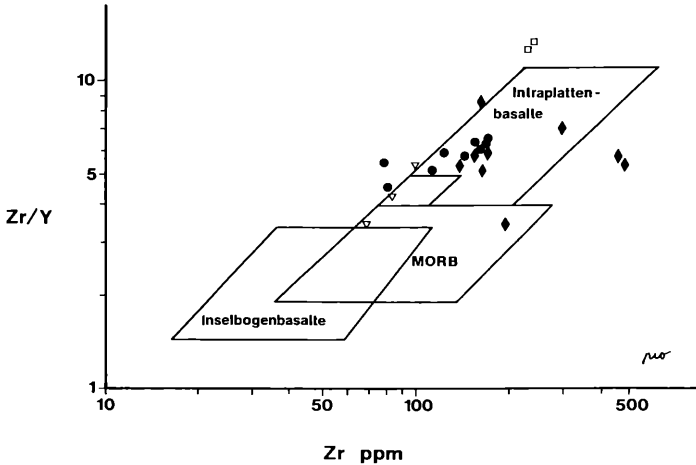


Abb. 4: Darstellung analysierter Metavulkanite der Veitscher Decke im Diagramm Zr-Zr/Y zur Unterscheidung von Inselbogenbasalten, mittelozeanischen Basalten und Intraplattenbasalten (nach PEARCE und NORRY, 1979). Legende wie in Abb. 5.

Eine sehr übersichtliche und zusammenfassende Methode der Darstellung des Chemismus ehemaliger Basalte nach PEARCE (1982) ist in Abb. 5 wiedergegeben. Hier werden die wichtigsten signifikanten Spurenelemente in der Reihenfolge nach dem aufsteigenden Ionenpotential normiert auf MORB aufgetragen. Die dabei entstehenden geochemischen Muster sind typisch für bestimmte geotektonische Positionen der dargestellten Basalte. Die Gesteine aus dem Karbon der Veitscher Decke zeigen nun ein typisches Verteilungsmuster, wie es für Intraplattenbasalte üblich ist. Die für tholeiitische Intraplattenbasalte charakteristische Anreicherung der Elemente mit geringem und mittlerem Ionenpotential ist hier deutlich ausgeprägt. Die geochemischen Muster der Karbongesteine in dieser Darstellung lassen sich am besten mit tholeiitischen Intraplattenbasalten vergleichen. In Abb. 5 ist zum Vergleich die Spurenelementverteilung tholeiitischer Hawaiiibasalte eingetragen. Sie zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit den hier untersuchten Gesteinen, was deutlich für den Intraplattencharakter der Metabasite aus der Veitscher Decke spricht, wenngleich es sich bei diesen Gesteinen nicht zwingend um ozeanische Inseltholeiite handeln muß. Die besonders bei den Karbongesteinen deutlich ausgeprägte positive Ce-Anomalie ist wohl auf eine sedimentäre Verunreinigung der ehemaligen Tuffe zurückzuführen.

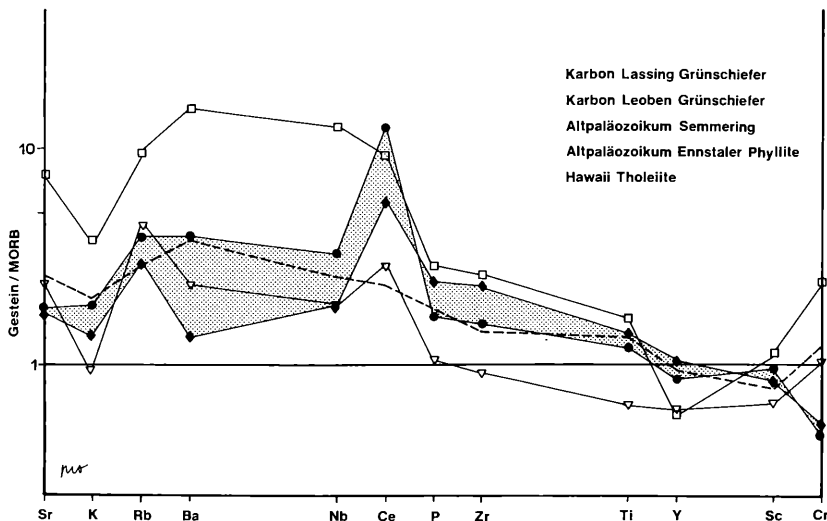


Abb. 5: Geochemische Muster der untersuchten Metavulkanite. Als Beispiel für typische Intraplattenbasalte ist die durchschnittliche Zusammensetzung der Hawaiiitholeiite dargestellt (nach PEARCE 1982).

6. Diskussion

Die petrographischen und geochemischen Befunde zeigen eindeutig eine vulkanogene Herkunft der Grünschiefer aus der Veitscher Decke an, bei denen es sich ausnahmslos um Tuffe bzw. Tuffite handelt. Massige Varietäten als Hinweis auf eventuelle Eruptionszentren sind nicht bekannt.

Die oben dargestellten geochemischen Untersuchungen weisen die Metatuffite als Abkömmlinge tholeiitischer Intraplattenbasalte aus. Eine eindeutige Zuordnung der untersuchten Gesteine zu kontinentalen oder ozeanischen Intraplattenbasalten nur auf geochemischer Basis ist nicht möglich.

Interpretiert man die geochemischen Ergebnisse dahingehend, daß die untersuchten Grüngesteine als ozeanische Intraplattenbasalte (vergleichbar mit Typus Hawaii) gedeutet werden, muß ein Ferntransport des vulkanischen Materials angenommen werden. Entsprechende ozeanische Vulkanzentren sind im Karbon des Oberostalpins nicht anzunehmen, zumal mit Ausnahme der vulkanoklastisch beeinflussten flyschoiden Schichtfolgen und eines Diabasganges (Aich) im Mittelkärntner Raum (NEUBAUER & HERZOG, 1985) und fraglicher Vulkanitabkömmlinge in den Eisenerzer Schichten der Norischen Decke keine vulkanischen Gesteine aus dem Karbon bekannt sind. Karbone Vulkanite größerer Mächtigkeiten wie Pyroklastika und Laven basaltischer und andesitischer

Tabelle 1: RFA-Gesamtgesteinsanalysen von Grünschiefern aus dem Karbon der Veitscher Decke/Grauwackenzone

L A S S I N G									
	PR-LA-2	PR-LA-3	PR-LA-9	PR-LA-22	PR-LA-23	PR-LA-27	PR-LA-29	PR-LA-51	PR-LA-52
SiO ₂	30,82	44,93	55,13	36,59	45,17	51,58	41,97	48,07	44,54
TiO ₂	1,51	1,23	1,08	1,66	2,38	1,20	2,37	1,68	1,80
Al ₂ O ₃	10,87	13,61	17,91	10,16	12,73	15,11	12,74	13,49	14,41
FeO	8,60	8,93	8,49	8,44	11,13	10,16	10,65	11,32	13,10
MnO	0,12	0,17	0,10	0,19	0,09	0,17	0,14	0,20	0,20
MgO	4,05	7,28	3,81	4,70	9,39	5,94	7,05	6,53	7,61
CaO	24,05	9,72	2,41	18,06	6,26	9,12	9,65	12,23	11,68
Na ₂ O	2,69	3,64	7,38	2,72	2,53	3,86	3,11	2,68	2,07
K ₂ O	0,55	0,26	0,08	0,48	0,18	0,13	0,75	0,10	0,08
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,18	0,26	0,24	0,11	0,25	0,16	0,22
GV	16,13	8,86	2,27	15,88	8,83	2,43	10,30	2,55	3,50
Total	99,54	98,75	98,85	99,15	98,94	99,82	98,99	99,02	99,22
Nb	11	8	12	16	14	8	16	10	12
Zr	109	81	171	173	169	82	154	115	147
Y	18	15	27	27	27	18	24	22	26
Sr	224	143	195	233	122	147	168	354	320
Rb	10	7	6	12	4	7	19	4	4
Pb	5	26	19	4	1	5	3	5	7
Zn	63	86	88	66	87	84	94	84	117
Cu	55	64	19	57	81	16	124	242	38
Ni	70	55	—	66	127	57	122	35	50
Co	10	58	14	25	42	62	58	64	76
Cr	82	202	79	79	79	185	79	168	150
V	236	195	163	208	346	195	315	267	276
Ce	52	36	36	55	63	55	121	54	61
Ba	173	95	—	144	71	102	64	59	42
Sc	53	32	21	33	40	41	37	44	50

Tabelle 1: Fortsetzung

LEOBEN									
	PR-LB-2	PR-LB-3	PR-LB-5	PR-LB-6	PR-LB-8	PR-LB-9	PR-LB-10	PR-LB-11	PR-LB-12
SiO ₂	46,96	51,66	45,30	80,35	45,29	55,22	51,57	44,85	47,60
TiO ₂	2,09	2,23	2,07	0,70	3,24	1,80	1,45	3,64	3,32
Al ₂ O ₃	15,13	14,37	13,90	11,09	14,45	13,21	15,91	15,09	13,20
FeO ^{*)}	10,25	10,22	10,28	2,54	13,02	14,47	9,02	17,65	15,24
MnO	0,19	0,19	0,19	0,01	0,20	0,34	0,13	0,25	0,22
MgO	7,69	4,86	6,19	1,03	7,08	1,56	8,05	4,92	5,74
CaO	8,79	6,67	8,53	0,09	7,59	6,22	4,16	4,67	8,56
Na ₂ O	3,72	4,50	3,20	0,02	3,97	4,78	4,71	3,34	3,94
K ₂ O	0,14	0,40	0,06	3,33	0,21	0,21	0,07	0,08	0,25
P ₂ O ₅	0,28	0,29	0,32	0,04	0,36	0,79	0,23	0,84	0,20
GV	2,97	3,27	9,16	1,95	2,97	0,69	5,09	2,89	0,92
Total	98,22	98,67	99,21	101,15	98,39	99,32	100,40	98,23	99,20
Nb	6	8	6	15	6	13	9	13	8
Zr	157	302	168	162	196	464	139	483	165
Y	27	43	28	19	57	83	26	91	32
Sr	277	210	167	39	221	264	101	217	148
Rb	4	9	5	64	5	5	5	3	5
Pb	3	9	8	12	4	14	8	8	9
Zn	82	112	87	31	118	162	118	177	111
Cu	54	34	38	20	27	—	14	310	63
Ni	45	9	35	—	15	5	3	9	—
Co	59	41	61	37	60	—	49	35	59
Cr	174	79	151	145	79	79	159	79	79
V	260	271	278	93	386	128	201	341	473
Ce	56	61	59	405	758	1019	168	79	66
Ba	—	40	—	437	—	61	2520	—	—
Sc	34	30	40	10	35	31	26	31	41

*) Fe_{tot} als FeO

Tabelle 2: RFA-Gesamtgesteinsanalysen von Grünschiefern aus der Norischen Decke und aus den Ennstaler Phylliten

	SEM MERING			ENNSTALER PHYLLITE	
	PR-SE-1	PR-SE-2	PR-SE-3	PR-LA-49	PR-LA-50
SiO ₂	48,45	56,48	50,23	43,06	46,93
TiO ₂	1,03	0,73	1,22	2,66	2,40
Al ₂ O ₃	14,75	16,70	14,88	11,29	10,14
FeO ^{*)}	10,31	8,51	9,66	11,15	9,75
MnO	0,18	0,20	0,17	0,17	0,13
MgO	7,30	5,46	6,55	9,41	10,22
CaO	10,58	3,31	8,19	15,21	12,79
Na ₂ O	3,15	4,32	2,47	1,41	1,86
K ₂ O	0,11	0,25	0,06	0,81	0,32
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,15	0,35	0,33
GV	4,20	4,09	6,21	3,33	4,50
Total	100,18	100,17	99,80	98,86	99,41
Nb	7	6	7	50	35
Zr	69	101	82	229	241
Y	20	18	19	18	18
Sr	116	207	542	760	1077
Rb	9	13	5	24	14
Pb	12	16	20	10	10
Zn	81	131	82	152	97
Cu	78	1	8	34	29
Ni	142	4	45	98	272
Co	46	37	46	81	87
Cr	420	153	240	412	823
V	189	145	201	340	271
Ce	23	31	31	96	87
Ba	58	52	31	449	154
Sc	25	25	30	54	37

*) Fe_{tot} als FeO

Natur sind allerdings aus dem Hochwipfelflysch der Südalpen (Dimon-Formation VAI, 1975) bekannt.

Bedingt durch das periadriatische Lineament könnte jedoch zwischen den südalpinen und den ostalpinen Karbonvorkommen ein Krustensegment unbekannter Breite fehlen.

Die gesamte Anordnung des oberostalpinen Karbons könnte nach den eingangs zitierten paläogeographischen Modellen unter Einbeziehung der geochemischen Ergebnisse dahingehend interpretiert werden, daß an den Sedimentationsbereich der marinen Molasse (Veitscher Decke, Nötsch) im Süden ein pelagischer Karbonschelf anschließt, der dann allmählich in die vulkanogen beeinflussten Flyschablagerungen (Mittelkärnten, Südalpen) überleitet. Schichtlücken, Mischfaunenbildung und Geröllhorizonte in den oberostalpinen pelagischen Karbonvorkommen

deuten darauf hin, daß diese Faziesgestaltung mit synsedimentärer Bruchtektonik verbunden war. Tiefgreifende Bruchlinien können somit als Zufuhrwege für die geforderten kontinentalen Intraplattenvulkanite angenommen werden. Auch für diese Interpretation gilt, daß Ausbruchszentren zur Zeit nicht bekannt sind.

VOZÁROVÁ und VOZÁR (1988) berichten von basischen Vulkaniten aus den Nordgemeriden, die mit Magnesit-führenden Gesteinen verknüpft sind, die zeitlich, lithologisch und auch in ihrer großtektonischen Position mit dem Karbon der Veitscher Decke vergleichbar sind. Sie interpretieren diese Gesteinsabfolgen als Bildungen in einem Restbecken über der aktiven Kollisionszone des Tatroveporischen und Gemerischen Blocks. Aufgrund dieser Situation und des lithochemischen Charakters deuten sie diese basaltischen Gesteine als orogene Bildungen.

Die Untersuchungen werden fortgesetzt und sollen auf das gesamte ostalpine Karbon ausgedehnt werden.

Literatur

- BÄK, H. (1978): Die Geologie des Mugel-Nordabhanges und des Raumes Kaisersberg-Fressenberg. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 214 Seiten.
- CORNELIUS, H. P. (1952): Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzer Becken. – Mitt. Geol. Ges., Wien, 42–43, 1–234.
- EBNER, F. (1978): Die sedimentäre Entwicklung des Unterkarbons in Österreich. – Schriftenreihe erdwiss. Komm. Öst. Akad. Wiss., Wien, 3, 179–190.
- EBNER, F., FENNINGER, A., RATSCHBACHER, L. (1986): Stratigraphy, Tectonics, and Paleogeography of Lowgrade Carboniferous Strata in Austria: A Compilation. – Abstr. IGCP No. 5 Final Meeting, 19–22, Cagliari.
- FELSER, K. (1977): Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). BHM, Leoben, 122, 17–23.
- FLÜGEL, H. W. (1977): Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 659–674, Stuttgart.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F., SATIR, M. (1983): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rundschau, 73, 46–68, Stuttgart.
- HAMMER, W. (1925): Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. – Jb. Geol. B.-A. Wien, 74, 1–34.
- HAUSER, L. (1938): Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiet der Kaintaleckschollen. – Jb. Geol. B.-A. Wien, 88, 217–259.
- HAUSER, L. (1940): Gesteinskundliche Studie des Profiles Eggeralpe – P. 1996 bei Wald (Obersteiermark). – Mitt. Reichst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, 1, 221–236.
- HIESSLEITNER, G. (1958): Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone zwischen Admont–Selztal–Liesen. – Jb. Geol. B.-A. Wien, 101, 35–79.

- LESKO, I. (1960): Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Raume Oberdorf a. d. Laming, Steiermark. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 11, 3–65.
- METZ, K. (1940): Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, 1, 161–220.
- NEUBAUER, F., HERZOG, V. (1985): Das Karbon der Stolzalpendecke Mittelkärntens – Implikationen für die variszische Paläogeographie und Orogenese im Ostalpin. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 6, 105–109, Wien.
- PANZER, H. (1985): Geologische und geochemische Untersuchungen am Magnesitvorkommen vom Häuselberg/Leoben und seinen Nebengesteinen. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Montanuniv. Leoben, 132 S.
- PEARCE, J. A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: THORPE, R. S.: Andesites – Orogenic Andesites and Related Rocks. 724 Seiten, Verlag John Wiley and Sons, Chichester – New York – Brisbane – Toronto – Singapore.
- PEARCE, J. A., ALABASTER, T., SHELTON, W. A., SEARLE, M. P. (1981): The Oman Ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. Phil. Trans. R. Soc., A 300, 299–317.
- PEARCE, J. A., NORRY, M. J. (1979): Petrogenetic Implication of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33–47
- PEARCE, T. H., GORMAN, B. E., BIRKETT, C. (1975): The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 Diagram: A method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts. – Earth and Planet. Sci. Lett. 24, 419–426.
- PROCHASKA, W.: Geologische und geochemische Untersuchungen an der Talklagerstätte Lassing. – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A. Wien, im Druck.
- RATSCHBACHER, L. (1984 a): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Nordrahmen des Mugelkristallins auf Blatt 133, Leoben. – Jb. Geol. B.-A. Wien, 127, 235–236.
- RATSCHBACHER, L. (1984 b): Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A. Wien, 127, 423–453.
- RATSCHBACHER, L., NIEVOLL, J. (1984): Die Aussagekraft von Schwermineraldaten aus der Veitscher Decke (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A. Wien, 127, 455–469.
- SCHARBERT, S., SCHÖNLAUB, H. P. (1980): Das Prävariszikum und Variszikum. – In: Oberhauser, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 4–20, Geol. B.-A., Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. Mit einem geochronologischen Beitrag von SCHARBERT, S. – Abh. Geol. B.-A., 33, Wien.
- SATTEGGER, K. (1982): Schwermineraluntersuchungen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. – Verh. Geol. B.-A. Wien, 107–121.
- VAL, G. B. (1975): Hercynian Basin Evolution of the Southern Alps. – In: Geology of Italy (Ed. SOUYRES, C.), 293–298, Tripoli (Earth Sci. Soc. Libya).

- VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. (1988): Late Paleozoic in West Carpathians. – Geologický ústav Dionýza Štúra, 314 S.
- WASSERTHAL, R. (1982): Mikroskopische und geochemische Untersuchungen an der schichtgebundenen Sulfidmineralisation bei Bärndorf (Steiermark/Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arbeit Universität Hamburg.
- WINCHESTER, J. A., FLOYD, P. A. (1976): Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. – Earth Planet. Sci. Lett., 28, 459–469.
- ZEISSL, W. (1986): Geologische und geochemische Untersuchungen im Raume Wald am Schoberpaß (Steiermark). – Unveröff. Dipl.-Arbeit Montanuniv. Leoben, 170 S.

Anschrift der Verfasser: Dr. W. PROCHASKA und Prof. Dr. F. EBNER, Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften
mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse](#)

Jahr/Year: 1988/89

Band/Volume: [197](#)

Autor(en)/Author(s): Prochaska Walter, Ebner Fritz

Artikel/Article: [Geochemische Untersuchungen an Metavulkaniten der
Veitscher Decke/ Grauwackenzone. 191-205](#)