

Mitt. österr. geol. Ges.	77 1984	S. 37–55 6 Abb., 4 Tab.	Wien, Dezember 1984
--------------------------	------------	----------------------------	---------------------

Geochemie und K-Ar – Alter der Diabasvorkommen von Annaberg (Nördliche Kalkalpen, Niederösterreich)

Von Martin KRALIK,¹⁾ Friedrich KOLLER²⁾ und Elisabeth POBER¹⁾

Mit 6 Abbildungen und 4 Tabellen

Zusammenfassung

Das Diabasvorkommen des Erzgrabens südlich von Annaberg in den niederösterreichischen Kalkalpen wurde mittels Mikrosonde, Röntgenfluoreszenz und Sr- bzw. Ar – Isotopenmessungen petrologisch – geochemisch näher untersucht. Von Rollstücken des Diabases im Lassingtal liegen eine chemische Gesamtanalyse und Mikrosondenmineralanalysen vor. Beim Mineralbestand von Albit-Oligoklas, Klinopyroxen (Augit-Salit), Chlorit (Diabantit), Ilmenit können mittels Mikrosondenanalysen zwei Generationen von Klinopyroxenen und Feldspatformrelikten unterschieden werden, die während der Kumulusphase bzw. der Intrusionsphase gebildet werden. Der Albit-Oligoklas und Chlorit (Spuren von Amphibol) werden während einer postmagmatischen Spilitisation und/oder einer anchizonalen Metamorphose gebildet. Haupt- und immobile Spurenelemente lassen auf eine primäre Abkunft von tholeiitischen Ozeanbodenbasalten schließen.

Na – Anreicherung und Sr – Isotopenverhältnisse (.7057 und .7073) deuten auf einen Austausch des Diabases mit Meeres- oder Formationswässern. Ein $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ – Isochronenalter von 99 ± 8 Ma wird als das Ende einer anchizonal metamorphen Überprägung interpretiert, obgleich geringe Mengen von Überschuß – Ar und damit ein etwas jüngeres wahres Alter nicht ausgeschlossen werden können.

Summary

Geochemistry and K – Ar – age of diabases near Annaberg (Northern Calcareous Alps, Lower Austria).

The petrologic – geochemical composition of the diabase in the Erzgraben (~4.5 km S of Annaberg) has been investigated by means of microprobe, x-ray fluorescence, Sr and Ar – isotope analyses. From rollstones of the diabase in the Lassingtal (~4 km S of Annaberg) a chemical total rock analysis and microprobe analyses of minerals were obtained. The main mineral composition is albite – oligoclase, clinopyroxene (augite – salite), chlorite (diabantite), ilmenite. Minor constituents are sphene, amphibole (actinolite?), illite – muscovite, magnetite, pyrite, apatite, calcite, dolomite. Microprobe analyses allow the distinction between

Adresse der Verfasser: ¹⁾ Dr. Martin KRALIK und Elisabeth POBER: Institut für Geologie der Universität Wien, Universitätsstr. 7, A-1010 Wien, Österreich.
²⁾ Dr. Friedrich KOLLER: Institut für Petrologie der Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien, Österreich.

two generations of clinopyroxene and former relicts of feldspars which are attributed to a cumulus and an intrusion phase. The albite oligoclase and the chlorite (traces of amphibole and illite – muscovite) are formed during a spilitisation process and/or during an anchimetamorphic exchange process. Due to main element composition and immobile trace elements we conclude a derivation of the diabases from tholeiitic ocean floor basalts. Na – enrichment and Sr – isotope ratios (.7057 and 7073) indicate an extensive exchange inbetween the diabases and evolved sea water (interstitial solutions?).

An $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ – isochron age of 99 ± 8 Ma can be interpreted as a Middle Cretaceous anchimetamorphic overprint, although small amounts of excess – Ar and therefore a somewhat younger true age cannot be excluded.

Inhalt

1. Einleitung	38
2. Methodik	40
3. Gesteinsbeschreibung und Mineralbestand	41
4. Geochemie	46
5. Diskussion	50
6. Schlußfolgerung	53
7. Danksagung	53
8. Literatur	54

1. Einleitung

In den Nördlichen Kalkalpen sind Lagen und Linsen von basischen Vulkaniten bloß vereinzelt beobachtet worden. Sie treten nahezu ausnahmslos in feinklastischen, permoskythischen Horizonten auf (PLÖCHINGER, 1967; KIRCHNER, 1980 b), die in vielen Fällen die Basis der kalkalpinen Deckeneinheiten bilden. Aufgrund der tektonisch meist stark überprägten Position der Vulkanite ist die Frage einer Intrusion in permoskythische Sedimente, eines Mitschleppens aus einem ehemaligen Gebiet der Platznahme oder der Intrusion in eine tektonische Schwächezone im Deckenstapel noch ungelöst.

Der Beginn des Fernschubes des Ostalpins als Ganzes wird bereits der unterkretazischen austroalpinen Phase (O. Hauterive – Barrême) zugeschrieben (TOLLMANN, 1966), die Basisverkürzung und Einengung der Nördlichen Kalkalpen wird allgemein als mittelkretazisch der austrischen Phase (CLAR, 1973; FRANK, 1983; FRISCH, 1979; TOLLMANN, 1966 u. a.) zugeordnet, während der gesamte Deckenstapel erst im Tertiär in die heutige Position gelangte.

In der näheren Umgebung der Diabasvorkommen wurden bisher keine metamorphen Einflüsse beschrieben, doch konnte SCHRAMM (1982 a, 1982 b) mit Hilfe von Illitkristallinitätsmessungen eine im Westen bis Göstling und im Osten der untersuchten Diabase bis Gutenstein – Pernitz nach Norden reichende anchizonale Metamorphose frühalpinen, vielleicht auch spätalpinen Alters auskartieren.

Im Bereich der niederösterreichischen Kalkvoralpen treten südlich von Annaberg an zwei Stellen kleinräumige Diabasvorkommen auf (ungefährer Durchmesser 25 m;

Abb. 1). Den tektonischen Rahmen bilden drei voralpine (tirolische) Deckeneinheiten.

1. Die verkehrt lagernde Sulzbachdecke ist als tiefste tektonische Einheit, in Lunzer Faziesentwicklung, im Schmelzfenster aufgeschlossen (Abb. 1).

2. Die Reisalpendecke mit ihrer dolomitreichen Faziesausbildung stellt den Rahmen im Norden des Fensters dar.

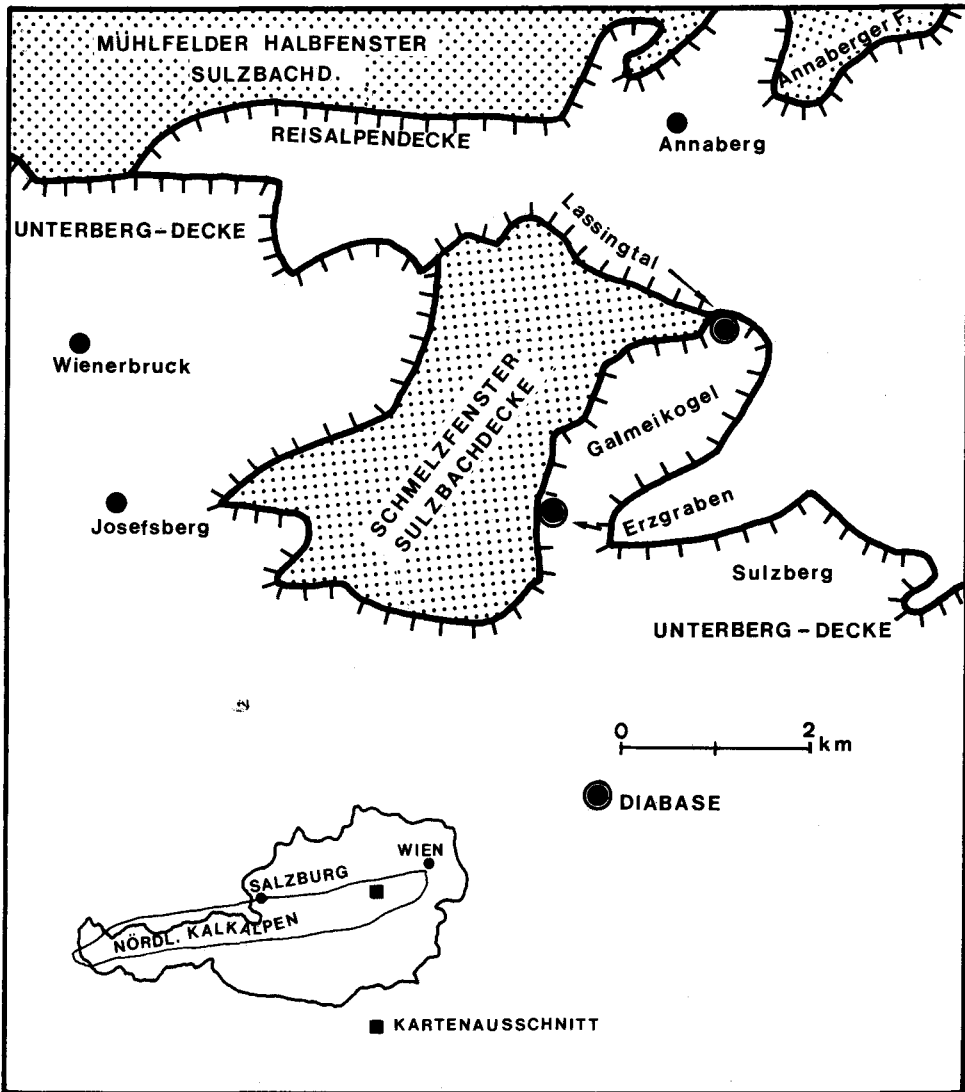


Abb. 1: Tektonische Übersichtsskizze über den Raum S Annaberg in den niederösterreichischen Kalkalpen: Die verkehrtlagernde, tektonisch tiefste Sulzbachdecke wird von der aufrechten Reisalpendecke überlagert, als tektonisch höchstes Element liegt die Unterbergdecke darüber. Alle drei Einheiten gehören zum Tirolikum. ⊙ Diabasvorkommen an der Basis der Unterbergdecke. (Nach TOLLMANN, 1976, verändert nach POBER, 1981.)

3. An der Basis der tektonisch höchsten Unterbergdecke sind die Diabasvorkommen lokalisiert. Die Diabase treten innerhalb der stellenweise mächtig entwickelten Werfener Schichten der Unterbergdecke auf.

Sowohl das untersuchte Vorkommen im Erzgraben als auch das nördlich davon gelegene im Lassingtal (E Innere Schmelz, nördlich der Straße) liegen in unmittelbarer Nachbarschaft zum Ostrand des Schmelzfensters (POBER, 1981). In der Umgebung dieser Vorkommen befinden sich die Grubengebäude des ehemaligen Annaberger Pb – Zn – Bergbaues (HAGENGUTH et al., 1982), am Hocheck im mitteltriadischen Annaberger Kalk des Schmelzfensters (Sulzbachdecke) und am Galmeikogel im Gutensteiner Kalk (Unterbergdecke).

Über die Diabasvorkommen finden sich schon zu Beginn des Jahrhunderts Literaturangaben. Das Vorkommen im Erzgraben wurde von HABERFELNER (1907) entdeckt und mit der Pb – Zn – Vererzung in Zusammenhang gebracht. ANTONIUS (1970) gibt erstmalig eine genauere petrographische Beschreibung des Diabases und POBER (1981) präsentierte neben einer Neukartierung der unmittelbaren Umgebung überdies chemische Analysen von Haupt- und Spurenelementen, die eine Einordnung als tholeiitische Ozeanbodenbasalte erlaubten, aber den Diabas aufgrund durchschnittlicher Schwermetallgehalte als Erzbringer ausschlossen.

Das andere Vorkommen im Lassingtal wurde von CORNELIUS in SPENGLER (1928) ausführlich petrographisch beschrieben.

Trotz der Wichtigkeit der Diabasvorkommen in den Nördlichen Kalkalpen für die gesamte orogene Entwicklung der Ostalpen wurden erst einige der Vorkommen detailliert geochemisch – petrologisch bearbeitet (KIRCHNER, 1980 a, b). K – Ar – Alter an basischen Mineralien sind nur von Alkali amphibolen aus den umgebenden Sedimenten der Vulkanite von Webing (bei Rigaus, N Abtenau; 103 ± 9 und 118 ± 9 Ma, KIRCHNER, 1980 a) bekannt, während Sr – Isotopenuntersuchungen noch gänzlich fehlen.

Das Ziel dieser Arbeit ist es, die geochemische Zuordnung und den Primärbestand der Diabase zu erfassen und sekundäre Umbildungen, die insbesondere für die Interpretation der K – Ar – Messungen von Bedeutung sind, zu klären.

2. Methodik

Frische Proben von dem im Erzgraben anstehenden Diabas, ein Rollstück vom Diabas des Lassingtales sowie anstehende Proben des Werfener Schiefers nächst dem Diabas des Erzgrabens wurden zur Untersuchung entnommen. An den Kornfraktionen $< 5 \mu\text{m}$ der Werfener Schiefer wurde unter Heranziehung der von Prof. KÜBLER geeichten Standards die Illitkristallinitäten gemessen (KÜBLER, 1968; KRALIK, 1983). Die chemischen Analysen wurden teils mittels ICP am Geotechnischen Institut (BVFA-Arsenal, Probe 1 und 2) und teils an Lithiumboratschmelzpillen mittels RFA am Institut für Petrologie durchgeführt (Probe 4 und 5). CO_2 wurde gravimetrisch bestimmt. Die Mikrosondenanalysen entstanden an einem ARL-SEM-Q-Gerät bei 15 KV Anregungsspannung. Die notwendigen Korrekturen wurden nach BENCE und ALBEE (1968) durchgeführt. Die K-Gehalte wurden jeweils doppelbestimmt mit AAS und der Mittelwert verwendet. Die Sr-Isotopenzusammensetzung wurde „unspiked“, aber ansonsten wie auch die Ar-Isotope, wie bei KRALIK (1983) beschrieben, im Geochronologischen Labor des Geologischen Instituts gemessen.

3. Gesteinsbeschreibung und Mineralbestand

Bei den untersuchten Diabasen vom Erzgraben (Probe 1, 2, 4, 5) und vom Lassingtal (Probe 3) handelt es sich um feinkörnige bis mittelkörnige Diabase mit einer dunkelgraugrünen Färbung. Der Mineralbestand setzt sich aus Plagioklas Klinopyroxen, Chlorit, Ilmenit sowie aus geringen Mengen von Calcit, Apatit, Titanit und aus einem TiO_2 -Mineral und einzelnen, nadeligen Amphibolkristallen zusammen. Von den magmatischen Mineralphasen ist nur der Klinopyroxen und der Ilmenit erhalten geblieben. Die Plagioklase stellen Formrelikte dar. Unter dem Mikroskop ist eine gut ausgeprägte ophitische Textur festzustellen; sowohl Plagioklas als auch Klinopyroxen sind in zwei morphologisch unterscheidbaren Generationen nachweisbar.

a) Klinopyroxen: Die ältere Klinopyroxengeneration (Kpx I, Tab. 1), ist sehr blaß gefärbt und umschließt leistenförmige Plagioklaskristalle in einer ophitischen Textur (Abb. 2). Die bis 3 mm großen Pyroxene können von einem bräunlichen Pyroxen (Kpx II), der kaum Plagioklaseinschlüsse aufweist, umrahmt werden. Wie in Abb. 3 dargestellt, haben die Kpx I eine sehr einheitliche Zusammensetzung, die Mg/Fe – Verhältnisse werden von der Gesteinszusammensetzung kontrolliert. Hohe Al-Gehalte (3,5 – 4,5 Gew. % Al_2O_3) und teilweise höhere Cr- und Ti-Konzentrationen (Tab. 1) lassen eine Ableitung der Kpx I als Kumulatbildungen in einer Schmelze zu. Nach der Nomenklatur von POLDERVAART und HESS (1951) liegen die



Abb. 2: Ophitische Textur im Diabas des Erzgrabens. Kpx I mit albitisierten Plagioklasleisten. 4 – Erzgraben, gekreuzte Nicols, Bildbreite ca. 1.55 mm.

Tabelle 1: Mikrosondenanalysen der Klinopyroxene

	3 – Lassingtal		4 – Erzgraben		5 – Erzgraben	
	Kpx I	Kpx II	Kpx I	Kpx II	Kpx I	Kpx II
SiO ₂	49.24	49.71	49.76	50.37	49.43	49.88
TiO ₂	1.27	1.23	1.40	0.93	1.61	0.98
Al ₂ O ₃	4.43	2.00	4.21	1.66	3.49	1.27
Cr ₂ O ₃	0.62	–	0.53	–	0.05	–
FeO	6.42	11.85	6.88	10.60	8.46	13.81
MnO	0.13	0.34	0.18	0.33	0.19	0.42
MgO	14.69	12.37	14.90	13.95	14.32	10.91
CaO	21.75	20.95	21.03	20.91	21.43	20.73
Na ₂ O	0.39	0.45	0.47	0.47	0.40	0.59
K ₂ O	–	–	–	–	–	–
	98.94	98.90	99.36	99.22	99.38	98.59
Si _{IV}	1.835	1.895	1.847	1.896	1.846	1.925
Al _{VI}	0.165	0.105	0.153	0.104	0.154	0.075
Al	0.029	0.000	0.031	0.000	0.000	0.000
Ti	0.036	0.035	0.039	0.026	0.045	0.028
Cr	0.018	0.000	0.016	0.000	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.074	0.068	0.062	0.086	0.093	0.063
Fe ²⁺	0.126	0.294	0.152	0.217	0.171	0.366
Mn	0.004	0.011	0.006	0.011	0.006	0.014
Mg	0.816	0.703	0.825	0.783	0.797	0.628
Ca	0.868	0.856	0.836	0.843	0.857	0.857
Na	0.028	0.033	0.034	0.034	0.029	0.044
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TsM	12.9	7.0	11.4	7.8	11.0	4.7
Ac	2.8	3.3	3.4	3.4	2.9	4.4
Hd	13.0	30.5	15.8	22.8	17.7	38.0
Di	60.9	48.1	56.4	53.7	57.0	43.0
Hy	10.4	11.1	13.0	12.3	11.4	9.9

Zusammenstellung von Mikrosondenanalysen der beiden Klinopyroxengenerationen (Formelverrechnung auf 4 Kationen, Fe³⁺ aus Ladungsbilanz, fehlendes Al^{IV} für Kpx II durch Fe³⁺ ergänzt)

(Abb. 2) zeitlich korrelieren. Eine deutlich jüngere Generation bildet zusammen mit Kpx II die Grundmasse.

Es ist grundsätzlich festzuhalten, daß alle untersuchten Plagioklase nur Formrelikte darstellen, da keine An – reichen Zusammensetzungen vorliegen (Tab. 2). Die Plagioklase sind alle gefüllt und zu Albit – reichen Feldspäten rekristallisiert. Der

Tabelle 2: Mikrosondenanalysen von Plagioklas, Chlorit und Ilmenit

	3 - Lassingtal		4 - Erzgraben		5 - Erzgraben			
	Plag	Chl	Plag	Chl	Chl	Chl		
SiO ₂	67.12	30.08	64.67	30.16	31.09	30.11	31.83	—
TiO ₂	—	—	—	0.04	0.06	0.03	0.06	52.63
Al ₂ O ₃	20.64	15.55	23.71	16.01	15.67	12.87	15.88	0.03
Cr ₂ O ₃	0.03	—	0.02	—	—	—	—	0.04
FeO	0.07	19.65	0.31	23.83	19.83	24.59	19.09	45.22
MnO	0.06	0.22	0.03	0.30	0.24	0.31	0.30	0.97
MgO	—	19.06	0.02	15.67	18.33	16.79	18.64	1.26
CaO	0.42	0.57	2.15	0.58	0.51	0.35	0.52	0.07
Na ₂ O	10.52	0.09	9.22	0.09	0.12	0.08	0.09	—
K ₂ O	0.06	—	0.59	—	—	—	0.04	—
	98.92	85.22	100.72	86.68	85.85	85.13	86.45	100.22
Si	2.957	3.157	2.824	3.176	3.125	3.259	3.265	—
Al	1.072	1.923	1.220	1.987	1.918	1.643	1.920	0.001
Ti	—	—	—	0.003	0.005	0.002	0.005	0.991
Cr	0.001	—	0.001	—	—	—	—	0.001
Fe	0.003	1.725	0.011	2.099	1.723	2.226	1.638	0.947
Mn	0.002	0.020	0.001	0.027	0.021	0.028	0.026	0.021
Mg	—	2.982	0.001	2.460	2.840	2.711	2.850	0.047
Ca	0.020	0.064	0.100	0.066	0.057	0.040	0.057	0.002
Na	0.899	0.019	0.781	0.019	0.024	0.016	0.017	—
K	0.003	—	0.033	—	—	—	0.005	—

Ausgewählte Mikrosondenanalysen (Formelverrechnung für Plagioklas auf 8, Chlorit auf 14 und Ilmenit auf 30)

größte Teil weist die Zusammensetzung eines Albits auf, der geringere Teil ist als Oligoklas mit einer An-Komponente um 20 Mol % zu bezeichnen. An Einschlüssen mit Neubildungen findet man vor allem Calcit, Dolomit und Chlorit, seltener Hellglimmer, wobei die netzartigen, jetzt aus Chlorit bestehenden Kernbereiche der Plagioklaseinsprenglinge an ehemalige Schmelzeinschlüsse erinnern und die Hellglimmer bevorzugt im jüngeren Plagioklas oder in den Rändern zu finden sind.

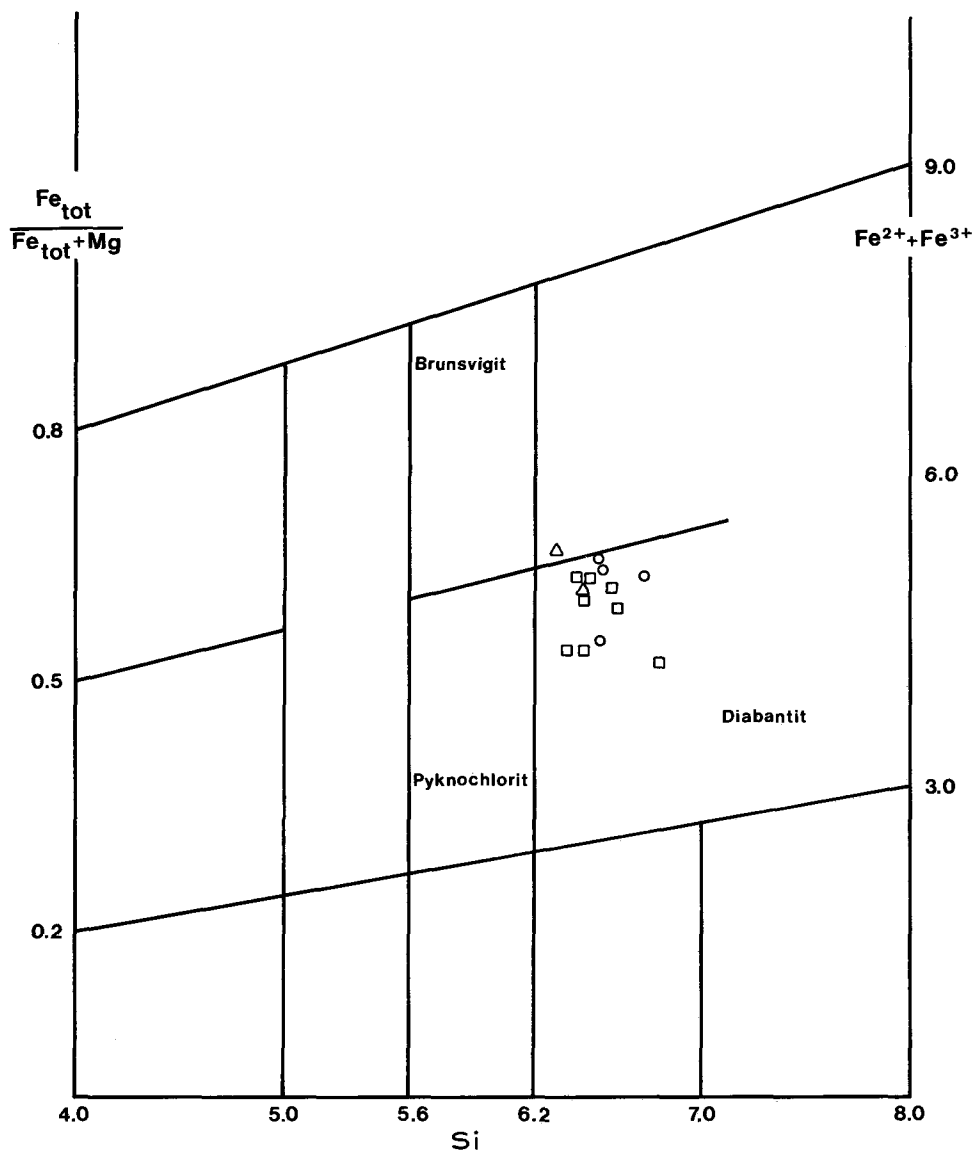


Abb. 4: Darstellung der Chloritzusammensetzung im Nomenklaturfeld von HEY (1954). Legende: 3 – Lassingtal Δ , 4 – Erzgraben \square , 5 – Erzgraben \circ .

c) Chlorit: Chlorit bildet Flecken und Nester, häufig um opake Mineralphasen, und begrenzt oft die Klinopyroxene. Der Chlorit ist stets grün gefärbt und besitzt einen deutlichen Pleochroismus. Die Ränder der Chloritflecken zeigen oft bläuliche Farbtöne. Die Zusammensetzung variiert relativ stark von Fe-ärmeren Kernbereichen mit 19–20 Gew % FeO (Fe_{tot} als FeO) bis zu den blaugrünen Rändern mit FeO-Gehalten bis 25 Gew %, gleichzeitig ändern sich die Mg-, Al- und seltener die Si-Werte (Tab. 2). Nach der Nomenklatur von HEY (1954) entsprechen die untersuchten Chlorite einem Diabantit (Abb. 4).

Rundliche Formen und vereinzelt maschentexturähnliche Anordnungen der Chloritpakete, wie sie auch innerhalb der Klinopyroxene zu finden sind, lassen die Schlußfolgerung zu, daß Chlorit auch als Formrelikt von Orthopyroxen und Olivin anzusprechen ist.

d) Ilmenit: Als opake Mineralphase findet man häufig Ilmenit, der üblicherweise MnO- und MgO-Gehalt um 1 Gew. % (Tab. 2) aufweist. Mit der Mikrosonde wurde eine nicht näher bestimmte TiO_2 -Phase festgestellt, die ein Abbauprodukt der Ilmenite darstellt.

e) Akzessorien: Titanit ist ein häufiger Einschuß in den Chloritpaketen. In dem Chlorit findet man sehr selten feine Amphibolnadeln. Aus Analogie zu den Ca-armen Klinopyroxenrändern spricht viel für eine aktinolithische Zusammensetzung. Im Feldspat wurde ein Hellglimmer als Neubildung im Zuge der Albitsprossung mittels Mikrosonde nachgewiesen und in Spuren mittels Röntgendiffraktometrie bestätigt. POBER (1981) beschreibt noch Magnetit und Pyrit als akzessorische Gemengteile, daneben sind Apatit-, Calcit- und Dolomitgehalte zu nennen.

4. Geochemie

a) Haupt- und Spurenelemente:

Die Diabase von Erzgraben und aus dem Lassingtal stellen stark veränderte Vulkanite dar, die variable Calcit- und Dolomitgehalte besitzen (Tab. 3). Relativ hohe, aber stark unterschiedliche Na_2O -Werte (3,5–4,86 Gew. % Na_2O) verursachen einen großen normativen Ab-Überschuß, der einer primären basaltischen Zusammensetzung, mit Ausnahme von Alkalibasalten, widerspricht. Die Diopsid-Werte der CIPW-Norm sind gering und entsprechen selbst bei $CaCO_3$ freier Umrechnung nicht dem modalem Mineralbestand; gleichzeitig ist die Probe 4 Nephelin-normativ, während sich in den Proben 5 und 3 ein Al-Überschuß in Form eines Korundanteils errechnen läßt.

Die Darstellung im Dreieck TiO_2 - K_2O - P_2O_5 nach PEARCE et al. (1975) erlaubt eine Trennung in ozeanische und nichtozeanische Basalte. Die hier untersuchten Diabase (Abb. 5) fallen alle in den Bereich der ozeanischen Basalte und zeigen eine gute Übereinstimmung mit den von KIRCHNER (1980 a, b) beschriebenen Vulkaniten aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen, soweit diese tholeiitische Affinität zeigen.

Nach PEARCE und CANN (1973) entsprechen die Ti-Zr und Ti/100-Zr-3Y Verhältnisse der untersuchten Diabase sehr gut denen der Ozeanbodenbasalte. Auch in der Darstellung Ti-Cr (PEARCE und GALE, 1977) fallen die Projektionspunkte der Diabase ins Feld der Ozeanbodenbasalte. Im Dreieck Ti/100-Zr-Sr/2 fällt die Probe 5 ins

Tabelle 3: Gesamtanalysen der Diabase

	1 – Erzg. ¹⁾	2 – Erzg. ¹⁾	4 – Erzg.	5 – Erzg.	3 – Lassingt. ²⁾
SiO ₂	52.85	51.40	47.22	42.29	48.10
TiO ₂	2.12	2.26	1.65	1.40	1.6
Al ₂ O ₃	16.86	17.17	15.47	16.88	17.3
Fe ₂ O ₃	9.09	9.40	9.83	11.01	13.8
MnO	0.27	0.27	0.24	0.32	0.23
MgO	7.23	7.54	7.74	7.03	8.4
CaO	6.14	6.35	6.37	8.43	5.8
Na ₂ O	4.74	4.84	4.86	3.90	3.5
K ₂ O	0.43	0.51	0.55	0.39	0.5
P ₂ O ₅	0.28	0.26	0.18	0.14	0.14
CO ₂			0.67	3.23	
H ₂ O			4.93	5.21	
			99.71	100.23	
S			1230	650	
Sc			28	38	
V			221	224	
Cr			198	288	
Co			48	56	
Ni			75	90	
Cu			73	78	
Zn			91	129	
Ga			15	17	
Rb			7	7	
Sr			369	187	
Y			34	30	
Zr			132	107	
Nb			6	4	
Ba			229	156	
C	–	–	–	2.8	0.9
Ne	–	–	3.0	–	–
Or	2.5	3.0	3.4	2.4	3.0
Ab	42.3	43.1	40.4	36.4	31.8
An	23.3	23.4	19.5	21.3	28.2
Ol	7.8	16.6	21.9	21.6	18.4
Hy	15.5	4.4	–	3.3	13.5
Di	4.1	4.9	6.2	0.2	0.2
Ap	0.6	0.5	0.4	0.3	0.3
Il	2.9	3.1	2.4	2.0	2.3
Mt	0.9	1.0	1.1	1.2	1.5
Cc	–	–	1.8	8.5	–

1) Gemessen mit ICP; SiO₂ ergänzt.2) Aus POBER, 1981. Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, CIPW – Normverrechnung mit Fe₂O₃ = 10% Fe_{tot}.

Ozeanbodenbasaltfeld, nur die Probe 4 zeigt höhere Sr-Gehalte und fällt außerhalb dieses Bereichs. Die niederen Nb-Werte und das Y/Nb Verhältnis von 5,6–7,5 entsprechen ebenfalls sehr gut einem Ozeanbodenbasalt (PEARCE und CANN, 1973). Aus den Cr-Y und Zr-Y-Variationsdiagrammen ergeben sich nach PEARCE und NORRY (1979), ALABASTER et al. (1982) Aufschmelzungsraten für einen primitiven Erdmantel von ungefähr 15 % und entsprechen damit gut den Schmelzraten für tholeiitische Ozeanbodenbasalte.

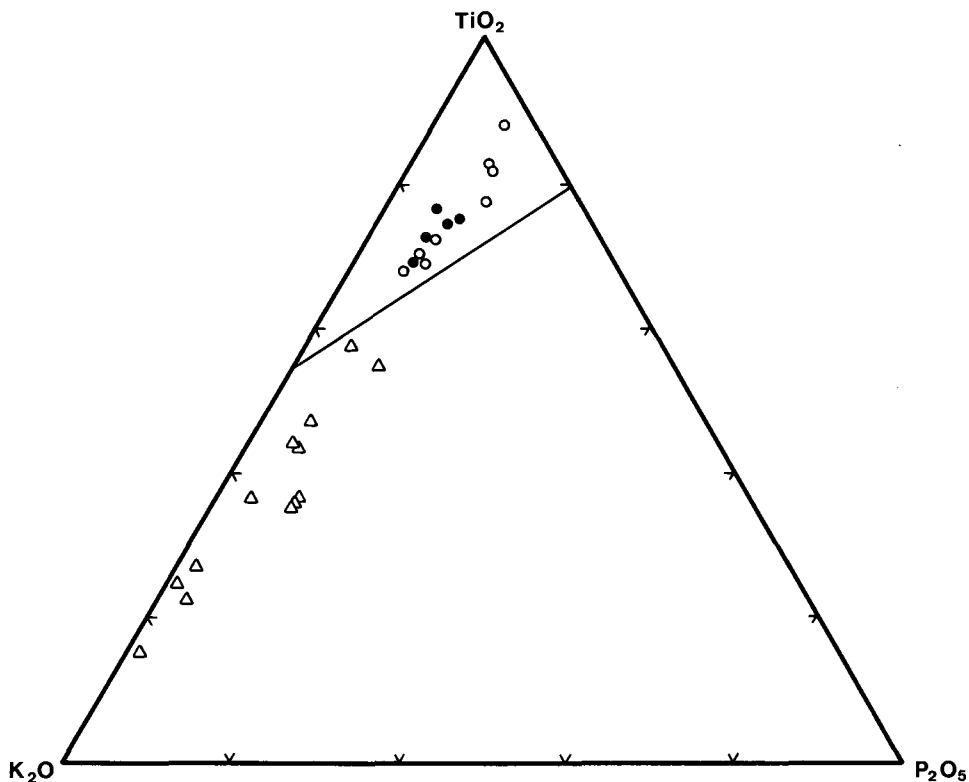


Abb. 5: TiO_2 - K_2O - P_2O_5 -Diagramm nach PEARCE et al. (1975) für die Diabase aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen. Legende: Daten Tab. 3 ●, Vergleichsdaten (KIRCHNER, 1980 b) für ozeanische ○ und nicht ozeanische △ Basalte.

b) Sr-Isotopen Analysen und K-Ar-Bestimmungen

Die Sr-Isotopendaten lassen eine deutliche Erhöhung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gegenüber unveränderten Ozeanbodenbasalten (FAURE, 1977; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = .702-.704$) erkennen. Während der Sr-Gehalt der Probe 5 noch der üblichen Zusammensetzung von tholeiitischen Ozeanbodenbasalten entspricht, hat in Probe 4 eine entsprechende Sr-Anreicherung stattgefunden (Tab. 4).

K-Ar Untersuchungen an zwei Gesamtgesteinsproben aus dem Erzgraben ergaben ein $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ -Isochronen Alter von 99 ± 8 Ma (Abb. 6), was einem Alter in der obersten Unterkreide (Alb) entspricht.

Tabelle 4: K-Ar und Sr-Isotopendaten

Proben Nr	K (%)	$^{40}\text{Ar}^+$ ($\text{cm}^3 \cdot 10^{-6}$ STP)	$^{40}\text{Ar}^+$ (%)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ (10^{-3})	Modell- alter	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (± 1)
1 - Erzg. WAP 1014	a) 0.32 b) 0.34	1.28 1.33	68.6 70.9	986.08 1066.69	113.40 129.69	100 \pm 7 98 \pm 7	- -
2 - Erzg. WAP 1015	0.24	0.94	59.6	767.43	78.45	98 \pm 8	-
4 - Erzg. WAP 1259	-	-	-	-	-	-	0.70729 \pm 21
5 - Erzg. WAP 1260	-	-	-	-	-	-	0.70569 \pm 12

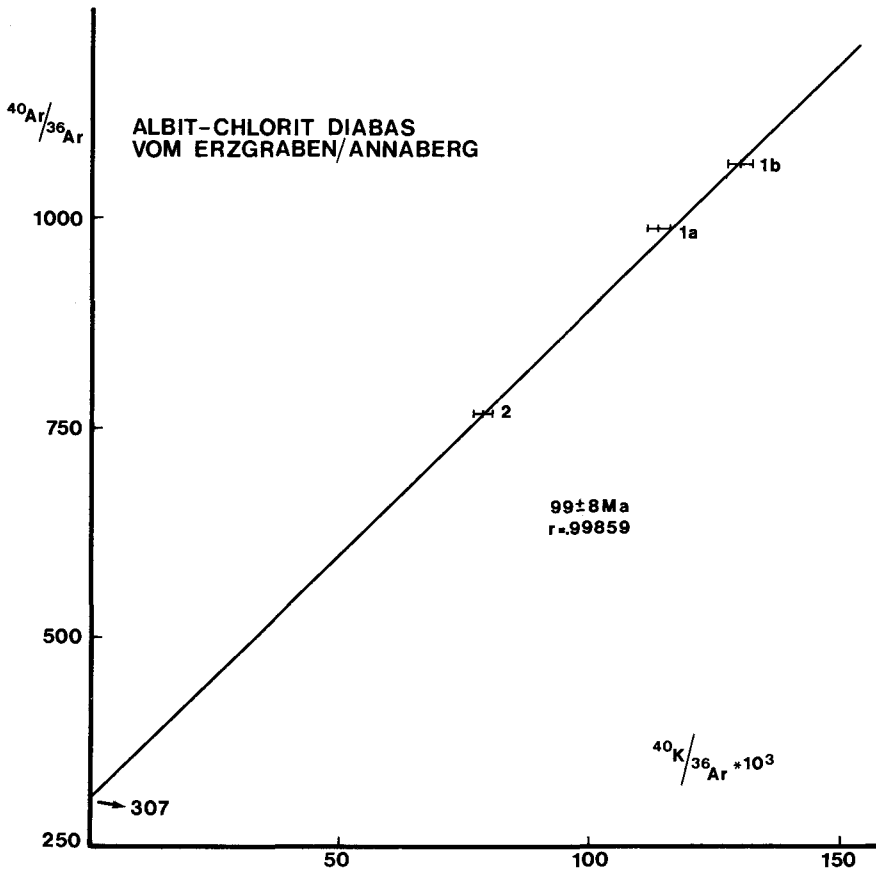


Abb. 6: $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ -Diagramm.

5. Diskussion

Bezüglich der Mineralogie kann festgestellt werden, daß für die untersuchten Diabase zwei unterschiedliche magmatische Kristallisationsstadien sowohl aus textuellen als auch mineralogischen Gründen ableitbar sind. Kpx I und die porphyrischen Plagioklase, einschließlich jenen aus den ophitischen Texturen. Die Zusammensetzung des Klinopyroxen I liefert aufgrund der höheren Al-, Ti- und Cr-Gehalte und den damit errechenbaren Ca-Tschermakitmolekülanteilen von 11,0–12,9 Mol % (Tab. 1) Hinweise auf nicht vergleichbare Bildungsbedingungen für die Kpx II-Generation. Die Bildung der Kpx I-Generation im System Fo-Kpx-Opx-An setzt gegenüber der Kpx II-Bildung höhere Drücke und höhere Temperaturen voraus (HERZBERG, 1978; GASPARIK und LINDSLEY, 1980). Damit ist aber ein Kristallisationsstadium für diese Kumulatphasen in einer Magmenkammer oder im oberen Erdmantel denkbar. Nach MUNOZ und SAGREDA (1974) sprechen die geringen Ca-Al-Tschermakitmolekülkomponenten, bei gleichzeitig höheren CaFe^{3+} - und Ca-

Ti-Tschermakitmolekülanteilen, für eine Pyroxenbildung bei geringem Druck, was einer Bildung des Kpx I in einer Magmenkammer entspräche.

Die Kpx II-Generation entspricht einer Bildung nach Druckentlastung oder bei geringen Temperaturen, jedoch nicht unter 800° C (LINDSLEY, 1983). Die Interpretation als Kristallisationsprodukt in einer oberflächennahen Schmelze ist mit den geringen Al-, Ti- und Mg-Gehalten in Einklang und entspricht dem textuellen Erscheinungsbild der Diabase. Während die Kpx I-Generation deutliche Cr-Gehalte aufweist, sind die Kpx II Cr-frei. Dies bedeutet eine Bildung der Kpx I aus einer Cr-reichen Schmelze.

Nach HEKINIAN (1982) sind die untersuchten Klinopyroxene (Kpx I und Kpx II) durchaus mit Klinopyroxen aus ozeanischen Tholeiiten vergleichbar, hinsichtlich der Si-, Al- und Ti-Gehalte im Pyroxen ist eine Abstammung aus Alkalibasalten nicht möglich.

Die Neubildung von nicht primärmagmatischen Mineralphasen und die Umwandlung von ehemaligem Orthopyroxen oder Olivin zu Chlorit und die Zersetzung der magmatischen Plagioklase und die damit verbundene Albitisierung sprechen für intensive postmagmatische Umwandlungsreaktionen und/oder eine regionalmetamorphe Überprägung. Ebenso können die vereinzelt auftretenden Amphibole und Hellglimmerphasen der postmagmatischen Intrusion und/oder einer anchizonalen Metamorphose zugeordnet werden. Grundsätzlich müssen die Umwandlungserscheinungen unter sehr H₂O-reichen Bedingungen erfolgt sein, wie sie sowohl im Zusammenhang mit einer Extrusion im ozeanischen Environment oder in wasserreichen Sedimenten möglich ist. Der gute Erhaltungszustand der Klinopyroxene und die Plagioklasformrelikte sowie die ophitischen Textur (Abb. 1) schließen eine penetrative postmagmatische Deformation aus, während die Diabaskörper als ganzes in den intensiv deformierten Werfener Schiefnern tektonische Linsen bilden. Der Stofftransport für die Mineralneubildung kann daher nur über H₂O-reiche Lösungen oder über die Gasphase, von den Klufflächen ausgehend, erfolgt sein. So läßt sich auch die Zufuhr von Na und ein Abtransport des Ca der Plagioklase in Verbindung mit einer Calcitbildung im Plagioklas und auf den Klufflächen entsprechend der heutigen Zusammensetzung verstehen.

Die SiO₂-Gehalte scheinen nur im geringen Maße (Probe 5) beeinflusst zu sein, grundsätzlich entsprechen die chemischen Veränderungen der Diabase einer Spilitisation.

Das Herausfallen der stärker veränderten Probe 4 aus dem Feld der Ozeanbodenbasalte läßt sich im Ti/100-Zr-Sr/2 Diagramm durch die hohe Mobilität des Sr erklären, wie sie in fluiden Phasen einer Metamorphose gegeben ist. Der sekundäre Sr-Austausch hat, wie an den erhöhten ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnissen der Probe 4 (.7073) und 5 (.7057) ersichtlich ist, während der Intrusion und/oder während einer anchizonal-metamorphen Überprägung stattgefunden.

Nimmt man an, daß man aus der Korrelation von ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis gegen 1/Sr einen genügend genauen Schätzwert des ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisses der involvierten Lösung errechnen kann, so läßt sich dieses als in Kontakt mit Sedimenten leicht verändertes Meer- oder Formationswasser interpretieren. Die in Frage kommenden Meerwasser ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse während der Formationen Perm bis Kreide schwanken zwischen .7068 und .7078 (BURKE et al., 1982). Die sekundär nur

teilweise veränderten Klinopyroxene mit einem üblichen Sr-Gehalt von 10–90 ppm Sr (STUEBER, 1978) scheinen dafür verantwortlich zu sein, daß sich die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse nicht gänzlich dem der die Umkristallisationen bewirkenden Lösung angeglichen haben.

Obgleich die K-Ar-Methode nach wie vor das geeignetste Altersdatierungsverfahren für sekundäre Einflüsse an basischen Vulkaniten ist, sind gerade Datierungen an schwach und schwächst metamorphen Diabasen in der Literatur höchst selten, nicht zuletzt wegen des geringen K-Gehalts und der damit verbundenen Gefahr von Überschuß-Ar (FONTIGNIE und DELALOYE, 1983).

FONTIGNIE et al. (1982) erhielten ein $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ -Isochronenalter von 68 ± 8 Ma von verschiedenen Albit-Chlorit-Diabasvorkommen des Col des Gets (Haut Savoie). Das initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis von 550 ± 24 deutet auf Ar-Überschuß hin. Die Autoren deuten dieses Alter als Alter einer schwachen Kreide (Mastricht)-Metamorphose.

BONHOMME (1980) erhielt ziemlich einheitliche tertiäre Alter (38–30 Ma) von K-Ar-Gesamtgesteinsanalysen an schwach metamorph überprägten ophiolitischen Gesteinen (Variolit, Prasinit, Diabas) der Westalpen (Haute Provence).

Im Falle des Diabases vom Erzgraben sind die nicht veränderten Klinopyroxene K-frei (Tab. 1; Nachweisgrenze der Mikrosondenanalyse 0.01 % K) und kommen daher als Träger eines ererbten erhöhten Ar-Gehalts nicht in Frage, falls sie nicht schon ursprünglich Ar-Überschuß aufgenommen hatten. Auch wenn man bei einem ungefähren Gehalt von 30% Klinopyroxen ein paläozoisches Alter annimmt, übersteigt das von maximal 0,01 % K durch radiogenen Zerfall in 200 Ma generierte ^{40}Ar rad. nicht den analytischen Fehler. Das initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis von 307 spricht jedenfalls gegen einen nennenswerten Ar-Überschuß (Abb. 6). Als Hauptträger des K und damit verbundenen ^{40}Ar rad. werden die von An-reichen Plagioklasen zu Albit und Oligoklas umkristallisierten Feldspatleisten als auch vereinzelte Hellglimmerphasen angesehen.

Illitkristallinitätsmessungen an den die Diabase des Erzgrabens umgebenden Werfener Schieferen (Abb. 1; siehe auch POBER, 1981) ergaben eine durchschnittliche Halbwertsbreite von $0,37^\circ$ (2θ), was einer gerade noch anchizonalen Metamorphose des Gebietes entspricht. Dieser Wert paßt nahtlos in das von SCHRAMM (1982 a, b) gezeichnete Bild einer Metamorphose-Nordfront im Permoskyth-Niveau, die hier bis über $\frac{2}{3}$ der Nördlichen Kalkalpen reicht. Zieht man Parallelen mit ähnlichen anchizonalen Gebieten, so muß man mit Temperaturen von 200–250° C (HESSE, 1984; FREY, 1984) rechnen.

Wenn auch schon einige Umwandlungen spätmagmatisch bei der Intrusion der Diabase vor sich gegangen sein mögen, so müssen wir doch annehmen, daß viele Rekristallisationen während der kretazischen Metamorphose erfolgten, zumal wir hier den geschätzten Schließungstemperaturen des Plagioklas (260° C, HARRISON et al., 1979) nahekommen. Wieviel Zeit zwischen Platznahme und Metamorphose der Diabase vergangen ist, kann mit diesen Untersuchungen nicht beantwortet werden.

In Anbetracht, daß eine Deckenstapelung und Verfaltung unter Oberflächentemperaturen und ohne verstärkte Zirkulation von Formationswässern recht unwahrscheinlich ist (ETHERIDGE et al., 1983), darf angenommen werden, daß nach diesem

Alterswert in dem Abschnitt hier die interne Deckenüberschiebung bereits in der obersten Unterkreide weitestgehend abgeschlossen worden sein müßte.

Wenn auch diese Alterswerte in diesem Raum noch recht isoliert dastehen und mit Vorsicht interpretiert werden müssen, und Vergleiche von einem Teil der Kalkalpen zum anderen nur bedingt zulässig sind, so erscheint das Ergebnis mit den K-Ar-Werten von 118 ± 9 und 103 ± 9 Ma an Na-Amphibolen (KIRCHNER, 1980 a) und K-Ar bzw. Rb-Sr Alter von Feinstfraktionen aus Sedimenten des Salzburger Raumes (135–92 Ma; KRALIK, 1983) im großen Rahmen vergleichbar. In ähnlicher Weise schließt DEUTSCH (1983) aufgrund von K-Ar-Amphiboldatierungen (107 Ma) auf eine Überschiebung des oberpenninischen Sedimentationsraumes (Graubünden) durch unterostalpine Einheiten im Apt-Alb.

Wie bereits von POBER (1981) aufgrund niedriger Schwermetallgehalte erwähnt, kann entgegen der Vermutung HABERFELNERS (1907) der Diabas des Erzgrabens nicht als Erzbringer der früher abgebauten Pb-Zn-Kluftvererzung angesehen werden. Umso wahrscheinlicher ist jedoch eine Pb-Zn Konzentration in den Klüften der mitteltriadischen Karbonatgesteine im Zuge der anchizonalen Überprägung, zumal die Kluftvererzung in allen drei Deckeneinheiten (POBER, 1981; HAGENGUTH et al., 1982) beobachtet wird.

6. Schlußfolgerungen

Aufgrund von Gesamtgesteins-, Mikrosonden-, Sr-Isotopen- und K-Ar-Analysen lassen sich folgende Schlußfolgerungen über die Diabasvorkommen bei Annaberg ziehen:

1. Der Gesamtgesteinschemismus und die immobilen Spurenelemente weisen auf einen Ozeanbodenbasalt tholeiitischer Zusammensetzung hin.

2. Zwei Generationen von relativ gut erhaltenen Klinopyroxenen und Plagioklasformrelikten werden als in der Kumulus- und in der Intrusionsphase gebildet angenommen.

3. Als sekundäre Bildungen während einer postmagmatischen Spilitisation und/oder bei einer anchizonalen Regionalmetamorphose werden Feldspatleisten albitisiert und Mg-Fe-Silikate chloritisiert.

4. Die Sr-Isotopenverhältnisse zeigen einen weitgehenden Austausch mit Meeres- oder Formationswässern an.

5. Ein $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ Isochronenalter von 99 ± 8 Ma (initiales $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 307$) wird mit Vorbehalt als das Ende einer anchizonalen Überprägung interpretiert, obgleich ein etwas jüngeres wahres Alter, erhöht durch Spuren von Ar-Überschuß, nicht ausgeschlossen werden kann.

7. Danksagung

Prof. Frank sei für die Zurverfügungstellung des Geochronologischen Labors und die zahlreichen kritischen Diskussionen gedankt. Prof. Schroll und Dr. Dolezel von der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt gebührt herzlicher Dank für die Durchführung chemischer Analysen. Sehr hilfreich war die Durchsicht des Manuskripts durch Prof. Tollmann. Die Untersuchungen wurden teilweise mit Mitteln des Hochschulschwerpunktsprogrammes S 15 (FFWF) finanziert.

8. Literatur

- ALABASTER, T., PEARCE, J. A. und MALPAS, J.: The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman Ophiolitic Complex. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **10**, 168–183, Berlin 1982.
- ANTONIUS, G.: Die Lagerstätten von Türritz und Annaberg in Niederösterreich. – *Diss. Univ. Wien*, 93 S., Wien 1970.
- BENCE, A. E. und ALBEE, A. L.: Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. – *J. Geol.*, **76**, 382–402, Chicago 1968.
- BONHOMME, M. G., SALIOT, P. und PINAULT, Y.: Interpretation of Potassium–Argon isotopic data related to metamorphic events in South-Western Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **60**, 81–98, Zürich 1980.
- BURKE, W. H., DENISON, R. E., HETHERINGTON, E. A., KOEPNICK, R. B., NELSON, H. F. und OTTO, J. B.: Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. – *Geology*, **10**, 516–519, Boulder 1982.
- CLAR, E.: Review of the structure of the Eastern Alps. In: JONG, K. A. und SCHOLTERN, R. (Hrsg.): Gravity and tectonics, 253–270, J. Wiley, New York 1973.
- DEUTSCH, A.: Datierungen an Alkali amphibolen und Stipnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.*, **76**, 295–308, Basel 1983.
- ETHERIDGE, M. A., WALL, V. J. und VERNON, R. H.: The role of fluid phase during regional metamorphism and deformation. – *J. metamorphic Geol.*, **1**, 205–226, Oxford 1983.
- FAURE, G.: Principles of isotope geology. – 464 S., J. Wiley, New York, 1977.
- FONTIGNIE, D., DELALOYE, M. und BERTRAND, J.: Ages radiométriques K/Ar des éléments ophiolitiques de la nappe des Gets (Haute – Savoie, France). – *Eclogae geol. Helv.*, **75**, 117–126, Basel 1982.
- FONTIGNIE, D. und DELALOYE, M.: Potassium – argon dating of ophiolites: Constraints on results and interpretations. – *Ophioliti*, **8**, 357–372, Bologna 1983.
- FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – *Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt*. S15, 249–262, Graz 1983.
- FREY, M.: The transition from diagenesis to low temperature metamorphism in the Alps – a review. – *Abstr. Konferenz „Diagenesis and low temperature metamorphism“ Univ. Bristol* 1984.
- FRISCH, W.: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, **60**, 121–139, Amsterdam 1979.
- GASPARIK, T. und LINDSLEY, D. M.: Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. – *Reviews in Min.*, **7**, 309–339, 1980.
- HABERFELNER, J.: Gutachten über die alten Berbaue bei Annaberg in Niederösterreich. – *Unveröff. Gutachten*, Lunz 1907.
- HAGENGUTH, G., POBER, E., GÖTZINGER, M. A. und LEIN, R.: Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Geochemie der Pb/Zn-Vererzungen Annaberg und Schwarzenberg (Niederösterreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **125**, 155–218, Wien 1982.
- HARRISON, T. M., ARMSTRONG, R. L., NAESER, C. W. und HARAKAL, J. E.: Geochronology and thermal history of the coast plutonic complex, near Prince Rupert, British Columbia. – *Canad. J. Earth Sci.*, **16**, 400–410, Ottawa 1979.
- HEKINIAN, R.: Petrology of the ocean floor. – 393 S., Elsevier, Amsterdam 1982.
- HERZBERG, C. T.: Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. – *Geochim. cosmochim. Acta*, **42**, 945–957, Oxford, 1978.
- HESSE, R.: The step from diagenesis to low grade metamorphism in the Taconic Belt of the Northern Appalachians in Quebec. – *Abstr. Konferenz „Diagenesis and low temperature metamorphism“ Univ. Bristol* 1984.
- HEY, M. M.: A new review of the chlorites. – *Min. Mag.*, **30**, 277–292, London, 1954.
- KIRCHNER, E. C.: Natriumamphibole und Natriumpyroxene als Mineralneubildungen in Sedimenten und basischen Vulkaniten aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**, 249–279, Wien 1980 a.
- KIRCHNER, E. C.: Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 385–396, Wien 1980 b.
- KRALIK, M.: Interpretation of K-Ar and Rb-Sr data from fine fractions of weakly metamorphosed shales and carbonate rocks at the base of the Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria). – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*; (3), **32**, 49–67, Wien 1983.
- KÜBLER, B.: Évaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. – *Bull. Centre Rech. Pau*, **2**, 385–397, Pau 1968.
- LINDSLEY, D. H.: Pyroxene thermometry. – *Amer. Min.*, **68**, 477–493, Washington 1983.
- MUÑOZ, und SAGREDA, J.: Clinopyroxenes as geobarometric indicators in mafic and ultramafic rocks from Canary Islands. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **44**, 139–147, Berlin 1974.

- PEARCE, J. A. und CANN, J. R.: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – *Earth planet. Sci. Letters*, **19**, 290–300, Amsterdam 1973.
- PEARCE, J. A. und GALE, G. H.: Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. – In: *Volcanic processes in ore genesis*. – *Geol. Soc. London Pbl.*, **7**, 14–24, London 1977.
- PEARCE, J. A., GORMAN B. E. und BIRKETT, T. C.: The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 -diagram: a method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts. – *Earth planet. Sci. Letters*, **24**, 419–426, Amsterdam 1975.
- PEARCE, J. A., NORRY, M. J.: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in volcanic rocks. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **69**, 33–47, Berlin 1979.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). – 142 S., *Geol. B.-A.*, Wien 1967.
- POBER, E.: Die Blei-Zink-Vererzung am Südostrand des Schmelzfensters südlich von Annaberg/NÖ. – 77 S., unveröff. Vorarbeit Geol. Inst. Univ. Wien, Wien 1981.
- POLDERVAART, A. und HESS, H. H.: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. – *J. Geol.*, **59**, 472–489, Oxford 1951.
- SCHRAMM, J. M.: Anchimetamorphose im klastischen Permoskyth der Schuppenzone von Göstling (Nördliche Kalkalpen, NÖ.). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, 53–62, Wien 1982 a.
- SCHRAMM, J. M.: Überlegungen zur Metamorphose des klastischen Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen vom Alpenostrand bis zum Rätikon (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, 73–83, Wien 1982 b.
- SPENGLER, E.: Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentals und des oberen Pielachgebietes. – *Jb. Geol. B.-A.*, **78**, 53–144, Wien 1928.
- STUEBER, A. M.: Abundance in rock-forming minerals; strontium minerals. – In: WEDEPOHL, K. H. (Hrsg.): *Handbook of geochemistry (D-1-D-17)*, Springer, Berlin 1978.
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – *Geotekt. Forsch.*, **21**, 1–156, Stuttgart 1966.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – 456 S., Deuticke Wien 1976.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 20. September 1984.