

Ann. Naturhist. Mus. Wien	88	A	1-21	Wien, April 1987
---------------------------	----	---	------	------------------

MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE

Die Ganggesteine in den Dioriten des nördlichen Waldviertels

Von F. KOLLER, R. GRATZER & G. NIEDERMAYR¹⁾

(Mit 6 Abbildungen)

Manuskript eingelangt am 8. Mai 1985

Zusammenfassung

Die im nördlichen Waldviertel auftretenden Granitgänge, die im Raum Gebharts-Pfaffenschlag die Diorite durchschlagen, werden anhand des Mineralbestandes, der Zirkonpopulationen und der Geochemie untersucht und mit den benachbarten Intrusionen des Wolfsegger-, Schremser- und Eisgarner Granits verglichen.

Die untersuchten Gänge zeigen unterschiedliche Bildungsbedingungen und Kristallisationsabfolgen. Der Biotitgranit (Gangtyp I), der eine annähernd kotektische Zusammensetzung besitzt und im System Qz-Ab-An-Or im Orthoklasraum bei Kristallisationstemperaturen von 685°-650° C bezogen auf 5 Kbar P H₂O liegt, läßt sich gut mit den Bildungsbedingungen der Schremser- und Wolfsegger Granite bei 680° C bzw. 675° C bezogen auf 5 Kbar P H₂O vergleichen. Der Gangtyp II und der Eisgarner Granit liegen im Quarzraum und erreichen nach einer geringfügigen Kristallisation von Quarz die kotektische Zusammensetzung bei der Isotherme von 670° C und 5 Kbar P H₂O. Die Zuordnung der Pegmatite, die um 650° C gebildet wurden, konnte anhand dieser Untersuchungen nicht geklärt werden. Aufgrund von Tracht, Habitus und Wachstumstendenzen der akzessorischen Zirkone konnte diese Zuordnung des Gangtyps I bestätigt werden. Ein genetischer Zusammenhang zwischen Wolfsegger- und Schremser Granit ist durch ähnliche Zirkonpopulationen abzuleiten, eine direkte Verknüpfung mit den Dioriten vom Typus Gebharts-Pfaffenschlag konnte mangels geeigneter Zirkonpopulationen in den Dioriten nicht verifiziert werden, ist jedoch nach den geochemischen Untersuchungen sehr wahrscheinlich.

Die Zuordnung der Pegmatitgänge ist derzeit unzureichend, doch lassen die unterschiedlichen Spurenelementgehalte bei gleich geringen Zr-Konzentrationen beide Möglichkeiten offen. Ausgehend von den Rb/Sr-Quotienten in den Dioriten von 0,1-0,5, im Schremser Granit um 0,5, dessen Gänge (Typ I) von 0,52-1,30, sowie im Wolfsegger Granit um 0,94 und den Mobilisaten von 0,63-1,30, kann ein Intrusionsverband des Schremser- und Wolfsegger Granits sowie deren Gangfolge mit den Dioriten vom Typus Gebhart angenommen werden.

Im Gegensatz dazu kann der Gangtyp II durch die hohen Li- und Rb-Gehalte bei geringen Zr-, Ba- und Sr-Konzentrationen nicht in den Differentiationstrend des Schremser Granits einbezogen werden, kann jedoch gut mit dem Eisgarner Granit korreliert werden. Geochemisch können die beiden Granitgangtypen und ihre vermutlichen Stamm-Magmen unterschiedlichen geotektonischen Ereignissen zugeordnet werden.

¹⁾ Anschrift der Verfasser:

Doz. Dr. F. KOLLER, Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien. - Österreich.

Dr. R. GRATZER, Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben. - Österreich.

Dr. G. NIEDERMAYR, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien. - Österreich.

Summary

Granitic dikes occur in the northern Waldviertel and cross-cutting in the area of Gebharts-Pfaffenschlag intermediate rocks. The mineralogy, zircon population and chemistry of these dikes were investigated and compared with the intrusions of the Wolfsegger-, Schremser- and Eisgarner granite.

Different conditions of formation and crystallization could be deduced in the investigated dikes. The biotite granite (dike type I) with a nearly cotectic composition is situated in the system $Qz-Ab-An-Or$ in the orthoclase space at temperatures of $685^{\circ}-650^{\circ} C$ and 5 kbar $P H_2O$ and show in the crystallization temperatures a good correspondance to the Schremser- and Wolfsegger granite. The dike type II and the Eisgarner granite are situated in the quartz space and reach after crystallizing a small amount of quartz, the cotectic composition at 670° and 5 kbar $P H_2O$. The classification of the pegmatitic dikes, with a formation temperature at $650^{\circ} C$ and 5 kbar $P H_2O$, could not be clarified by these investigations. Crystall habit, shape and growth trends of the accessory zircons prove the classification of dike type I. Due to similar zircon population a genetic relationship can be deduced in the Wolfsegger- and Schremser granite, but not in the intermediate rocks of type Gebharts-Pfaffenschlag, where this zircon population is missing, yet propably a genetic context between these formations can be proved by chemical investigations. Based on the Rb/Sr ratio, which exceeds 0.1–0.5 in the diorites, ca. 0.5 in the Schremser granite, 0.52–1.3 in the accompanying dikes (type I), ca. 0.94 in the Wolfsegger granite as 0.61–1.3 in the mobilisates. It can be assumed, that the Schremser- and Wolfsegger granite included their dikes form one intrusion unit with the dioritic rocks of type Gebharts-Pfaffenschlag. The dike type II can not be included by way of contrast of high Li- and Rb content, low Zr-, Ba- and Sr concentration in the differentiations trend of the Schremser granite, but give a good correlation with the Eisgarner granite. Geochemically both types of granitic dikes and their supposed parental melts can be disposed to different geotectonical events.

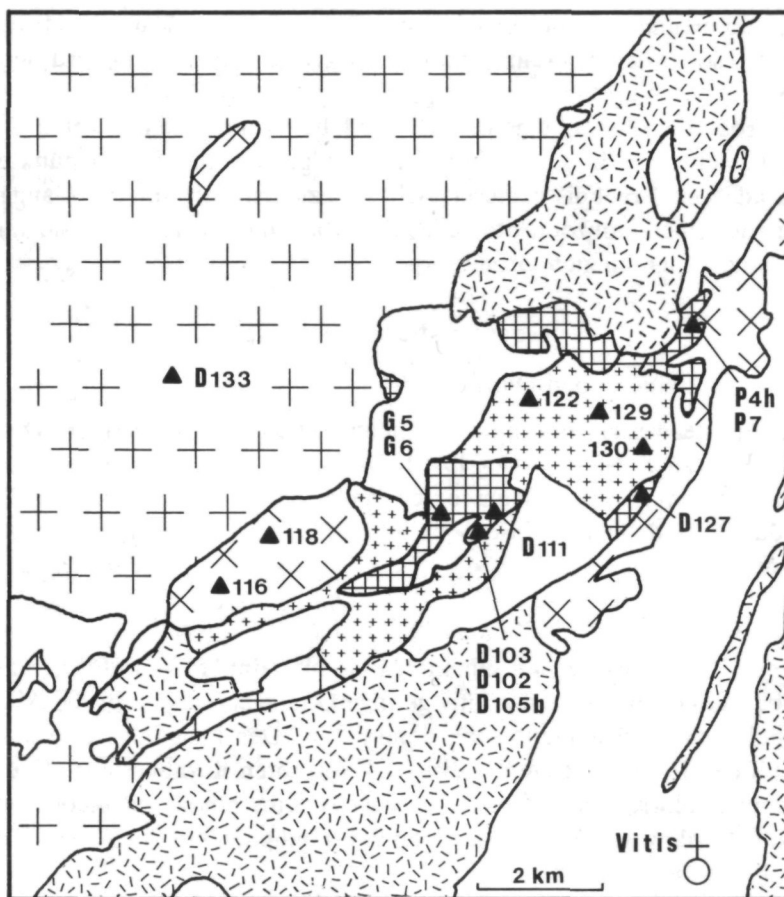
Einleitung

Im Zuge einer petrologischen Untersuchung der basischen bis intermediären Plutonite des nördlichen Waldviertels war auch deren genetischer Zusammenhang mit den in diesen Bereichen auftretenden großen granitischen Intrusionen zu prüfen. Die Haupt- und Spurenelementspektren dieser Gesteine ließen einen Entwicklungstrend vom Gabbro von Kleinzwettel über Hornblende-, Biotitdiorite und Wolfsegger Granit bis zu den sauren Graniten vom Typus Schrems sowie dessen Gangfolge vermuten (KOLLER & NIEDERMAYR 1981).

Um eine zufällige Koinzidenz in der magmatischen Entwicklungsgeschichte auszuschließen, wurden die Kristallisationsbedingungen im Vergleich mit experimentellen Arbeiten sowie die akzessorischen Zirkone dieser Gesteine näher untersucht. Zu prüfen war aber auch noch, ob sich die im Raum Gebharts-Pfaffenschlag den Dioritkörper durchschlagenden Granitgänge, deren pegmatitische Apophysen eine ungewöhnlich reiche Mineralisation aufweisen (KOLLER & NIEDERMAYR 1979), auf die sauren Massengesteine dieses Bereichs (Wolfsegger Granit, Schremser Granit und Eisgarner Granit) beziehen lassen, soweit dies mit den vorliegenden geochemischen Untersuchungen ableitbar ist.

Geologie

Im nördlichen Waldviertel findet man neben dem großen Eisgarner Granitkomplex noch kleinere Körper von Feinkorngranit (Typus Schrems) und vom älteren Weinsberger Granit (Abb. 1). Randlich um den Eisgarner Pluton gruppieren sich noch basische und intermediäre Intrusivkörper, wobei an einen geneti-



-  **Quarzmonzodiorite**
-  **Wolfsegger Granit**
-  **Schremser Granit**
-  **Eisgarner Granit**
-  **Weinsberger u. Rastenberg Granit**
-  **Paragneise u. Metamorphite**

Abb. 1. Geologische Übersichtskarte der Dioritkörper des nördlichen Waldviertels nach FUCHS & MATURA (1976). Die gefüllten Dreiecke stellen die Probenpunkte dar.

schen Zusammenhang zwischen Dioriten (Typus Gebharts) und Gabbro (Typus Kleinzewtl) sowie dem Schremser und Wolfsegger Granit gedacht wird (KOLLER & NIEDERMAYR 1981).

Die Abbildung 1 stellt eine geologische Übersichtsskizze des weiteren Untersuchungsgebietes dar, in der die in weiterer Folge genannten Probepunkte eingetragen sind. Die Ergebnisse dieser Arbeit beziehen sich auf die Ganggesteine innerhalb der Quarzmonzodiorite und Quarzmonzonite sowie auf die sie umgebenden als jünger angesehenen Granitkörper.

Gesteinsbeschreibung

1. Die Ganggesteine in den Dioriten

Die Diorite weisen eine intensive pegmatitische und granitische Durchädung auf (KOLLER & NIEDERMAYR 1979). Die Mächtigkeit dieser sich kreuzenden und häufig verzweigenden Gangscharen reicht vom cm- bis in den m-Bereich. Neben diesen sind noch diffuse Mobilisationen mit aufgelösten Dioritschollen relativ häufig zu beobachten.

a) Gangtyp I

Diese Gänge entsprechen einem mittel- bis feinkörnigen Biotitgranit. Der Mineralbestand (Tab. 1) weist relativ geringe Quarzgehalte auf, große Alkalifeldspatkristalle mit Mikroklingitterung dominieren. Der Plagioklas ist stark zonar gebaut mit deutlich abgesetzten, meist stark getrübbten Kernbereichen. Der Biotit ist manchmal chloritisiert und weist viele Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen auf. Muskowit ist selten und kann vollständig fehlen. An Akzessorien sind Ilmenit, Zirkon und Apatit zu nennen.

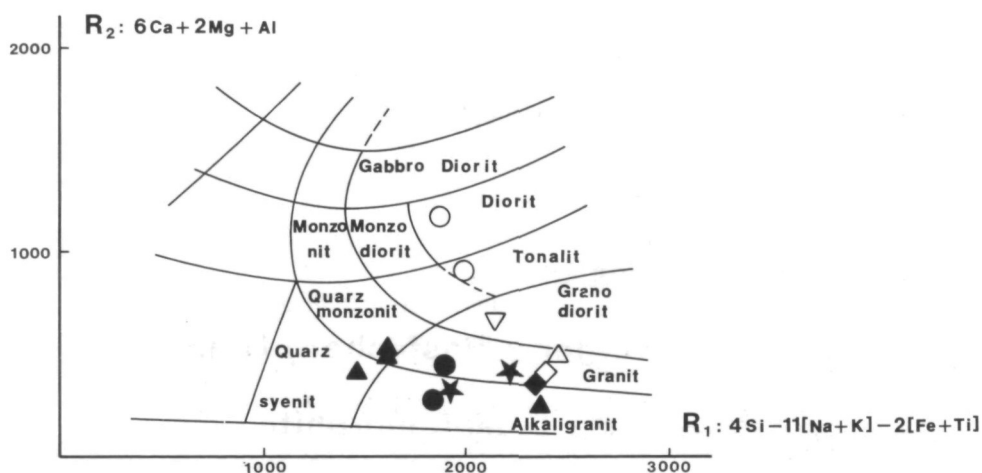


Abb. 2. Nomenklatorische Einstufung der untersuchten Gesteine nach DE LA ROCHE & al. (1980).
 Legende: Gangtyp I (▲), Gangtyp II (◆), Mobilisate (●), Pegmatite (★), Wolfsegger Granit (▽),
 Schremser Granit (△), Eisgarner Granit (◇), Diorite (○).

Im Dreieck Quarz – Alkalifeldspat – Plagioklas fallen diese Gänge in den Grenzbereich Granit – Quarzsyenit – Quarzmonzonit (KOLLER & NIEDERMAYR 1981). Ein ähnliches Bild ergibt sich aus der nomenklatorischen Darstellung von DE LA ROCHE & al. (1980) in Abb. 2.

Folgende Granitgänge, die dem Gangtyp I zugeordnet werden, wurden untersucht: G-6 (Diorit-Steinbruch Widy, Gebharts; ein ca. 20 cm breiter Gang), D-103 und D-105 b (aufgelassener Diorit-Steinbruch östlich Gebharts in Richtung Gutenbrunn), D-127 (aufgelassener Diorit-Steinbruch nördlich Berglöß).

b) Mobilisate

Von den Gängen mit biotitgranitischer Zusammensetzung ausgehend kommt es häufig zu diffusen Mischbereichen (P4h, D-102, Tab. 1) mit dem Quarzmonzodiorit. Ein erhöhter Biotitgehalt sowie mitunter eine Sproßung von großen Alkalifeldspateinsprenglingen charakterisieren diesen Gangtyp. Häufig sind in diesen Mobilisationsbereichen noch dioritische Schollen in einer granitischen Umgebung erhalten.

c) Gangtyp II

Zu diesem Typ werden die Gänge eines mittelkörnigen Zweiglimmergranites gestellt. Einen repräsentativen Vertreter stellt die Probe D-111 (aufgelassener Diorit-Steinbruch westlich Gutenbrunn) dar. Dieser Zweiglimmergranit führt große leistenförmige Alkalifeldspäte, die nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt sind und eine deutliche Mikroklingitterung zeigen. Die Plagioklase sind zonar gebaut mit einer intensiven Füllung im Kernbereich, die bevorzugt aus Hellglimmer besteht. Muskowit und der manchmal chloritisierte Biotit sind in ungefähr gleichem Mengenverhältnis (Tab. 1) in Form von großen Paketen vertreten.

In diese Gruppe werden noch einige weitere Gänge gestellt, die aber aufgrund ihrer Mächtigkeit oder ihres Erhaltungszustandes nicht weiter untersucht wurden, sie sind aber insgesamt seltener als der Gangtyp I.

Im Dreieck Quarz – Alkalifeldspat – Plagioklas (KOLLER & NIEDERMAYR 1981) sowie in der Nomenklatur nach DE LA ROCHE et al. (1980) fallen diese in das Granitfeld (Abb. 2), weichen aber aufgrund der geringen Quarzgehalte vom ternären Minimum deutlich ab.

d) Pegmatite

Die Pegmatite mit einer Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis ca. 1 m besitzen feinkörnige Salbänder und eine Zone, die reich an meist nur wenige cm betragenden Hohlräumen ist. Quarz und Feldspat zeigen häufig eine typisch schriftgranitische Verwachsung. Die meist mehrere cm messenden, nach (100) leistenförmig verzerrten Biotite geben diesen Gängen ein typisches Aussehen. KOLLER & NIEDERMAYR (1979) geben eine ausführliche Beschreibung des komplexen Bestandes an akzessorischen Mineralphasen.

Die Probe G-5 stellt einen milaritführenden Pegmatitgang aus dem Diorit-Steinbruch Widy, Gebharts, dar, die Probe P-7 eine äquivalente Großprobe aus dem Diorit-Steinbruch Artolz.

2. Diorite

KOLLER & NIEDERMAYR (1981) beschreiben die Diorite aus dem Bereich Gebharts und Pfaffenschlag mit dem Mineralbestand Hornblende, Biotit, Plagioklas, Quarz und Alkalifeldspat. Die Amphibole werden als Uralitprodukte präexistierender Klinopyroxene gedeutet. Geochemische Untersuchungen der als Quarzmonzodiorite bis Quarzmonzonite zu bezeichnenden Gesteine haben zwei unterschiedliche Häufungsbereiche ergeben. Als Diorit I wurden die hornblendereichen Quarzmonzodiorite und die häufig nur biotitführenden Quarzmonzonite als Diorit II bezeichnet. Die Diorite werden von vielen Gängen mit granitischer Zusammensetzung sowie von Pegmatiten durchschlagen, helle biotitreiche diffuse Schlieren und Mobilisate sind häufig (KOLLER & NIEDERMAYR 1979).

3. Wolfsegger Granit

Von FUCHS & MATURA (1976) wird der Wolfsegger Granit mit dem Schärddinger Granit korreliert, KOLLER & NIEDERMAYR (1981) sehen ihn als Bindeglied zwischen den Quarzmonzoniten und dem Schremser Granit an. Der Mineralbestand (Tab. 1) zeigt einen mittelkörnigen, sehr biotitreichen Melagranit, der häufig ein beginnendes graphisches Gefüge aus Alkalifeldspat und Quarz oder eine Myrmekitbildung besitzt. Neben hypidiomorphem Alkalifeldspat mit Mikroklingitterung sind zonar gebaute Plagioklase, ähnlich jenen aus den Quarzmonzoniten und aus dem Schremser Granit, häufig. Der Gehalt an Biotit liegt über 20 Vol.%, Hellglimmer ist sehr selten und kann vollständig fehlen. Zirkoneinschlüsse und pleochroitische Höfe sind im Biotit häufig anzutreffen, seltener Biotitskelettflecken (KOLLER & NIEDERMAYR 1981, p. 229).

Für diese Untersuchung wurden die Proben D-122, D-129 und D-130 von KOLLER & NIEDERMAYR (1981) als Vergleichsgrundlage herangezogen.

4. Schremser Granit

Der Schremser Granit wird als Äquivalent des Mauthausner Granits angesehen und stellt einen feinkörnigen Biotitgranit dar (RICHTER 1965). Der durchschnittliche Modalbestand ist in Tabelle 1 angegeben. Hervorzuheben ist der oszillierende Zonarbau der Plagioklase. Einen ähnlichen Zonarbau besitzen die Plagioklase der Diorite von Gebharts und Pfaffenschlag, allerdings mit höheren Anorthitgehalten (KOLLER & NIEDERMAYR 1981). Als Vergleichsmaterial für die Granitgänge wurden die Proben D-116 (Steinbruch Echtsenbacher Werk) und D-118 (Steinbruch Hartberg) herangezogen.

5. Eisgarner Granit

Der Eisgarner Granit ist ein mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit, der reich an akzessorischen Gemengteilen ist (SCHARBERT 1966). Die Vergleichsprobe D-133 (Steinbruch Aalfang) entspricht einer grobporphyrischen Varietät mit schmalen, leistenförmigen Alkalifeldspäten, die im Untersuchungsgebiet am weitesten verbreitet ist (FUCHS & MATURA 1976).

Tabelle 1. Die Gesteinschemismen der untersuchten Granite und Ganggesteine.

	Granittypen			Gangtyp I				helle Mobilisate		Gangtyp II	Pegmatite	
	Wolfs- egger	Schrem- ser	Eisgar- ner	G-6	D-103	D-105b	D-127	P4h	D-102	D-111	G-5	P-7
SiO ₂	66,9	71,6	71,1	67,4	68,1	71,0	68,2	69,4	66,5	72,9	73,6	74,1
TiO ₂	1,01	0,44	0,29	0,52	0,27	0,37	0,26	0,28	0,72	0,30	0,07	0,00
Al ₂ O ₃	15,67	14,51	14,61	15,48	16,64	15,25	16,06	15,51	15,66	13,85	14,11	13,69
Fe ₂ O ₃	1,32	0,53	0,75	0,71	0,46	0,44	0,57	0,52	1,06	0,43	0,28	0,09
FeO	3,07	1,25	1,75	1,65	1,08	1,03	1,33	1,22	2,48	1,01	0,65	0,22
MnO	0,08	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,02	0,04	0,02
MgO	1,55	0,49	0,48	0,73	0,44	0,58	0,65	0,46	1,46	0,36	0,16	0,12
CaO	2,68	2,22	1,09	1,76	1,07	2,07	1,50	1,52	2,63	0,76	1,34	0,43
Na ₂ O	2,96	3,47	2,90	3,83	3,61	3,10	3,18	3,56	2,71	2,89	4,40	5,02
K ₂ O	4,74	4,28	5,43	6,20	7,45	5,47	7,48	6,37	6,42	6,11	4,64	5,21
H ₂ O	0,68	0,47	0,77	1,42	0,44	0,26	0,49	0,24	0,40	0,72	0,25	0,18
Summe	100,66	99,30	99,21	99,73	99,58	99,59	99,75	99,10	100,09	99,35	99,54	99,08

Mineralbestand

Qz	23,8	36,9	29,7		17,2		17,0	24,9		17,1		
Alkf	24,2	24,8	29,8		56,7		47,8	40,8		38,4		
Plag	29,9	32,5	26,6		18,5		29,0	23,1		25,5		
Bio	21,9	5,2	6,7		6,3		6,0	5,2		18,7		
Mu	—	0,2	6,6		0,8		—	5,0		—		
Chl	—	—	—		—		—	0,8		—		
Erz	0,2	0,4	0,6		0,5		0,2	0,2		0,3		

ppm

Li	32	45	96	16	13	6	17	9	14	40	7	2
Be	2,3	2,0	2,2	1,8	1,2	1,8	1,8	1,3	1,3	2,0	1,8	80
F	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	132	n.b.	n.b.	307	79
S	210	62	73	300	0	258	175	27	306	0	643	536
Sc	14	6	5	8	4	5	5	5	11	4	5	3
V	97	40	39	57	36	38	41	33	79	29	21	14
Cr	49	7	15	13	7	12	16	5	41	5	6	0
Ni	33	17	27	20	18	16	19	19	25	21	17	20
Cu	19	12	10	12	9	14	10	10	15	7	18	15
Zn	99	50	92	60	58	47	49	56	82	75	38	18
Ga	26	21	25	29	24	19	24	22	23	26	21	33
Rb	214	174	340	210	224	114	206	221	179	288	201	306
Sr	227	350	89	186	172	244	223	170	286	77	88	23
Y	35	16	14	23	14	19	18	19	20	18	15	0
Zr	335	161	125	245	162	219	153	323	279	127	21	14
Nb	20	13	17	17	8	6	14	10	17	16	10	22
Ba	994	1081	121	675	654	796	801	1102	1250	147	30	0

Bildungsbedingungen der Granite

Wie aus den experimentellen Arbeiten von WINKLER (1976) und WINKLER & al. (1975, 1977) im System Ab–An–Or–Qz–H₂O bezogen auf 5 Kbar bzw. 7 Kbar P H₂O hervorgeht, können über die normativ berechneten Komponenten Albit, Anorthit, Orthoklas und Quarz Hinweise auf die Bildungsbedingungen graniti-

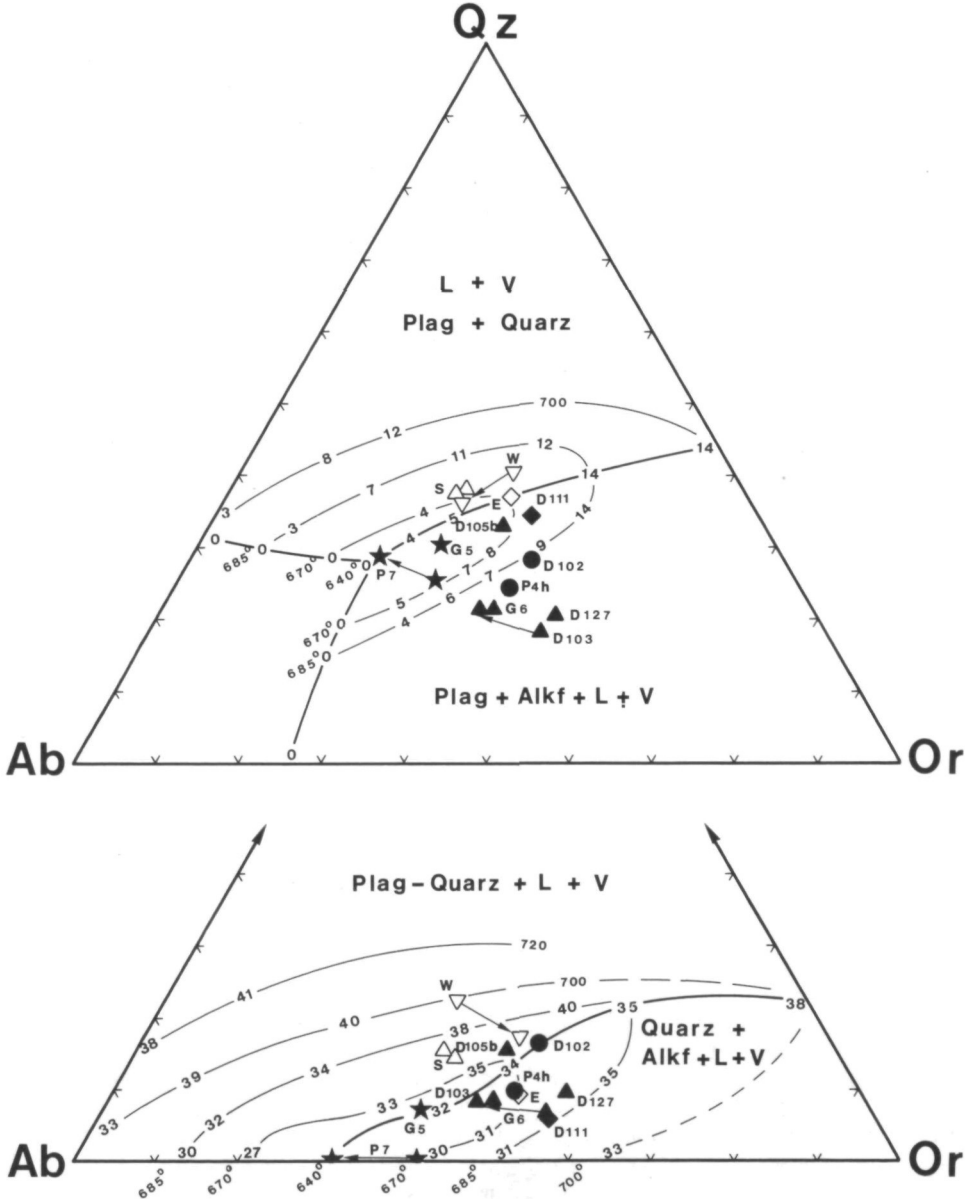


Abb. 3. Darstellung der Schmelzchemismen im System Qz–Ab–An–Or–H₂O bei 5 Kbar P H₂O nach WINKLER & al. (1977). Nummern geben An- bzw. Qz-Gehalt (%) an.

Legende: siehe Abbildung 2.

Tabelle 2. Normativer Mineralbestand, Verhältnis der Komponenten (Gew. %) Qz : Ab : An : Or sowie Erläuterungen.

	qz	ab	or	an	bi	Qz	Ab	Or	An	Erläuterungen
Gangtyp I										
G-6	18,59	32,44	32,91	6,44	6,09	20,6	35,9	36,4	7,1	auf der kot. Fläche Qz + Plag
D-103	16,27	30,58	41,71	5,31	3,81	17,3	32,6	44,4	5,7	im Orthoklasraum, 15% Orthoklas ($Or_{95}Ab_5$) entfernt von der kot. Fläche Plag + Alkf
D-105b	27,58	26,26	29,68	10,27	4,27	29,4	28,0	31,7	10,9	
D-127	17,83	26,93	41,08	7,44	5,10	19,1	28,9	44,0	8,0	auf der kot. Fläche Qz + Plag
Mobilisate P4h	21,17	30,15	35,13	7,21	4,14	22,6	32,2	37,5	7,7	auf der kot. Fläche Qz + Plag
D-102	21,50	22,95	31,52	10,75	10,38	24,8	26,5	36,3	12,4	
Gangtyp II										
D-111	31,05	24,48	34,03	3,77	3,43	33,3	26,2	36,5	4,0	im Quarzraum, 0,3% Quarz entfernt von der kot. Fläche Qz + Alkf
Pegmatit										
G-5	28,09	37,27	26,29	4,94	1,94	29,1	38,6	27,2	5,1	auf der kot. Fläche Qz + Plag
P-7	24,88	42,52	30,26	0,10	0,89	25,4	43,5	31,0	0,1	im Orthoklasraum, 12% Orthoklas ($Or_{95}Ab_5$) entfernt von der kot. Fläche Plag + Alkf
Wolfsegger Granit	25,78	25,07	20,57	13,29	12,08	30,4	29,6	26,3	15,7	im Plagioklasraum, 16% Plagioklas (An_{40}) entfernt von der kot. Fläche Plag + Qz
Schrenser Granit	31,13	29,05	22,64	9,47	4,91	33,7	31,5	24,5	10,3	im Plagioklasraum, 3% Plagioklas (An_{40}) entfernt von der kot. Fläche Plag + Qz
Eisgarner Granit	31,69	24,56	28,95	5,41	5,29	35,0	27,1	31,9	6,0	im Quarzraum, 2% Quarz entfernt von der kot. Fläche Qz + Alkf

Die Berechnung der Komponenten (Qz, Ab, Or, An, Bi) erfolgte nach MIELKE & WINKLER (1979).⁶ Zur hornblendefreien Berechnung (entsprechend dem Modalbestand) wurde Apatit eingeführt.

scher Gesteine erhalten werden. Um die Lage der einzelnen Projektionspunkte in der Tetraederdarstellung nicht zu verfälschen wurde für die Verrechnung der chemischen Analysen nicht die ansonst übliche CIPW-Norm, sondern die von MIELKE & WINKLER (1979) vorgeschlagene MESO-NORM verwendet (Tab. 2). Die ermittelten Komponenten wurden in die beiden Dreiecksdarstellungen Ab–Or–Qz und Ab–Or–An bezogen auf 5 Kbar P H₂O eingetragen (Abb. 3). Die einzelnen Punkte, die die Gesteinszusammensetzung darstellen, sind mit den entsprechenden Signaturen der Gangtypen eingetragen. Die Pfeilrichtung deutet die Lage der kotektischen Zusammensetzung an.

Betrachtet man das Dreieck Ab–Or–Qz, so fallen der Wolfsegger Granit (W) und der Schremser Granit (S) in das Plagioklasfeld, der Gangtyp I (G-6, D-103, D-105b, D-127), die Mobilisate (P4h, D-102) und die Pegmatite (G-5, P-7) in das Orthoklasfeld, jedoch der Gangtyp II (D-111) sowie der Eisgarner Granit (E), nur in Ergänzung mit der Darstellung Ab–Or–An erkennbar, in das Quarzfeld.

Für die beiden Punkte, die im Plagioklasfeld liegen (Wolfsegger- und Schremser Granit), bedeutet dies, daß die magmatische Ausscheidungsfolge mit Plagioklas (An₄₀), entsprechend der optisch bestimmten Plagioklaszusammensetzung, beginnen muß, bis die kotektische Zusammensetzung erreicht wird. Erst nach dem Erreichen der kotektischen Fläche Plag + Qz + L + V erfolgt die Auskristallisation von Quarz und Plagioklas. Für den Wolfsegger Granit (W) beginnt dies nach einer Ausscheidung von 16% Plagioklas (An₄₀) bei der Isotherme von 680° C bezogen auf 5 Kbar P H₂O. Der Schremser Granit (S) erreicht die kotektische Zusammensetzung bereits nach 3% ausgeschiedenem Plagioklas (An₄₀) bei der Isotherme von 675° C und 5 Kbar P H₂O.

Wie aus den Dreiecksdarstellungen hervorgeht, liegt ein Großteil der untersuchten Gesteinschemismen im Orthoklasfeld. Im Bezug zur Lage auf die kotektische Fläche Plag + Alkf + L + V lassen sich zwei Gruppen unterscheiden. Bei jener Gruppe, die den Proben G-5, P4h, G-6 und D-127 angehören, entsprechen die Gesteinszusammensetzungen den kotektischen Zusammensetzungen und liegen somit auf der kotektischen Fläche Plag + Alkf + L + V bei Temperaturen > 685° C bezogen auf 5 Kbar P H₂O. Eine Ausnahme bildet die Zusammensetzung der Pegmatitproben G-5, die auf der kotektischen Fläche bei der Isotherme von 650° C liegt.

Die restlichen Probenpunkte (Gangtyp I D-103 und der Pegmatit P-7) weisen für die Projektionslage in der Tetraederdarstellung (Tab. 2) zu geringe Anorthitgehalte auf und liegen somit unter der kotektischen Fläche Plag + Alkf + L + V im Orthoklasraum. Erst nach Auskristallisation einer wechselnden Menge an Orthoklas (Or₉₅Ab₅) erreichen die Gesteine dieser Gruppe die kotektische Zusammensetzung, bei der die Komponenten Plagioklas und Quarz ausgeschieden werden. Die rechnerisch ermittelte Menge an Orthoklas (Or₉₅Ab₅) bis zum Erreichen der kotektischen Fläche Plag + Alkf + L + V beträgt für den Gangtyp I D-103 15% bei Temperaturen > 685° C, für den Pegmatit P-7 12% bei Temperaturen um 650° C bezogen auf 5 Kbar P H₂O. Die Proben, Gangtyp I D-105 b und Mobilisat D-102, liegen ebenfalls im Orthoklasfeld, jedoch einige Prozent Anorthit

über der kotektischen Fläche $\text{Plag} + \text{Alkf} + \text{L} + \text{V}$ bei Temperaturen von 650°C bzw. 685°C bezogen auf 5 Kbar $\text{P H}_2\text{O}$.

Der Eisgarner Granit (E) und der Gangtyp II D-111 liegen wie aus der Kombination der Darstellungen Ab-Or-Qz und Ab-Or-An hervorgeht im Quarzraum. Beide Punkte liegen nahe an der kotektischen Fläche $\text{Qz} + \text{Alkf} + \text{L} + \text{V}$. Nach einer Auskristallisation von 2% Quarz erreicht der Eisgarner Granit (E) bei der Isotherme von 670°C und 5 Kbar $\text{P H}_2\text{O}$ die kotektische Zusammensetzung. Der Gangtyp II D-111 erreicht nach einer Ausscheidung von 1% Quarz die kotektische Fläche bei der Isotherme von 685°C und 5 Kbar $\text{P H}_2\text{O}$.

Gegenüberstellung der Ergebnisse nach MIELKE & WINKLER (1979)

Wolfsegger Granit	680°C	Gangtyp I	$685^\circ\text{--}650^\circ \text{C}$
Schremser Granit	675°C	Gangtyp II	670°C
Eisgarner Granit	670°C	Pegmatit	650°C

Zirkonuntersuchungen

Wie aus den Arbeiten von WYART (1954), POLDERVAART (1956), HOPPE (1963), ARPS (1970) und MALCUIT & HEIMLICH (1972) hervorgeht, kann das Erscheinungsbild akzessorischer Zirkone zur Klärung petrogenetischer Fragestellungen herangezogen werden. Statistische Auswertungen des gewonnenen Datenmaterials ergänzen in der Regel die visuell ermittelten Zirkondaten (RMA – „reduced major axis“, LARSEN & POLDERVAART 1956–58).

Untersucht wurden die Granite vom Typus Schrems (D-116, D-118), der Wolfsegger Granit (D-130) und ein Granitgang aus den Dioritbrüchen von Gebharts (G-6) (Tab. 3). Zum Vergleich standen Zirkonpräparate von verschiedenen Dioriten aus dem Steinbrück der Fa. Widy bei Gebharts, dem Steinbruch der Fa. Poschacher bei Artholz, aus dem Dioritmassiv von Chlum (CSSR) sowie vom Gabbro von Kleinzwetzl zur Verfügung (KOLLER & NIEDERMAYR 1981). Die Zirkone der basischen Gesteine waren größtenteils zerbrochen und daher für eine statistische Auswertung somit nicht geeignet.

Nach Tracht und Habitus der Zirkone konnten die untersuchten Gesteinstypen zwei Gruppen zugeordnet werden. Die Diorite und der zum Vergleich untersuchte Gabbro zeigen eine ziemlich einheitliche Zirkonpopulation. Demgegenüber sind die Zirkone der sauren Gesteinstypen deutlich unterscheidbar. Die Zirkone des Gabbros und der Diorite sind in der Regel stark zerbrochen und von röhrenförmigen Hohlkanälen, Rissen und unregelmäßig begrenzten, trüben Partien durchsetzt. Auffällig ist ein sehr hoher Anteil an Zirkonbruchstücken. Soweit nach dem Schlibbfund geurteilt werden kann, wurden die Zirkone nicht bei der Aufbereitung zerbrochen, sondern waren schon primär als Fragmente in der Schmelze vorhanden. Auch im mechanisch nicht aufbereitetem Verwitterungsgrus konnte kein höherer Anteil an vollständig entwickelten Kristallindividuen beobachtet werden. Das häufige Auftreten von Zirkonbruchstücken könnte so gedeutet werden, daß die basischen Gesteinstypen im Zuge einer magmatischen Differentia-

tion vom Stamm-Magma abgetrennt und tektonisch in ein höheres Krustenniveau eingepreßt wurden. Die bei diesem Vorgang wirksame Druckbeanspruchung auf die relativ kleinen Intrusivkörper könnte zu einem Zerbrechen der in der Schmelze vorhandenen Kristallite (Zirkon, Titanit) geführt haben. Endflächen sind nur ausnahmsweise entwickelt und lassen in diesen Fällen einfache und komplexe Kombinationen erkennen, wobei die einfache Flächenkombination (100) + (110) + (111) zu überwiegen scheint. Eine statistische Auswertung war wegen der meist in Bruchstücken vorliegenden Zirkonindividuen nicht möglich. Die erkennbaren Dimensionen der Bruchstücke lassen aber den Schluß zu, daß die Elongation der Dioritzirkone weit über 2,0 liegen muß und diese somit für eine plutonische Zirkonassoziation typisch sind (POLDERVAART 1965). Das Fehlen von gerundeten Zirkonen, die im allgemeinen für Paragesteinsmaterial charakteristisch sind, berechtigt zur Annahme, daß Material sedimentären Ursprungs nicht mittelbar von den Dioritintrusionen in größerem Umfang assimiliert worden sein dürfte.

Bemerkt sei noch, daß nach KURAT (1965) und eigenen Untersuchungen der Weinsberger Granit eine in Tracht, Habitus und Einschlußbildern sehr ähnliche Zirkonpopulation aufweist, somit eine genetische Beziehung zwischen diesem Granitkörper und dem Gabbro von Kleinzwettl und den Dioriten von Gebharts und Pfaffenschlag nicht ausgeschlossen werden kann. Da die Untersuchung der basischen Gesteine keine auswertbaren Daten ergab, konnte ein statistisch signifikanter Vergleich der Zirkonpopulation dieser Gesteinstypen nicht durchgeführt werden.

Die Zirkone der Granite vom Typus Schrems, Wolfsegg und Mauthausen zeigen dagegen ein gänzlich anderes Bild. Sie sind jedoch untereinander relativ ähnlich entwickelt. Eine Ausnahme bildet der Wolfsegger Granit, der eine ausgesprochen heterogene Zirkonpopulation aufweist, die sich in einem sehr niederen Korrelationskoeffizienten ($r = 0,0016$) manifestiert.

Die Zirkone der Granite vom Typus Schrems (D-116, D-118) und Mauthausen (Tab. 3) zeigen etwa zu gleichen Teilen die Flächenkombinationen (100) + (110) + (111) sowie (100) + (110) + (111) + (311). Sie sind im Gegensatz zu den Zirkonen in den basischen Gesteinen wesentlich kurzprismatischer, zumeist klar, seltener zonar gebaut und von Einschlüssen durchsetzt. Arrundierte Zirkonindividuen sind häufig.

Von Interesse war, ob die die Diorite durchschlagenden Gänge mit normalgranitischem Chemismus sich diesen Granittypen zuordnen lassen oder ob etwa eine Beziehung zur Masse des Wolfsegger Granites, der von den Dioritkörpern umgeben wird, besteht. Sowohl der Mineralbestand als auch der Chemismus und die Zirkonpopulation sprechen für eine enge genetische Verwandtschaft dieser Granitgänge mit den Intrusionen des Schremser- oder Mauthausener Granites. Aufgrund der Ähnlichkeit von Tracht und Habitus gewisser Zirkontypen des Wolfsegger Granites mit jenen der übrigen Granite ist eine genetische Beziehung dieser Granitmassive ebenfalls wahrscheinlich. Die im Gegensatz zu Schremser- und Mauthausener Granit ausgesprochen heterogene Zirkonpopulation des Wolfsegger Granites spricht allerdings für das Vorliegen einer mit Fremdmaterial,

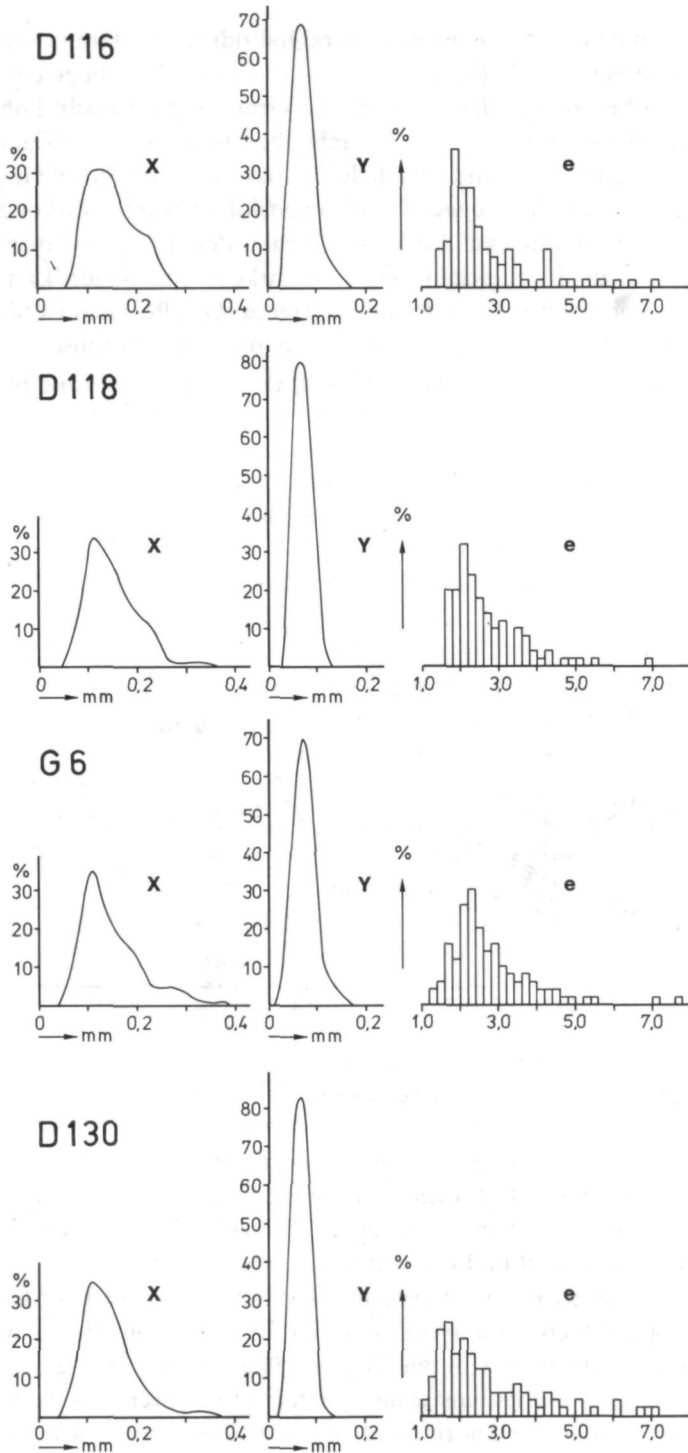
A

Abb. 4a. Verteilung von Länge und Breite sowie Elongation der Zirkone der Granite Typus Schrems (D-116, D-118) und Wolfsegg (D-130) und eines sauren Ganggesteins aus dem Dioritkörper von Gebharts (G-6).

vermutlich sedimentären Ursprungs, stark hybridisierten Granitintrusion. Dem Differentiationstrend nach (KOLLER & NIEDERMAYR 1981) liegt der Wolfsegger Granit zwar näher zu den Dioriten als die Granite, der relativ hohe Anteil an Zirkonen mit Elongationen unter 2,0 macht aber eine verstärkte Zumischung von Paragesteinsmaterial sehr wahrscheinlich (POLDERVAART 1955). Im Gegensatz dazu weist aber gerade der Wolfsegger Granit ungewöhnlich viele Zirkone mit hohem Längen/Breiten-Verhältnis auf (Abb. 4 a). Schon POLDERVAART (1956) diskutierte die Gründe, warum in manchen Graniten Zirkone mit hohen Längen/Breiten-Verhältnissen, mit Elongationen $> 4,0$, auftreten. Das Problem ist bis heute noch nicht befriedigend geklärt worden, doch wird von vielen Autoren auf die hybride Natur solcher, ungewöhnlich langprismatisch entwickelte, Zirkone führender Gesteine hingewiesen.

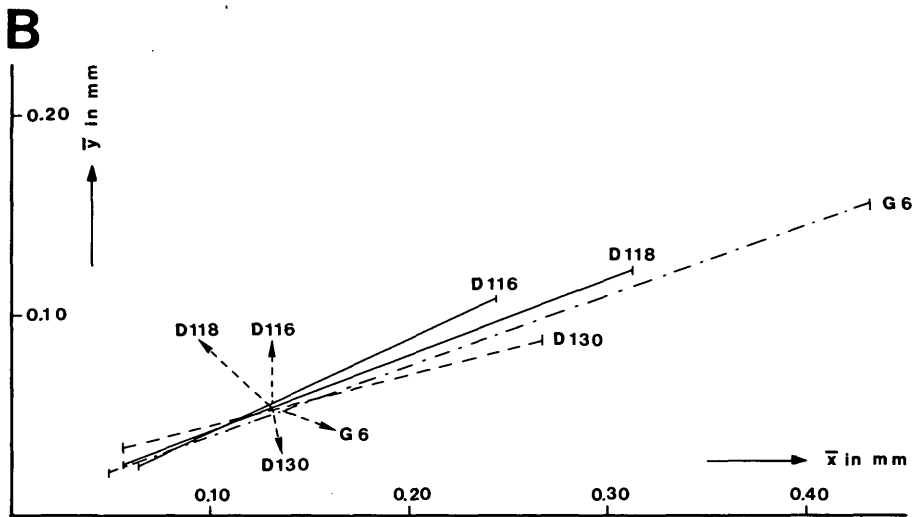


Abb. 4b. RMA-Diagramm der bearbeiteten Zirkonproben.

Auch aus dem RMA-Diagramm (Abb. 4 b) ist zu ersehen, daß die solcherart statistisch ausgewerteten Proben einen mittleren gemeinsamen Wachstumstrend repräsentieren und diese aufgrund ihrer Zirkonpopulation somit möglicherweise einem gemeinsamen Stamm-Magma zugrunde gelegt werden können.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß sich die untersuchten Gesteinstypen auf Grund von Tracht und Habitus der akzessorischen Zirkone gut charakterisieren lassen. Eine genetische Verwandtschaft zwischen den Dioriten (und dem Gabbro von Kleinzwetl) einerseits und den Graniten vom Typus Mauthausen, Schrems und Wolfsegg und deren Gangfolge andererseits ist an Hand von Tracht, Habitus und Wachstumstendenzen der akzessorischen Zirkone nicht festzustellen. Die Zirkone der Diorite und jene des Gabbros von Kleinzwetl weisen ein gänzlich anderes Erscheinungsbild auf, als die in den genannten Graniten auftretenden Zirkone.

Tabelle 3. Trachtverteilung und durchschnittliche Länge (x), Breite (y) und Elongation (e) der untersuchten Zirkone (Mengen-%) sowie die mit der RMA-Methode ermittelten statistischen Parameter a und der Korrelationskoeffizient r.

	D-116	D-118	D-130	G-6
Einfache Flächenkombination				
(100) + (110) + (111)	36	55	17	47
Komplexe Flächenkombination				
(100) + (110) + (111) + (311)	59	36	75	53
Gerundete Zirkone, ohne erkennbare Flächen	5	9	8	
durchschnittliche Länge (x in mm)	0,1344	0,1334	0,1306	0,1360
durchschnittliche Breite (y in mm)	0,0558	0,0532	0,0521	0,0528
durchschnittliche Elongation (e)	2,69	2,60	2,69	2,63
Steigung a (RMA)	0,4650	0,3740	0,2522	0,3236
Korrelationskoeffizient r (RMA)	0,5809	0,5584	0,0016	0,6728

Die Ergebnisse der petrologischen Untersuchungen lassen eine genetische Beziehung der Diorite von Gebharts und Pfaffenschlag zu den sauren Massengesteinen dieses Raumes als möglich erscheinen. Dies kann nicht nur auf Grund des Geländebefundes vermutet werden, sondern scheint auch durch die geochemischen Daten belegt (KOLLER & NIEDERMAYR 1981). Wenn allerdings eine magmatische Differentiation von Gabbro über Diorit bis zu Granit vorliegt, muß angenommen werden, daß die Assimilation von Nebengestein das ursprüngliche Magma soweit veränderte, daß es zu einer praktisch vollständigen Resorption der primären Zirkone des basischen Ausgangsmagmas und Ausbildung neuer Zirkonpopulationen in den granitischen Gesteinen gekommen sein muß. Ein Teil der Nebengesteinszirkone ist dabei offensichtlich als Altbestand in das granitische Magma übernommen worden. Einzig die heterogene Zirkonpopulation des Wolfsegger Granites könnte zumindest zu einem kleinen Teil noch unverdaute Reste von Zirkonen des dioritischen Stammagmas aufweisen, doch ist dies nicht mit hinreichender Sicherheit nachweisbar. Die die Diorite durchschlagenden sauren Gänge lassen sich eindeutig hinsichtlich Mineralbestand, Geochemie und auf Grund ihrer akzessorischen Zirkonpopulationen auf die Granite vom Typus Schrems beziehen.

Geochemie

Neben dem Mineralbestand waren auch die Ergebnisse der geochemischen Untersuchung ausschlaggebend für eine Untergliederung der Granitgänge in den Dioriten.

Gangtyp I

Diese Gruppe stellt einen quarzarmen Biotitgranit dar, der sich durch relativ hohe K-Gehalte von 5,47–7,48 Gew. % K_2O auszeichnet. Die Pauschalzusammensetzung zeigt gegenüber dem Schremser Granit (Tab. 1) geringere SiO_2 -Gehalte, wobei aber die untersuchten Spurenelemente ähnliche Größenordnungen aufweisen. Abbildung 5 zeigt, daß diese Ganggesteinsgruppe für Ti, Rb, Y und Nb eine

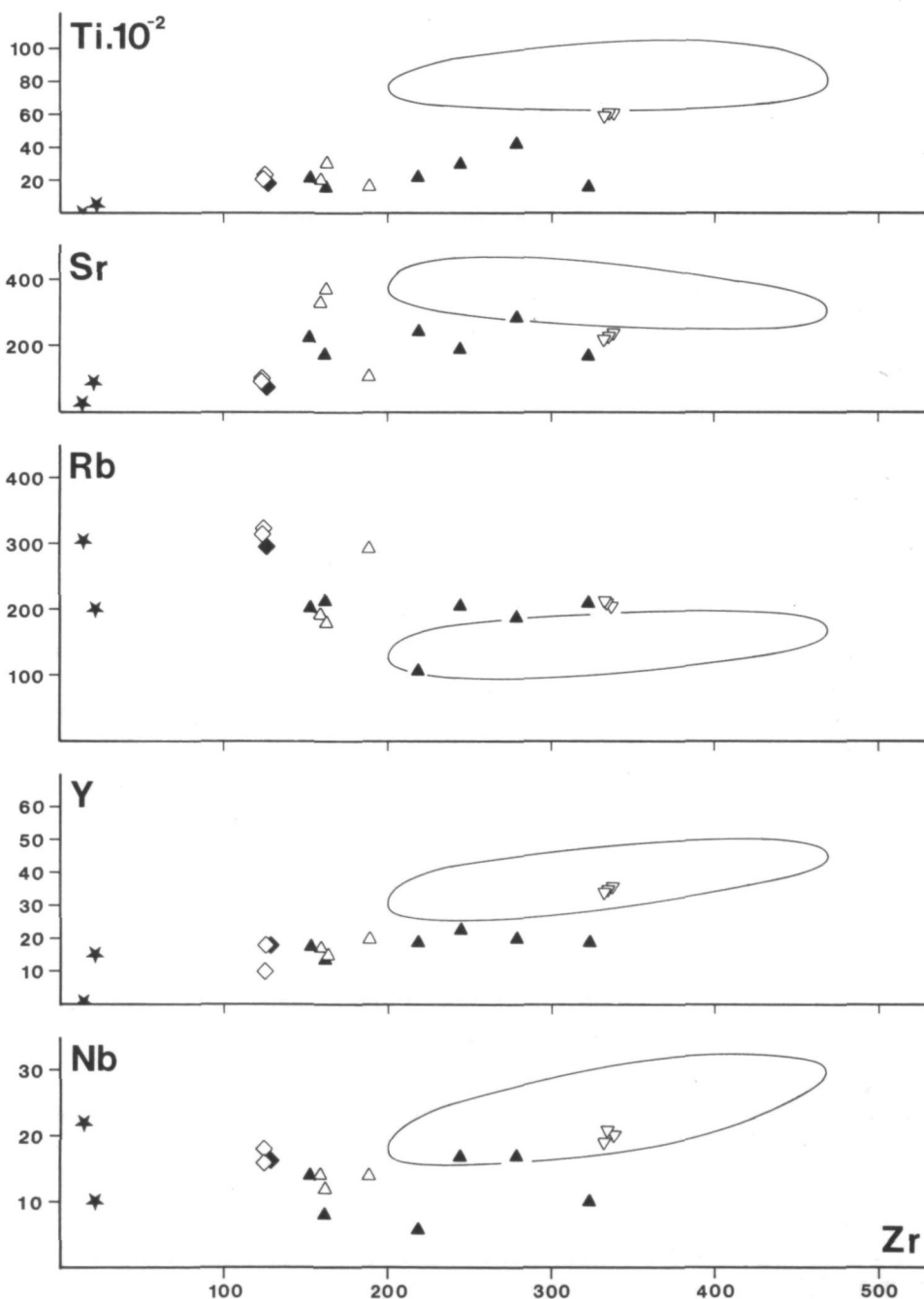


Abb. 5. Variationsdiagramm einiger Spurenelemente der Plutonite und Ganggesteine des nördlichen Waldviertels (Feld für Zusammensetzung der Diorite).
Legende: siehe Abbildung 2

teilweise sehr gute Übereinstimmung mit den Kernbereichen des Schremser Granits aufweisen, der Rest tendiert zum Wolfsegger Granit bzw. zu den hellen Mobilisaten in den Dioriten und nähert sich dem Feld der Diorite (KOLLER unpubl.). Die Rb/Sr-Verhältnisse reichen von 1,3 bis 0,5, die Ba-Gehalte von 654–801 ppm.

Mobilisate

Die Mobilisate in den Quarzmonzodioriten und Quarzmonzoniten erreichen sowohl im prozentuellen Biotitanteil als auch in ihrer Geochemie dem Wolfsegger Granit vergleichbare Werte mit Rb/Sr-Verhältnissen von 0,6–1,3 und Ba-Gehalten von 1102 bis 1250 ppm (Tab. 1). Die Gehalte an Zr, Nb, Y, Rb, Sr und Ti nähern sich ebenfalls sehr denen der Diorite und jenen des Wolfsegger Granites.

Gangtyp II

Der Zweiglimmergranitgang (D-111) besitzt ebenfalls einen hohen K-Gehalt und einen damit verbundenen höheren Anteil an Alkalifeldspat (Tab. 1). Sowohl der Hauptchemismus als auch die Spurenelementgehalte entsprechen sehr gut dem Eisgarner Granit (Typus Aalfang). Auch in Abb. 5 zeigt sich für die Elemente Zr, Nb, Y, Rb, Sr und Ti eine ausgezeichnete Übereinstimmung. Das Rb/Sr-Verhältnis weicht mit 3,74 kaum von dem des Aalfanger Granits mit 3,82 ab. Der Gangtyp II besitzt gegenüber dem Gangtyp I deutlich höhere Rb-Gehalte und geringere Ba-Werte.

Pegmatite

Die Pegmatite stellen die SiO₂-reichsten Ganggesteine dar, besitzen aber gegenüber den Granitgängen höhere Na₂O- und geringere K₂O-Werte (Tab. 1). Die Be-Gehalte sind stark variabel und werden durch sporadisch auftretenden Beryll oder anderen Be-Mineralphasen verursacht (KOLLER & NIEDERMAYR 1979). Die Gehalte an Li, Ti, Sr, Zr, Ba und teilweise an Y sind deutlich geringer als in den Granitgängen. Das Rb/Sr-Verhältnis reicht von 2,3 bis 13,3.

Wolfsegger Granit

Dieser Biotitmelaгранit zeigt in drei fast 2 km auseinander liegenden Proben (Abb. 1) eine erstaunlich ähnliche Zusammensetzung, die immer, wie schon KOLLER & NIEDERMAYR (1981) gezeigt haben, sehr nahe dem Chemismus der Quarzmonzonite liegt. So besitzt der Wolfsegger Granit von den sauren Gesteinen die höchsten Gehalte an Zr, Y, Nb, Ti, V, Cr und Ni. Das mittlere Rb/Sr-Verhältnis liegt bei 0,9, der Durchschnittswert von Ba bei 994 ppm.

Schremser Granit

Die beiden Vergleichsproben des Schremser Granites aus zwei verschiedenen Steinbrüchen entsprechen weitgehend der von RICHTER (1965) angegebenen Zusammensetzung. Lediglich eine Randfazies des Granitplutons weicht zu höheren Zr- und Rb-Gehalten ab (Abb. 5, Tab. 1). Bei den Ganggesteinen (Typ I), den Mobilisaten und dem Wolfsegger Granit sehr ähnlichen Ba-Gehalten um 1081 ppm

weicht der Rb/Sr-Quotient mit 0,5 aufgrund der wesentlich höheren Sr-Gehalte um 350 ppm deutlich zu geringeren Werten ab.

Eisgarner Granit

Die Vergleichsproben (Typus Aalfang) des Eisgarner Granites besitzen das höchste Rb/Sr-Verhältnis von 3,8 und zeigen abgesehen von den K-Werten eine gute Übereinstimmung mit dem Spurenelementgehalt der Zweiglimmergranitgänge. Die höheren Gehalte an Li, Rb und teilweise Be bei gleichzeitig deutlich niedrigeren Werten von Ba, Zr sowie Sr kennzeichnen und unterscheiden die Zweiglimmergranite von den Biotitgranitkörpern.

Diskussion der Ergebnisse

Mit Hilfe des Mineralbestandes, den Zirkonuntersuchungen und der Geochemie lassen sich die Ganggesteine zwangslos den benachbarten Granitkomplexen zuordnen, lediglich die Herkunft der Pegmatite ist mehrdeutig.

Vergleicht man die Zusammensetzung der untersuchten Gesteinstypen an Hand der Tetraederdarstellung Ab-An-Or-Qz (WINKLER & al. 1975, 1977) so lassen sich für einzelne Granittypen gemeinsame Bildungsbedingungen erkennen. Mit ihrer Lage im Plagioklasraum erreichen der Wolfsegger- und der Schremser Granit nach einer geringfügigen Ausscheidung von Plagioklas (An_{40}) die kotektische Zusammensetzung bei 680° C bzw. 675° C bezogen auf 5 Kbar P H_2O und zeigen somit kaum Unterschiede in ihren Bildungsbedingungen. Die mit diesen beiden Granittypen genetisch in Verbindung stehenden Gänge (Gangtyp I) liegen entsprechend dem Chemismus im Orthoklasraum, weisen annähernd kotektische Zusammensetzung auf und liegen mit Temperaturen von 685°–650° C im Bildungsbereich der Granite.

Der Eisgarner Granit und der damit verbundene Gangtyp II liegen in diesen Darstellungen im Quarzraum nahe der kotektischen Fläche Qz + Alkf + L + V, die nach einer geringfügigen Ausscheidung von Quarz bei Temperaturen von 670° C bzw. 685° C bezogen auf 5 Kbar P H_2O erreicht wird. Die Pegmatite, deren Zugehörigkeit an Hand dieser Darstellungen nicht geklärt werden konnte, zeigen Bildungsbedingungen um 650° C bezogen auf 5 Kbar P H_2O .

Es kann somit festgestellt werden, daß an Hand der ermittelten Bildungsbedingungen und Kristallisationsabfolge eine Trennung der Granitgänge in Typ I und Typ II sowie eine Zuordnung zu den einzelnen Granitintrusionen möglich ist.

Zusammenstellung der Bildungsbedingungen (4–5 Kbar P H_2O)

Norite	880°–700° C	} KOLLER & NIEDERMAYR (1981)
Diorit I	820°–690° C	
Diorit II	725°–600° C	
Wolfsegger Granit	680° C	
Schremser Granit	675° C	
Gangtyp I	685°–650° C	
Eisgarner Granit	670° C	
Gangtyp II	670° C	
Pegmatit	650° C	

Aus den Zirkonuntersuchungen läßt sich ein genetischer Zusammenhang von Schremser- und Wolfsegger Granit ableiten, eine direkte Beziehung dieser beiden Komplexe zu den dioritischen Intrusionen kann mangels geeigneter Zirkonpopulationen in den Dioriten jedoch nicht bestätigt werden (KOLLER & NIEDERMAYR 1981). Die Zirkone des relativ mächtigen Granitganges G-6 (Gangtyp I) entsprechen sowohl in der Morphologie als auch in den Größenverhältnissen (Abb. 4 a und 4 b) denen des Schremser- und Wolfsegger Granits, wobei bei einer Magmenentwicklung von den gabbroiden Schmelzen ausgehend lediglich der Wolfsegger Granit nicht resorbierte Zirkonpopulationen führt. Für den Schremser Granit und sein Gangfolge (Gangtyp I) ist eine Rekristallisation der Zirkonindividuen wahrscheinlich.

Die geochemischen Untersuchungen an den Ganggesteinen und Vergleichsproben aus dem umgebenden Granitkörper bestätigen die vorgeschlagene Gliederung und die Zuordnung des Gangtyps I zum Schremser Granit mit Übergängen zu den Mobilisaten in den Dioriten und zum Wolfsegger Granit. Von der Statistik her ist dieser Gangtyp wesentlich häufiger als der zum Eisgarner Granit zuzurechnende Gangtyp II. Die Zuordnung der Pegmatitgänge ist unsicher, jedoch lassen die unterschiedlichen Gehalte an Nb, Y und Rb (Abb. 5) bei gleich geringen Zr-Gehalten beide Zuordnungsmöglichkeiten offen. Eine direkte Beziehung des Granitgangtyps II zu den Pegmatiten wurde nicht beobachtet. Es ist jedoch festzuhalten, daß Pegmatitbildungen, die reich an akzessorischen Gemengteilen sind, im Grenzbereich Feinkorngranit zu Eisgarner Granit im nördlichen Waldviertel durchaus häufig sind.

Die von KOLLER & NIEDERMAYR (1981) aufgrund von Gesteinschemismen sowie einigen Spurenelementen erstellte Magmenreihe von noritischer Zusammensetzung (Typus Kleinzwetl) über Quarzmonzodiorit bis Quarzmonzonit (Typus Gebharts) und Wolfsegger Granit zum Schremser Granit läßt sich anhand der Biotitgranitgänge (Gangtyp I) sowie den alkalifeldspatreichen Mobilisaten bestätigen.

Obwohl die Biotitgranitgänge an Kalium angereicherte Restschmelzen darstellen, scheinen sie stark desilifiziert zu sein.

Ein Intrusionsverband des Schremser- und Wolfsegger Granits mit den Dioriten (Typus Gebharts) würde sowohl die Desilifizierung als auch die diffusen alkalifeldspatreichen Mobilisate innerhalb der Diorite mit ähnlicher geochemischer Zusammensetzung gut erklären. In diesem Sinne sind die Rb/Sr-Quotienten der Diorite von 0,1–0,5 (KOLLER & NIEDERMAYR 1981) sowie die des Schremser Granites von 0,5 mit denen der Granitgänge (Typ I) von 0,52–1,30, des Wolfsegger Granites von 0,94 und die der Mobilisate von 0,63–1,30 gut korrelierbar. Ein analoges Bild erhält man für den Vergleich der Ba-Werte der Granite mit jenen der Diorite, die ebenfalls Gehalte von 800–1200 ppm erreichen (KOLLER & NIEDERMAYR 1981).

Im Gegensatz dazu unterscheiden sich die Zweiglimmergranite in der Zusammensetzung durch ihre hohen Rb- und Li-Konzentrationen bei geringeren Zr-, Ba- und Sr-Gehalten und lassen sich nicht auf den Differentiationstrend der Schremser Granite beziehen (Abb. 5). Ihre Gänge selbst scheinen ebenfalls trotz einer

Anreicherung an Kalium keine Reaktionen mit dem dioritischen Wirtsgestein erfahren zu haben. Dies spricht für die bisher gültige Altersabfolge der großen Granitintrusionen mit dem Eisgarner Granit als jüngstem plutonischen Körper.

Nach PEARCE & al. (1985) würden die Granite der Intrusionsabfolge – Norit (Typus Kleinzwettl) – Diorite (Typus Gebharts) – Wolfsegger Granit – Schremser Granit – Biotitgranitgänge (Typ I) – von ihrem Spurenelementgehalt ausgehend, am ehesten der Zusammensetzung von Inselbogengraniten entsprechen. Der Eisgarner Granit hingegen wäre nach denselben Autoren als synorogener Kollisionsgranit anzusehen.

Methodik

Die chemische Zusammensetzung der untersuchten Gesteinstypen wurde mittels RFA (SiO_2) und AAS (alle übrigen Hauptelemente sowie Li) bestimmt. Die Be-Gehalte wurden mittels flammenloser AAS, die F-Konzentrationen mittels ionensensitiver Elektrode ermittelt. Alle übrigen Spurenelemente wurden nach der Methode von NISBET & al. (1979) an Pulverpreßlingen bei 60 KV und 45 mA gemessen. Die Gehalte an Fe_{tot} wurden als Fe_2O_3 und FeO im Verhältnis 1 : 3 verrechnet. Der Glühverlust wurde gravimetrisch ermittelt.

Literatur

- ARPS, C. E. S. (1970): Zircon in granites, gneisses and metasediments from western Galicia (N. W. Spain). – *Boletín Geológico y Miner.*, **81**: 144–156.
- BENCE, A. E., ALBEE, A. L. (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. – *J. Geol.*, **76**: 382–403.
- CARMICHAEL, I. S. E., TURNER, E. J. & VERHOOGEN, J. (1974): *Igneous Petrology*. – 739 S. – New York (McGraw Hill).
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1978): *Rock-Forming Minerals*. – Vol. 2A (Single-Chain Silicate), 2nd ed., 668 S. – London (Longman).
- DE LA ROCHE, H., LÉTERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 R_2 – diagram and major-element analysis – its relationship with current nomenclature. – *Chem. Geol.*, **29**: 183–210.
- FUCHS, G. (1962): Zur Seriengliederung des Moldanubikums Oberösterreichs. – *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1962: 96–117. – Wien.
- & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **119**: 1–43. – Wien.
- & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – 96 S. – Wien (Geol. Bundesanst.).
- GROHMANN, H. (1965): Beitrag zur Geochemie österreichischer Granitoide. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **10**: 436–474.
- HOPPE, G. (1963): Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. – *Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Klasse f. Bergbau natw.*, Nr. 1: 139 S.
- KILINC, I. A. (1979): Melting relations in the quartz diorite – H_2O and quartz diorite – H_2O – CO_2 systems. – *N. Jb. Min., Mh.* 1979: 62–72.
- KLOB, H. (1971): Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum. – *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1971: 98–142. – Wien.
- KOLLER, F. (1979): Ein Beitrag zur Bildung von Spinell in basischen Intrusivgesteinen des Nördlichen Waldviertels, Österreich. – *Anzeiger Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, 1979: 79–85.

- & NIEDERMAYR, G. (1979): Die Mineralvorkommen der Diorite des Nördlichen Waldviertels. – Ann. Naturhist. Museum Wien, **82**: 193–208.
- & — (1981): Die Petrologie der Diorite im Nördlichen Waldviertel, Niederösterreich. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **28**: 285–313.
- KUDO, A. M. & WEIL, D. F. (1970): An igneous plagioclase thermometer. – Contr. Min. Petr., **25**: 52–65.
- KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **9/3**. Folge: 202–227.
- LARSEN, E. S. (1938): Some new variation diagrams for groups of igneous rocks. – J. Geol., **46**: 506–520.
- LARSEN, L. H. & POLDERVAART, A. (1956–58): Measurement and distribution of zircons in some granite rocks of magmatic origin. – Miner. Mag., **31**: 544–564.
- MALCUITT, R. J. & HEIMLICH, R. A. (1972): Zircons from Precambrian Gneiss, Southern Bighorn Mountains, Wyoming. – Amer. Min., **57**: 1190–1209.
- MIELKE, P. & WINKLER, H. G. F. (1979): Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. – N. Jahrb. Mineral., Mh. 1979/10: 471–480.
- MÜLLER, R. F. & SAXENA, S. K. (1977): Chemical Petrology. – 394 S. – New York, Heidelberg, Berlin (Springer).
- NISBET, E. G., DIETRICH, V. J. & ESENWEIN, A. (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. – Fortschr. Miner., **57**: 264–279, Stuttgart.
- OKRUSCH, M. & RICHTER, P. (1939): Zur Geochemie der Diorit-Gruppe. – Contr. Min. Petr., **21**: 75–110.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. (1985): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. – J. Petr., **25**: 956–983.
- PIWINSKII, A. J. (1973): Experimental studies of igneous rocks, central Sierra Nevada batholith, California, Part II. – N. Jahrb. Mineral., Mh. 1973: 193–215.
- POLDERVAART, A. (1955): Zircons in rocks. 1. Sedimentary rocks. – Am. Journ. Sci., **253**: 433–461.
- (1956): Zircons in rocks. 2. Igneous rocks. – Am. Journ. Sci., **254**: 521–554.
- PUPIN, J. P. (1980): Zircon and Granite Petrology. – Contr. Min. Petr., **73**: 207–220.
- RICHTER, W. (1965): Petrologische Untersuchungen am Mauthausner Granit im österreichischen Moldanubikum. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **10**: 265–296.
- SCHARBERT, S. (1966): Mineralbestand und Genesis des Eisgarner Granits im Niederösterreichischen Waldviertel. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **11**: 388–412.
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and nomenclature of plutonic rocks. – Geol. Rdsch., **63**: 773–786.
- WINKLER, H. G. F. (1976): Petrogenesis of metamorphic rocks. – 334 S. – New York (Springer).
- , BOESE, M. & MARCOPOULOS, Th. (1975): Low temperature granitic melts. – N. Jahrb. Mineral., Mh. 1975: 245–268.
- , DAS, B. K. & BREITBART, R. (1977): Further data of low temperature melts existing on the quartz + plagioclase + liquid + isobaric cotectic surface within the system Qz-Ab-An-H₂O. – N. Jahrb. Mineral., Mh. 1977: 241–247.
- WYATT, M. (1954): Zircons as provenance indicators. – Amer. Min., **39**: 983–990.