

Teilprojekt 15/O6:

DIE GRÜNGESTEINE VON KARTEIS (GROSSARLTAL, HOHE TAUERN) -
EIN TYPUSPROFIL DES GRÜNGESTEINSZUGES ZEDERHAUSTAL -
GROSSARLTAL - RAURISTAL

F.FINGER & V.HÖCK, Salzburg

Einleitung

Die Grüngesteine (Metabasite, Metagabbros und Serpentine) in den mittleren Hohen Tauern lassen sich in drei größere Gesteinszüge zusammenfassen (HÖCK 1980; HÖCK & MILLER 1980) von denen einer, der dritte (III) vom Fuschertal über Rauris und das Gasteiner Tal bis in den Bereich von Hüttschlag im Großarlal reicht und sich von dort in den Lungau weiter fortsetzt. Ein Teil dieser Metabasiteinheit soll nun im folgenden genauer beschrieben und diskutiert werden.

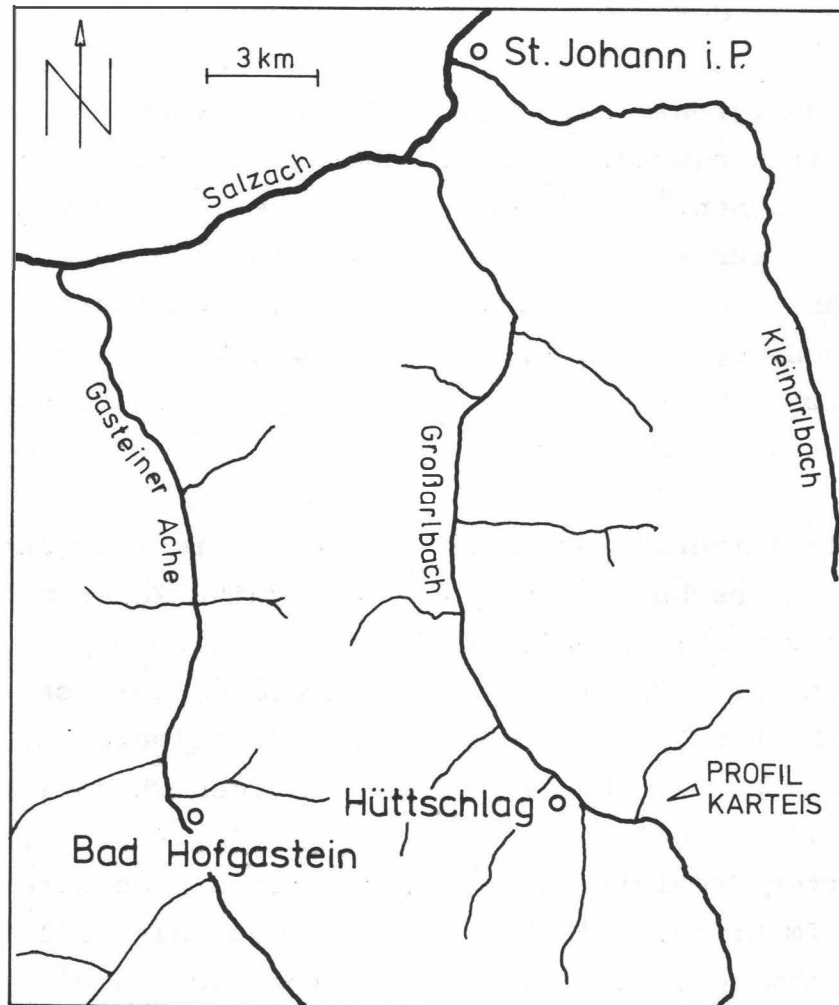
Charakterisierung des Zuges III

Bereits im Kartenbild der geologischen Karte der Umgebung von Gastein (EXNER 1956) fällt auf, daß die Grüngesteine im Raum Gasteinertal-Großarlal wesentlich stärker lamellar gegliedert sind als etwa Grüngesteine im Bereich der Glocknergruppe (CORNELIUS & CLAR 1934: Karte des Großglocknergebietes), und zwar durch zahlreiche geringmächtige Sedimentlagen, vorwiegend Kalkphyllite bzw. Kalkglimmerschiefer, in geringerem Ausmaß auch Schwarzphyllite, die mit Grüngesteinen wechsellagern. Auch im Glocknergebiet können Wechsel von Grüngesteinen und meist mächtigen Kalkglimmerschiefen beobachtet werden, sie lassen sich aber zumindest im Bereich Stubachtal-Kaprunertal zwanglos als tektonische

Vervielfachung im Zuge eines großräumigen Faltenbaues interpretieren (HÖCK unpubliziert). Eine ähnliche Erklärung für die zahlreichen Grünschiefer-Kalkschiefer-wechsellagerungen im Gasteiner-Großarlerraum (WIEBOLS 1948), dürfte aber nicht zutreffen (vgl. auch EXNER 1957). Aber noch andere unterschiedliche Merkmale zwischen den Zügen I und II bzw. III treten auf: Im Glocknergebiet liegen an der Basis der Prasinite vielfach Serpentine, Antigoritschiefer und Gabbros (HÖCK 1981a), die einen tektonischen Kontakt zu den unterlagernden Metasedimenten markieren. Solche, als Kumulate gedeutete Abfolgen dürften aber im Gastein-Großarler Bereich weitgehend fehlen, kleinere Vorkommen wie z.B. im Bereich Siebenspitz-Türchlwand (WSW Bad Hofgastein) stehen nicht im direktem Zusammenhang mit den übrigen Grüngesteinen. Demgegenüber konnte FINGER (1981) an mehreren Profilen insbesondere im Karteisgraben E Hüttschlag den primären Zusammenhang zwischen den unterlagernden Kalkglimmerschiefern und den anschließenden Grünschiefervarietäten wahrscheinlich machen, ein solcher besteht auch zwischen den Grünschiefern und ihrer Metasedimentbedeckung.

Und schließlich ist noch ein drittes Merkmal auffallend, nämlich eine sehr feine rhythmische Bänderung der Grüngesteine meist im mm-Bereich, häufig aber auch im cm-Bereich, die im gesamten Großarler-Gasteiner-Gebiet weit verbreitet ist. Es wechseln dabei dunkle Chlorit- und z.T. auch Magnetitreiche Lagen mit hellen Epidot- und/oder Albit-reichen Lagen ab, die in großer Konstanz über viele Meter weit zu verfolgen sind. Wohl gibt es auch im Glocknergebiet gebänderte Prasinite, etwa im Bereich Franz Joseph-Haus oder N des Kitzsteinhorns, aber die Bänderung ist mächtiger (dm Bereich) unregelmäßiger und besteht nicht aus fast mono- bzw. bimineralischen Lagen, sondern wird nur durch das Vorherrschen eines Minerals, meist Epidot, hervorgerufen und kann auch lateral nicht sehr weit verfolgt werden. Diese Art der Bänderung könnte verstanden werden als Endergebnis einer extremen Auswalzung von Pillows, deren ursprüngliche chemische und mine-

ralogische Unterschiede zwischen Rand und Kern sich in der Bänderung manifestieren (HOLLAND & NORRIS 1979).









Die Unterschiede zwischen den Prasiniten des Glockner-Gebietes, die sich zwanglos aufgrund ihrer Abfolge und geochemischen Zusammensetzung Ozeanbodenbasalten zuordnen lassen (BICKLE & PEARCE 1975; HÖCK 1980, 1981b), und denen des Großarlgebietes ließen es zweckmäßig erscheinen, letztere einer detaillierten Untersuchung in Bezug auf ihren Aufbau, ihre Petrographie und chemische Zusammensetzung zu unterziehen. Dabei erwies sich das Profil entlang der Straße von Karteis in den Karteisgraben nördlich der ersten Kehre in ca. 1080 m Seehöhe (Abb.1) als besonders geeignet, da durch den Straßenbau ein frischer Aufschluß in einer Länge von ca. 200 m praktisch quer durch das gesamte Profil einer

Grünschieferlage geschaffen wurde. Abbildung 2 zeigt ein Säulenprofil dieser Grünschieferlage, das aus dem genannten Straßenaufschluß und einigen kleineren Aufschlüssen in der nächsten Umgebung konstruiert wurde. Die Gesamtmächtigkeit beträgt mindestens 145 m, wobei die Obergrenze nur ungenau erfaßt werden konnte, da sie mit Hangschuttmaterial überdeckt ist. Aus zeichentechnischen Gründen wurden die obersten 80 m des Profils verkürzt, es sind aber im Prinzip alle Variationen in der Abfolge dargestellt. Die Mineralprofile neben dem Säulenprofil zeigen die Variation der wesentlichen Minerale in Abhängigkeit vom Gesteinstyp und der Lage im Profil.

Über Kalkglimmerschiefern an der Basis liegt im untersten Profilabschnitt zunächst eine wenige Meter mächtige Folge von Chlorit-Albit-Schiefern und epidotreichen feingebänderten Prasiniten, die in diesem Bereich wechsellagern. Letztere lassen sich bis Profilmeter 22 verfolgen und werden von einer 5 m mächtigen rhythmischen Sequenz von Chlorit-Albit-Schiefern, albitreichen, feingebänderten Prasiniten und epidotreichen Prasiniten abgelöst. Im Mittelteil (Meter 27-63) wechseln millimeterrhythmische Prasinitbänke, deren Mächtigkeit zwischen mehreren dm und m schwankt, mit graugrünen, homo-

L e g e n d e zu Abb.2

	Kalkglimmerschiefer
	Chlorit-Albit-Schiefer
	Homogener, graugrüner Prasinit
	Epidotreicher, feingebänderter Prasinit
	Albitreicher, feingebänderter Prasinit
	Epidotreiche Lagen in Prasinit

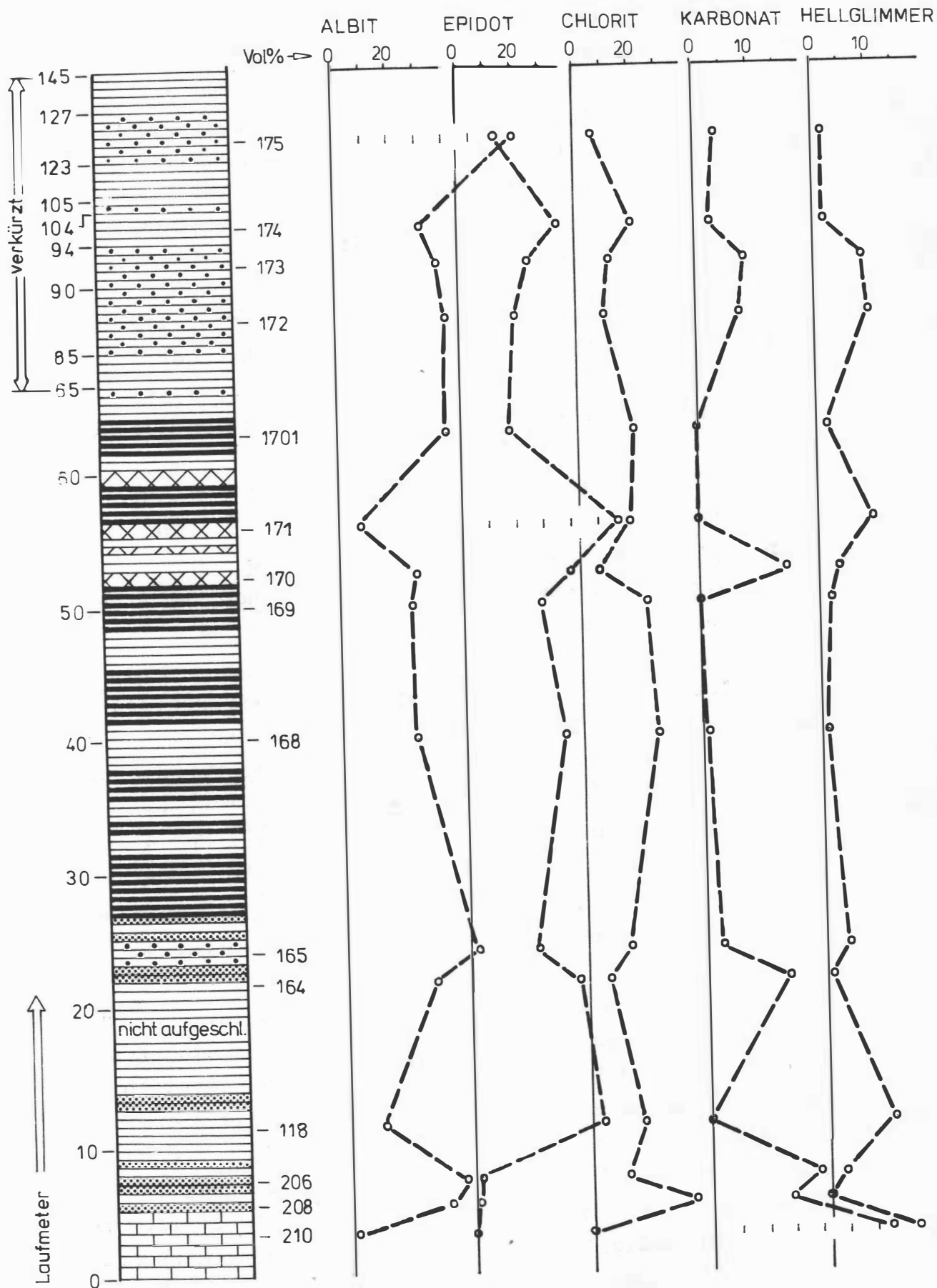


Abb. 2

genen, geschiefert, also nicht gebänderten Prasiniten ab. Zwischen Meter 50 und 60 liegen einige extrem epidotreiche Lagen, zum Teil mit reichlich Kalzit. Im höchsten Teil des Profils wechseln wiederum gelbgrüne epidotreiche feingebänderte Prasinite mit einer Mächtigkeit von Zehnermetern mit ebenso mächtigen Lagen von albitreichen, feingebänderten Prasiniten.

Petrographie

Folgt man der Definition von CORNELIUS & CLAR (1939: 152), können alle Grüngesteine mit Ausnahme der fast epidotfreien Chlorit-Albit-Schiefer petrographisch als "Prasinite" bezeichnet werden, da sie aus den Hauptgemengteilen Albit, Epidot, Chlorit und/oder Amphibol bestehen. Betrachtet man aber darüberhinaus die quantitative Zusammensetzung (Abb.2, Tab.1), so ergeben sich doch recht deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Prasinittypen, die in der Legende zum Profil in Abb.2 angeführt sind.

Die Chlorit-Albit-Schiefer sind schon makroskopisch durch das Fehlen des gelbgrünen Epidotes und die reichliche Phyllosilikatführung gekennzeichnet. Neben Albit (bis zu 50Vol%) und Chlorit (bis zu 40Vol%) treten sehr oft reichlich Karbonat (überwiegend Kalzit) und etwas Quarz und Hellglimmer. Zunahme der letztgenannten beiden Minerale leitet über zu Chloritphylliten, Zunahme von Epidot hingegen führt allmählich zu albitreichen feingebänderten Prasiniten (z.B. m 23/24 im Profil Abb.2). Letztere unterscheiden sich durch ihren hohen Albitanteil (etwa 40-60Vol%) von den epidotreicheren feingebänderten Prasiniten, und sind im allgemeinen auch reicher an Hellglimmer und Karbonat als diese. Die Bänder sind häufig nur mm bis maximal wenige cm mächtig und reichen von dunklen, zum Teil etwas rötlich erscheinenden Lagen über diverse Grünschattierungen hin bis zu hellgelben, ja fast weißen Lagen. Mineralogisch entsprechen diesen Farbschattierungen feinlagige Erzanreicherungen in den dunklen Bändern, oder aber

Tab. 1 : Modalbestände ausgewählter Grüngesteinsvarietäten

	206	208	165	172	173	175	118	164	168	174	169	1701
	Chl.-Ab.-Sch.		Albitreicher feingeb. Pras.				Epidotreicher feingeb. Pras.				graugr. Pras.	
Albit	48	36	49	41	38	67	13	33	28	32	27	40
Epidot	2	1	25	21	25	15	48	40	37	37	29	18
Chlorit	13	38	16	10	12	7	20	8	27	21	24	21
Karbonat	25	15	3	8	9	4	-	15	1	3	-	-
Quarz	5	7	-	6	4	5	6	3	1	1	-	-
Hellglimmer	3	-	4	10	9	2	12	1	1	2	2	2
Biotit	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-
Amphibol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16	10
Titanit	2	3	2	-	-	-	1	2	1	1	2	9
Opak	2	-	1	4	3	-	-	1	1	3	-	-

Chloritreichtum neben Epidot in den dunkelgrünen, dann Epidotanreicherungen neben Chlorit und Albit in den hellgrünen Lagen und schließlich Albitvormacht in den blaßgrünen bis weißen Bändern. Dazu kommt noch lagig angereicherter Hellglimmer, meist verbunden mit Chlorit und Epidot, sowie Karbonat (vorwiegend Kalzit). Quarz ist meist in geringen Mengen vorhanden, Amphibol fehlt.

Die graugrünen, homogenen Prasinite sind wohl verschiefert, aber nicht gebändert, und sie führen im Gegensatz zu den anderen Varietäten immer reichlich Amphibol, aber kaum Quarz und Karbonat, manchmal hingegen etwas Hellglimmer, der in allen Fällen phengitisch zusammengesetzt ist. Die Variation der Gesteinstypen im Profil wird durch die Mineralverteilungslinien (Abb.2) deutlich. Bemerkenswert ist der gegensätzliche Verlauf von Albit und Epidot und das ungefähre Gleichlaufen von letzterem mit Chlorit. Hellglimmer und Karbonat - am ehesten Zeugen einer sedimentären Beeinflussung der Grüngesteine - treten bei den gebänderten Prasiniten gehäuft auf, während die graugrünen Prasinite selbst fast frei davon sind. Abgesehen von der generellen Feinkörnigkeit (durchschnittliche Korndurchmesser unter 0,1 mm) und der Bänderung sind die gebänderten Prasinite von den homogenen, graugrünen im Profil selbst, aber auch von denen der Glocknergruppe durch zwei Kriterien zu unterscheiden: Erstens durch die zum Teil beträchtliche Beimengung von sedimentärem Ausgangsmaterial (Karbonat zusammen mit Hellglimmer und Quarz oft über 20Vol%), und zweitens durch das Fehlen von Amphibol, der in den Großglockner-Prasiniten immer reichlich vorhanden ist (30-50Vol%). Dieses dürfte bedingt sein durch niedrige MgO-Gehalte bei gleichzeitig normalen, zum Teil sogar etwas erhöhten Al_2O_3 -Gehalten (Tab.2) in den feingebänderten Varietäten.

Chemie

Aus dem Karteis Profil selbst sind zur Zeit nur wenige chemische Analysen vorhanden, jedoch von zahlreichen anderen Proben aus der näheren Umgebung. Da die im Profil Karteis beschriebenen Gesteinsvarietäten: Chlorit-Albit-Schiefer, feingebänderte Prasinite und graugrüne, homogene Prasinite auch in den anderen Grünsteinlagen im Großarl- bzw. Gasteinertal vorkommen, können chemische Analysen (Tabelle 2) von diesen Gesteinen hier durchaus diskutiert werden.

Tab. 2 : Chemische Analysen ausgewählter Grünsteinvarietäten

	206	208	125	131	1702	1701	1212
	Chl.-Ab.-Sch.		Feingebänderter	Pras.		graugr. Pras.	
SiO ₂	52,12	49,16	48,80	48,43	43,16	50,16	49,53
TiO ₂	0,85	0,93	1,25	1,94	2,37	1,64	1,64
Al ₂ O ₃	14,67	12,69	16,66	19,08	18,93	16,67	15,62
Fe ₂ O ₃	4,67	1,95	^x 9,10	^x 12,44	7,94	3,29	2,54
FeO	1,46	4,47			4,98	6,80	7,93
MnO	0,03	0,02	0,13	0,16	0,02	0,02	0,04
MgO	1,72	2,97	2,59	2,03	4,62	8,16	9,51
CaO	9,93	11,33	8,42	8,24	10,60	5,92	5,36
Na ₂ O	6,03	1,59	5,67	4,67	1,30	3,93	4,01
K ₂ O	0,76	2,19	0,77	0,92	1,75	0,27	0,0
P ₂ O ₅	0,16	0,20	0,29	0,18	0,39	0,33	0,17
H ₂ O	1,56	2,34	⁺ 6,29	⁺ 1,23	2,77	3,31	3,93
CO ₂	5,55	10,27	n.b.	n.b.	0,48	0,0	0,11
Total	99,52	100,11	99,97	99,32	99,30	100,51	100,40

^x Gesamteisen als Fe₂O₃

⁺ Glühverlust

Gegenüber den graugrünen Prasiniten sind die anderen Varietäten durch deutlich niedrigeres MgO (1.7 - 4.6 Gew.) aber relativ hohe K_2O Gehalte (bis über 2 Gew%) ausgezeichnet. Die Na_2O Werte schwanken innerhalb sehr weiter Grenzen (1,3 bis 6 Gew%) was wohl zum Teil wenigstens auf submarine Verwitterungs- und Austauschprozesse mit dem Meerwasser zurückzuführen sein dürfte.

Im AFM Diagramm (Abb.3) zeigt sich ein Entwicklungstrend, der zwischen dem tholeiitischen Trend und dem Alkali-trend in Hawaii liegt (MACDONALD & KATSURA 1964), mit deutlicher Fe-Anreicherung und nachfolgender Entwicklung auf den A-Apex zu. Dieses Verteilungsmuster der Analysen entspricht auch dem aseismischer Rücken im Atlantik nach HEKINIAN & THOMPSON (1976). Das entsprechende Feld ist im AFM-Diagramm in Abb.3 abgegrenzt. Ob dieser Entwicklungstrend tatsächlich auf einen Fraktionierungsvorgang zurückzuführen ist, wobei die Mg-armen, gebänderten Prasinite höher fraktionierten Anteilen entsprechen würden, sollte doch noch vorsichtig diskutiert werden, da nach der Ablagerung vulkanischer Gesteine im Meerwasser starke Stoffverschiebungen auftreten können. Die Spurenelemente wie Zr, Y oder Nb neben Ti, die allgemein als resistent gegen Stoffaustauschvorgänge gehalten werden, ergaben jedoch in sich Trends, die auch mit einer Fraktionierungsentwicklung der Hauptelemente konsistent ist. Diese Trends werden ausführlich bei HÖCK 1982 (Manuskript) beschrieben. Ihr Verhalten soll hier nur schlagwortartig diskutiert werden: Vor den inkompatiblen Elementen sind im Mittel Ti und Zr gegenüber den Metabasiten des Großglockner Gebietes etwa angereichert, das Ti/Zr Verhältnis ist annähernd gleich. Y ist bei konstantem Zr-Gehalt etwas abgereichert, Nb hingegen angereichert. Im Ti/Zr/Y-Diagramm (Abb.4) führt dies zu einer leichten Verschiebung der darstellenden Punkte der Metabasite im Bereich des Großarltales vom Feld B der Ozeanbodenbasalte (PEARCE & CANN 1973) in Richtung des Feldes D der Intraplattenbasalte, während die entsprechenden Punkte der Prasi-

Abbildung 3

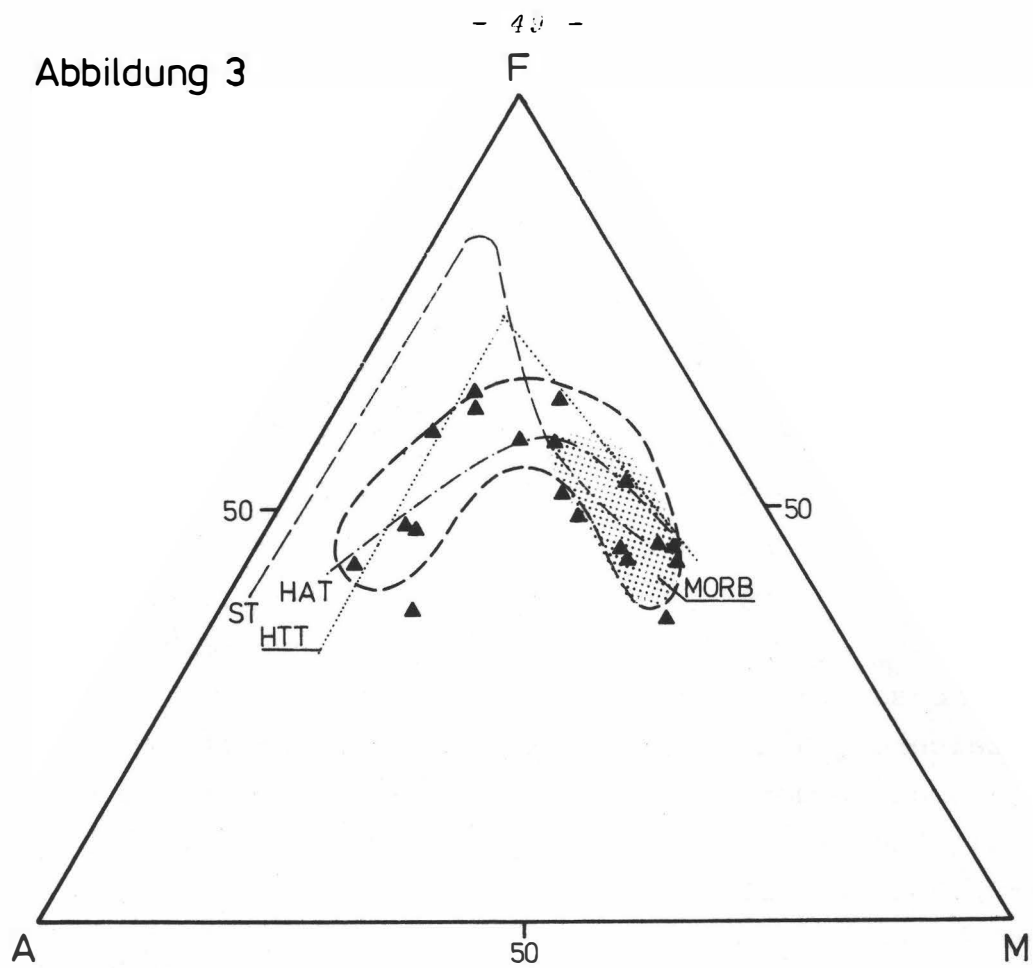
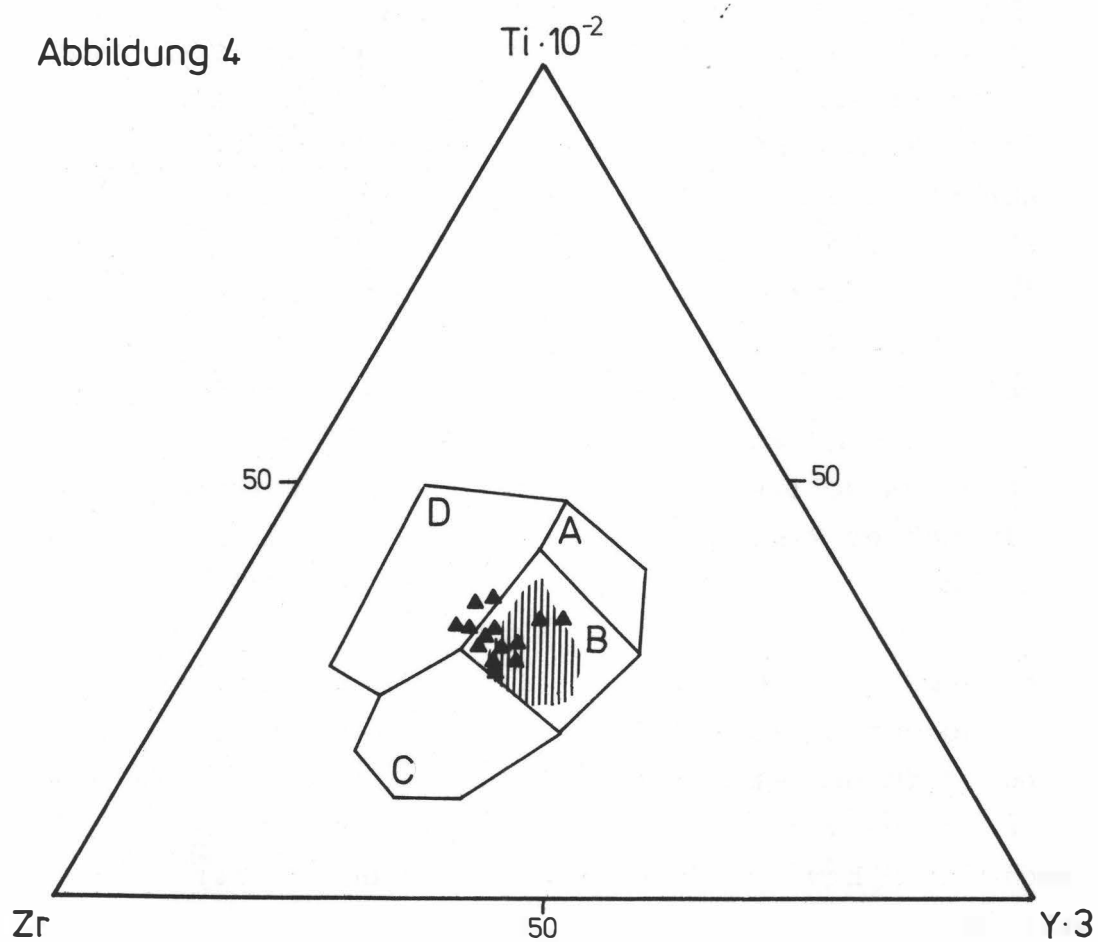


Abbildung 4



nite der Züge I und II (Glocknergebiet) sehr konstant in den Bereich der Ozeanbodenbasalte (Feld B) fallen.

Diskussion

Im wesentlichen sind zwei Gesteinstypen am Aufbau des Profiles von Karteis beteiligt:

1) Die graugrünen Prasinite, die sich durch ihre Homogenität, ihren Modalbestand und hierbei besonders durch das Auftreten von Amphibol, und durch ihre chemische Zusammensetzung (hohe MgO- bei niedrigen K_2O -Werten) auszeichnen. Sie ähneln damit in jeder Beziehung den Metabasalten der Glocknergruppe die als Ozeanbodenbasalte gedeutet werden (BICKLE & PEARCE 1975; HÖCK 1980; HÖCK & MILLER 1980), und werden hier auch als metamorphe Basaltlaven interpretiert.

2) Demgegenüber steht die Gruppe der feingebänderten Prasinite, die z.T. albitreich, z.T. epidotreich sind, aber unter Abnahme von Epidot in die vermutlich stark sedimentär beeinflussten Chlorit-Albit-Schiefer übergehen können. Die gesamte Gruppe dürfte verschiedene Ausbildungsformen metamorpher vulkanischer Sedimente umfassen. Mehrere Gründe sprechen für diese Herkunft:

- a) die Feinkörnigkeit
- b) die Bänderung im mm-Bereich mit chemisch sowie mineralogisch sehr unterschiedlichen Lagen
- c) die zum Teil recht beträchtliche Beteiligung typisch sedimentärer Minerale, wie vor allem Hellglimmer, aber auch Karbonat und Quarz.

Die räumliche Nähe zwischen den Grüngesteinen des Zuges III und den Metabasalten des Glocknerbereiches besonders im Gebiet Rauris Tal-Fuscher Tal legt die Frage nahe, ob vergleichbare größere Mengen von vulkanischen Sedimenten bzw. Tuffe auch in rezenten Ozeanen verbreitet sind. Erstaunlicherweise ist trotz der großen Anzahl von Bohrungen (Deep Sea Drilling Project) wenig

über vulkanogene Tuffe und Sedimente in den Ozeanen bekannt. Am ehesten scheinen sie noch im Indischen Ozean verbreitet zu sein (z.B. VALLIER 1974; VALLIER & KIDD 1977; MCKELVEY & FLEET 1974). Die meisten vulkanischen Sedimente finden sich auf aseismischen Rücken unmittelbar über dem basaltischen Untergrund. In der Sedimentabfolge der Ozeane sind mächtige Tufflagen eher selten, z.B. sind sie am Rande des Somalibeckens zu finden (VALLIER & KIDD 1977). Aus dem Atlantik werden Tufflagen in ozeanischen Sedimenten von SCHMINCKE & von RAD (1979), sowie von RAD & ARTHUR (1979) zwischen den Kanarischen Inseln und dem afrikanischen Kontinent beschrieben. Die vulkanogenen Sedimente werden von einer Eruption des Frühstadiums der Kanaren hergeleitet und in Form von Trübeströmen abgelagert gedacht.

Beim Studium aller dieser Beschreibungen fällt auf,

- daß die Tuffe häufig recht grobkörnig sind mit Gesteinsbruchstücken, Mineralkörnern und Glasscherben.
- daß Verwitterungsprozesse die Tuffe teilweise, manchmal gänzlich in ein Gemenge von Montmorillonit, Palygorskit, Zeolithe und verschiedene SiO_2 Modifikationen zersetzt haben.
- daß in vielen Fällen nicht unerhebliche Mengen von Sedimentmaterial beigemischt sind.

Demgegenüber sind die hier als vulkanogene Sedimente gedeuteten gebänderten Prasinite immer mehr feinkörnig. Mineralrelikte sind äußerst selten, wie z.B. Formrelikte von Albit nach Plagioklas, magmatische Hornblende (STARK 1950) sowie Formrelikte nach Klinopyroxen (?), die von Karbonat und/oder Epidot erfüllt sind. Gesteinsbruchstücke konnten bis jetzt nicht nachgewiesen werden. Die charakteristische Millimeter- bis Zentimeterbänderung dürfte übrigens allgemein im ozeanischen Bereich nur auf wenige Stellen beschränkt sein (Mozambique-Becken, VALLIER 1974), die Tuffe scheinen dann nur mehr aus Tonen und Silten mit verschiedenen Zeolithen (Analzim, Klinoptilolit, Heulandit etc.), Montmorillonit, Palygorskit und etwas Karbonat sowie Illit zu be-

stehen. Vorsichtige Berechnungen ergaben, daß die gebänderten Prasinite aus vergleichbaren Ausgangsgesteinen hergeleitet werden können.

Chemisch sind die gebänderten Grünschiefer durch niedrige MgO- und relativ hohe K₂O-Werte charakterisiert. Ob dieses Faktum auf Differentiationsmechanismen zurückzuführen ist oder ob Stoffaustausch dafür verantwortlich ist, muß noch offen bleiben, wenn auch ersteres den Autoren als wahrscheinlicher erscheint. Die bisher gewonnenen Daten über Spurenelemente streuen zwar stark bei relativ geringer Probenanzahl, doch dürften aufgrund der sich abzeichnenden höheren Zr/Y sowie Nb/Zr Verhältnisse (PEARCE & NORRY 1979) als Ursache für die unterschiedlichen Chemismen sowohl andere Mantelzusammensetzungen maßgeblich sein, als jene, die zu den Ozeanbodenbasalten der Glocknergruppe führte, als auch weitergehende Differentiationsmechanismen (HÖCK 1982, Manuskript).

Ausgehend vom Beispiel des Profils Karteis scheint uns ein Vulkanismus mit einem Wechsel von Basaltlaven und Tuffen, der geochemisch zwar noch Affinitäten zu den Ozeanbodenbasalten des Großglocknerbereiches aufweist, aber daneben doch auch deutliche Anklänge an einen Ozeaninselvulkanismus (Hawaii, Aseismische Rücken) zeigt, für die Genese des Zuges III verantwortlich zu sein. Zumindest ist diese Deutung mit den petrographischen Beobachtungen und den vorhandenen geochemischen Daten konsistent, auch wenn noch wesentlich detailliertere und räumlich ausgedehntere Untersuchungen zur Lösung dieses Problems notwendig sein werden.

Literatur:

- BICKLE, M.J. & PEARCE, J.A. 1975: Oceanic Mafic Rocks in the Eastern Alps.- Contrib.Mineral.Petrol. 49, 177-189.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. 19 Geologische Karte des Großglocknergebietes 1:25.000.- D.Ö.A.V.
- 1939: Geologie des Großglocknergebietes, I.Teil.- Abh.Zweigst.Wien Reichsstelle Bodenf. (Geol.B.-A.), 25, 306 S.
- EXNER, Ch. 1956: Geologische Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000.- Geol.B.-A.
- 1957: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000.- Geol.B.-A.
- FINGER, F. 1981: Beziehungen zwischen Grüngesteinen und Metasedimenten im Hinteren Großarl- und Gasteiner-tal.- Unveröffentl. Vorarbeit am Inst.f.Geowiss. Salzburg, 30 S.
- HEKINIAN, R. & THOMPSON, G. 1976: Comparative Geochemistry of Volcanics from Rift Valleys, Transform Faults and Aseismic Ridges.- Contrib.Mineral.Petrol., 57, 145-162.
- HÖCK, V. 1980: Ophiolites in the Middle Part of the Hohe Tauern, Austria.- Ofioliti, 1980, 5(1), 57-64.
- 1981a: Ultrabasische Gesteine der mesozoischen Bündnerschieferserie in den Mittleren Hohen Tauern.- Jber.1980, Hochschulschwerpkt.S15,2, 71-80.
- 1981b: Ophiolitic and Non-Ophiolitic Metabasic Rocks in the Penninic Zone of the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria).- Ofioliti 1981, 6, (Suppl.Bd.) 23.
- HÖCK, V. & MILLER, Ch. 1980: Chemistry of Mesozic Metabasites in the Middle and Eastern Part of the Hohe Tauern.- Mitt.Österr.Geol.Ges., 71/72, 81-88.
- HOLLAND, T.J. & NORRIS, R.J. 1979: Deformed Pillow Lavas from the Central Hohe Tauern and their bearing on the origin of Epidote-banded Greenstones.- Earth Planet.Sci.Lett., 43, 397-405.
- MACDONALD, G.A. & KATSURA, T. 1964: Chemical composi-

- tion of Hawaiian Lavas.- J.Petrol., 5, 82-133.
- McKELVEY, B.C. & FLEET, A.J. 1974: Eocene basaltic pyroclastics at site 253, Ninetyeast Ridge.- Init.Rep. DSDP, 26, 553-565.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973: Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined using Trece Element Analyses.- Earth Planet.Sci.Lett., 19, 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.A. 1979: Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks.- Contrib.Mineral.Petrol., 69, 33-47.
- von RAD, U. & ARTHUR, M.A. 1979: Geodynamic, Sedimentary and Volcanic Evolution of the Cape Bojador Continental Margin (NW Africa).- in: TALWANI, M., HAY, W., RYAN, W.B.F. (eds.), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment, Maurice Ewing Series 3, 187-204.
- SCHMINCKE, H.U. & von RAD, U. 1979: Neogene Evolution of Canary Island Volcanism inferred from Ash Layers and Volcanoclastic Sandstones of DSDP Site 397 (Leg 47a).- Init.Rep. DSDP, 47, 703-725.
- STARK, M. 1950: Die Grünschiefer der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer Serie des Großarl- und Gasteiner Tales.- Sitzber.Österr.Akad.Wiss.Wien, m.-n.Kl., Abt.I, 159, 183-197.
- VALLIER, T.L. 1974: Volcanic Sediments and their relation to Landmass Volcanism and Sea Floor-Continent Movements, Western Indian Ocean, Leg 25, DSDP.- Init. Rep. DSDP, 25, 515-541.
- & KIDD, R.B. 1977: Volcanic Sediments in the Indian Ocean.- in: HEIRTZLER, J.R., BOLLI, H.M., DAVIES, T.A., SAUNDERS, J.B., SCLATER, J.G. (eds.), Indian Ocean Geology and Biostratigraphy, 87-118.