

BOHUSLAV CAMEL, LADISLAV KAMENICKÝ*

ZIRKONIUM IN BASISCHEN METAMORPHITEN VON TATRO-VEPORIDEN DER ZENTRALEN WEST-KARPATEN

(Abb. 1–10)

Kurzfassung: Der Artikel knüpft an den unter der Aufschrift „Zirkonium in den basischen Gesteinen der Westkarpaten“ in der vorhergehenden Nummer dieser Zeitschrift erschienen Beitrag der Autoren an. Hier werden die vordem verwendeten Methoden und Korrelationsverhältnisse zum Studium von Meso- bis Katametamorphiten basischer Vulkanite des Gebietes der Tattro-Veporiden appliziert. Abschliessend werden die Ergebnisse der Studien beider Teile verglichen und einige Resultate angeführt.

Резюме: Статья имеет прямую связь с результатами, опубликованными в прошлом номере этого журнала под названием „Цирконий в основных породах Западных Карпат“. Применяются здесь ранее использованные методы и кореляционные отношения к изучению мезо- и катаморфических вулканитов области Татравепорид. В заключении результаты исследований обоих частей сравниваются и приводятся некоторые данные этих сравнений.

Der Artikel knüpft eng an die von den Autoren in der vorhergehenden Nummer dieser Zeitschrift veröffentlichte Arbeit an und soll erläutern, wie die vorher verwendeten Methoden und Korrelationsbeziehungen beim Studium von basischen Meso- und Kata-metamorphiten der Tattro-Veporiden miteinander verglichen werden können.

Während sich der vorherige Artikel mit Gesteinen diabasischen Charakters befasste die epizonal metamorphosiert sind, und stellenweise gut erhaltene Relikte der primären magmatischen Struktur haben, haben wir es im Falle der Tattro-Veporiden mit solchen Gesteinen zu tun, die voll in Amphibolite, gegebenenfalls bis zu Migmatit-Amphiboliten rekristallisiert sind.

Der Vergleich ermöglicht es, die genetischen und stratigraphischen Beziehungen und die Unterschiede zwischen den Metabasiten zu erkennen und dies sowohl bei den extrusiven, als auch bei den intrusiven Gliedern. Im Falle der Migmatit-Amphibolite kommt es infolge von Migmatitisation und metasomatischer Prozesse zur Änderung des Chemismus des primären Gesteins. Deshalb charakterisiert dieser Gesteinstyp den ursprünglichen Magmatismus nicht, kann jedoch zum Studium des Einflusses der metamorphen Prozesse auf das Verhalten der Makro- und Mikroelemente und deren Gehaltsveränderungen herangezogen werden. Ein Teil der in den Tabellen unter der Gesamtbezeichnung Migmatit-Amphibolite aufscheinenden Gesteine, bleibt gegenüber den Veränderungen des Chemismus verhältnismässig resistent, obzwar er in der Zone der Migmatite auftritt und es kommt bei ihm zu keinerlei grundsätzlichen Veränderungen der Gehalte an Makro- und Mikroelementen (Tabelle 2, Gruppe IV).

Im Gebiete der Tattro-Veporiden hat der basische Vulkanismus verhältnismässig wenig ultrabasische Glieder und Mafite (Gesteine, zusammengesetzt nur aus dunklen Mineralen) was darauf hinweist, dass die Differentiation basischer Vulkanite wenig umfangreich ist. Deshalb betrifft auch die geochemische Erforschung der basischen Metamorphite der Tattro-Veporiden den Rahmen einer verhältnismässig engen Differentiationsreihe der Gesteine, wie dies auch bei den Basiten des Zips-Gömörer Erzgebirges der Fall war.

* Univ.-Prof. RNDr. B. Camel, Dr. Sc., RNDr. L. Kamenický, Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava, Štefániková ul. 41.

Table 1. Tafel der Mittelwerte der Gehalte von Mikroelementen und der Korrelationsfaktoren der natürlichen Gruppen metamorphierter basischer Vulkanite aus dem Gebiet der Tatriden und Veporiden der zentralen Westkarpaten.

Name des Gebirges		Gesteinstypus	Nr.	Basizität	Si in ppm /Anzahl d. An.
Tatriden	Kleine Karpaten	Gabbro u. Gabbro-amphibolite	1	(2+3)	221309 14
		Amphibolite u. mel.	2	(2+3)	221294 17
		Amphibolite	3	(2+3)	231209 4
		Amphibolite u. Diabase d. Harmonia-Serie	4	(2+3)	234920 4
		Amphibolite	5	(4)	271830 3
	Inovec-Gebirge	Migmatite	6	(4)	
		Diabase	7		
		Ultrabasite	8	(1-0)	188480 1
		Mafite	9	(2)	217000 1
		Amphibolite u. Granatamphibolite	10	(2+3)	235543 6
Veporiden	Kleine Fatra	Migmatite	11	(2+3)	235830 7
		Migmatite	12	(4)	270440 4
		Amphibolite u. Granatamphibolite	13	(2)	223310 1
		Migmatite	14		
		Migmatit	15	(3)	243220 1
	Branisko	Diorit	16		
		Amphibolit	17	(2)	213310 1
		Amphibolite	18		
		Amphibolite	19	(2+3)	227420 1
		Migmatite	20	(2+3)	252060 1
Veporiden	Kraklova-Zone	Ultrabasite	21	(1)	204730 2
		Mafit	22		
		Gabbroamphibolite	23	(2)	230390 2
		Gabbroamphibolite	24	(4)	273020 2
		Gabbroamphibolit-Migmatite	25	(4+5)	315245 2
	Krásava-Hořa-Zone	Amphibolite u. Granatamphibolite	26	(2+3)	230133 7
		Amphibolite u. Granatamphibolite	27	(4)	275180 2
		Amphibolite-Pyroklastiken	28	(4+5)	305900 5
		Migmatite	29	(4)	266450 3
		Migmatit-Pyroblastik	30		
Veporiden	Kohút-Zone	Diorite	31	(2)	225930 2
		Diorite	32	(4)	274680 1
		Ultrabasite	33	(1-2)	207815 2
		Mafite	34	(1)	197970 1
		Diorite	35	(2+3)	247970 3
	Slubica und Čierna Hora	Amphibolite	36	(2+3)	229480 5
		Amphibolgneis	37	(5)	325640 1
		Migmatite	38	(2+3)	228800 2
		Migmatite	39	(4+5)	303862 3
		Diorite	40	(2)	229950 1
Veporiden	Kleine Fatra u. Kohút-Zone der Veporiden	Syenodiorite	41	(3)	246870 1
		Syenodiorite	42	(4)	276370 1
		Amphibolite	43	(2)	222145 2
		Lamprophyre	44	(2+3)	220750 2

Eingehende Erläuterungen zur Tabelle sind im Text auf Seite 60 zu ersehen.

Ti in ppm/ Anal. An- zahl	Σ Fe+Mn in ppm/An. Anzahl	$\frac{\Sigma \text{Fe}}{\Sigma \text{Fe}+\text{Mg}}$	Na+K,100 Na+K+Ca	$\frac{(\text{FeSi}+\text{K})}{(\text{Ca}+\text{Mg})}$	V in ppm	Ni in ppm	Zr in ppm
6650/14	76022/14	0.64	28.92	-14.35	324/33	166/33	102/33
7124/17	77294/17	0.62	30.04	-17.90	322/45	174/45	147/45
7703/4	79200/4	0.60	30.55	-31.36	289/12	169/12	189/12
7830/4	81200/4	0.64	33.64	-26.61	149/32	83/30	97/31
4420/3	60970/3	0.72	42.71	-59.35	130/3	108/3	106/3
					136/5	116/5	97/5
					155/5	42/5	74/5
3309/1	112080/1	0.37	15.45	-161.36	56/1	1039/1	80/1
730/1	131990/1	0.56	17.75	-82.96	134/3	265/3	71/2
12307/6	75870/6	0.71	29.88	-18.23	238/10	85/9	115/9
8540/7	91230/7	0.68	39.32	-2.23	239/7	95/6	329/6
5960/4	52770/4	0.65	48.61	31.91	196/4	129/4	399/4
4980/1	75903/1	0.60	23.01	-58.85	222/22	91/24	141/22
					155/2	98/2	150/2
6710/1	86403/1	0.71	66.47	51.24	135/1	49/1	90/1
					160/1	60/1	100/1
2820/1	127760/1	0.77	32.76	-17.78	205/1	89/1	155/1
					208/12	125/13	280/13
3360/1	82760/1	0.59	29.57	-39.81	120/22	103/20	133/20
4140/1	65300/1	0.64	23.87	-8.17	206/4	95/4	122/4
1980/2	124240/2	0.50	26.05	-91.62	79/4	392/4	61/4
					195/1	45/1	35/1
4230/2	87180/2	0.60	25.59	-36.32	115/2	127/2	74/2
3240/2	89750/2	0.72	42.17	31.78	163/2	110/2	31/2
4885/2	85150/2	0.8	55.46	54.35	29/2	44/2	60/2
					178/9	58/9	82/9
3265/7	115442/7	0.71	23.15	-30.13	225/2	25/2	250/2
2499/2	118910/2	0.84	54.38	47.36	212/3	126/3	240/3
4546/5	56930/5	0.83	54.55	70.04	109/6	51/6	191/6
4670/3	75039/3	0.68	39.28	5.13	140/4	29/4	25/4
					171/6	89/6	72/6
3540/2	77880/2	0.44	17.97	-97.30	89/3	123/3	56/3
14330/1	86900/1	0.73	38.53	-27.97	170/1	19/1	416/1
870/2	79030/2	0.27	12.24	-173.37	34/6	272/6	50/6
8393/1	109423/1	0.59	30.43	-58.34	80/7	414/7	54/7
4960/3	91770/3	0.51	32.13	-42.94	209/14	167/13	92/13
4375/5	85386/5	0.69	29.78	-36.39	220/1	120/1	
2040/1	37930/1	0.78	62.01	88.15	45/1	220/1	
11780/2	81770/2	0.65	39.50	-8.65	158/3	122/3	133/3
3758/3	54337/3	0.71	46.93	47.33	149/3	148/3	
6890/4	87130/4	0.60	18.69	-63.93	141/4	184/4	116/4
6170/4	78930/4	0.59	25.51	-54.83	93/4	105/4	11/4
6410/4	49960/4	0.71	63.21	55.51	40/4	16/4	36/4
7910/2	88680/2	0.56	23.43	-44.37	181/2	103/3	90/3
8160/2	73447/2	0.78	31.22	-1.77	169/3	102/3	101/3

Tabelle 2. Tafel der Durchschnittsgehalte von Mikroelementen und der Korrelationsfaktoren der ausgewählten natürlichen Gruppen metamorphierter basischer Vulkanite aus kristallinen Schiefern der zentralen Westkarpaten.

Nr.	Durchschnittswerte der Gruppen aus Tab. Nr. 1.	Basizität	Si in ppm/Au. Anzahl	Ti in ppm/Au. Anzahl
1	8+9 21+22+33+34 zusammen	(1+2)	202740/2 204612/5 204077/7	2015/2 2759/5 2546/7
2	1+16 23+31+35+40 zusammen	(2+3)	221300/14 235812/8 226577/22	5650/14 4664/8 5928/22
3	2+4+10+13+17+18 19+26+36+43 zusammen	(2+3)	225496/29 235335/15 228850/44	8071/29 4261/15 6772/44
4	11+14+15 20+38 zusammen	(2+3)	236754/8 236553/3 236699/11	8311/8 9233/3 8563/11
5	6+12 25+29+39 zusammen	(4+5)	270440/4 291546/8 284511/12	5960/4 4382/8 4908/12
6	Gesamtgruppe der Metabasiten mit Basizität 2+3 aus Tatriden, Veporiden u. zusammen (Rubr. 2+3+4)	(2+3)	2261099/51 235623/26 229322/77	7719/51 4958/26 6787/77
7	Kleine Intrusivkörper der Gabbrodiorite aus dem Gebiet bei Mníšek		231021/17	12194/17
8	Diabase norm. Basizität aus Kambrosilur der Gemeriden		231472/15	12220/15
9	Mafite aus dem Gebiet Zlatá Idka u. Trohunko-Berg			
10	Kleine Intrusivkörper der Gabbrodiorite aus d. Gebiet d. Phyllit-Diabas-Serie d. Gemeriden.		231328/10	11708/10
11	detto aus d. Gebiet d. übrigen älteren Paläozoikum d. Gemeriden		235070/39	11422/39
12	Extrusive Diabase norm. Basizität vom Devon d. Gemeriden.		226590/41	13978/41

Da im Gebiet der Tatro-Veporiden eine nähere Gliederung der Vorkommen in eine Jaraba-Serie, Kokava-Serie und Harmonia-Serie fraglich ist, ist die Form des Auftretens der Gesteine, deren Hauptkriterium der Gliederung. Deshalb werden die Metabasite wie folgt gegliedert:

Eingehendere Erläuterungen zur Tabelle sind im Text auf Seite 63 zu ersehen.

$\Sigma \text{Fe} + \text{Mn}$ in ppm/An- zahl	ΣFe $\Sigma \text{Fe} + \text{Mg}$	$\text{Na} + \text{K} \cdot 100$ $\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}$	$(\text{V}_3 \cdot \text{Si} + \text{K}) -$ $-(\text{Ca} + \text{Mg})$	V in ppm	Ni in ppm	Zr in ppm	Gesteins- Typus
12204/2	0,46/2	16,45/2	-122,16/2	115/4	449/4	74/3	
10343/5	0,43/5	21,00/5	-117,66/5	71/18	342/18	53/18	Ultrabasite u. Mafite
10875/7	0,44/7	19,80/7	-118,94/7	79/22	361/22	56/21	
76022/14	0,64/14	28,92/14	-72,11/14	319/34	163/34	102/34	Gabbrodiorite
86570/8	0,53/8	25,01/8	-57,50/8	139/15	126/15	81/15	Diorite u. Gabbro
79858/22	0,60/22	27,68/22	-30,04/22	264/49	151/49	96/49	
79230/29	0,65/29	30,35/29	-20,58/29	239/122	122/122	145/121	Amphibolite
99676/15	0,65/15	27,16/15	-34,76/15	158/47	112/45	108/45	
86201/44	0,65/44	29,26/44	-25,41/44	217/169	126/167	135/166	
90626/8	0,68/8	42,71/8	4,45/8	212/10	91/9	263/9	Migmatit- Amphibolite
76289/3	0,65/3	34,29/3	-8,49/3	207/7	66/7	127/7	norm. Basi- zität
83714/11	0,67/11	40,42/11	0,92/11	210/17	98/16	203/16	
52770/4	0,65/4	48,61/4	31,91/4	163/9	122/9	231/9	Migmatit-Am- phibolite s. s.
68634/8	0,72/8	56,01/8	26,61/8	146/8	77/8	161/8	
63366/12	0,70/12	53,55/12	32,81/12	155/17	101/17	198/17	
80437/51	0,65/51	31,90/51	-14,94/51	254/166	129/165	143/164	
92944/26	0,61/26	27,32/26	-38,72/26	159/69	115/67	104/67	
84462/77	0,64/77	30,41/77	-22,97/77	226/235	125/232	131/231	
93789/17	0,645/48	36,59/48	-15,8/48	290/26	47/27	361/27	
75790/15	51,34/15	33,53/15	-44,3/15	226/18	81/17	211/19	
				114/20	204/18	81/20	
77700/10	0,603/10	21,01/10	-51,6/10	218/10	76/11	139/11	
75230/39	0,603/39	48,67/39	-0,5/39	233/37	60/39	176/39	
67540/41	0,539/41	28,75/41	-47/41	287/44	59/47	199/46	

- a) primäre extrusive Metabasite;
- b) intrusive Gabbros, Gabbrodiorite, Diorite bzw. Gabbroamphibolite;
- c) Gesteine der Migmatit-Zone mit mehr oder minder verändertem Chemismus.
Außerdem werden die Gesteine im Rahmen dieser Gruppen noch nach der Differen-

tiationsstufe gegliedert, zumal nach der SiO_2 -Menge in ultrabasische Gesteine, in Gesteine normaler Basizität und in saure Differentiate, was in den Tabellen durch die Nummerierung von 1 bis 5 näher gekennzeichnet ist, wobei die normalbasischen Gesteinstypen die Nummernbezeichnung 2 + 3 tragen und einen SiO_2 -Gehalt zwischen 45 und 55% haben.

Ein separater Faktor der Gliederung Metabasiten ist deren regionale Verteilung. Es entstehen so zwei grössere natürliche Gruppen und zwar: die Metabasite der Tatriden und die Metabasite der Veporiden. Weiters geht deren Gliederung nach den einzelnen Kerngebirgen (in Tatriden) bzw. nach den tektonischen Zonen (in Veporiden).

Ein relativer Mangel an Silikatanalysen jener Proben, von denen Spektralanalysen gemacht wurden zwang die Autoren in einigen kleinen regionalen Gesamtheiten (Hohe Tatra, Tribeč, Lubietová-Zone), sich bei den Schlussfolgerungen hauptsächlich nach den Spektralanalysen zu orientieren. Dieser Mangel wurde dadurch verminder, dass die Durchschnittswerte der Makroelemente aus den in der Literatur veröffentlichten Silikatanalysen gewonnen wurden.

In diesem Artikel werden konkret die einzelnen Analysen nicht angeführt, sondern des Umfanges des Materials wegen, werden nur die Durchschnittswerte der natürlichen Gesteinsgruppen (Tabelle 1, 2) angegeben, wobei in Form des Bruches neben dem Durchschnittswert auch die Anzahl der Fälle genannt wird, aus der der Durchschnitt errechnet wurde. Demgegenüber wurden in die graphischen Darstellungen alle Angaben der einzelnen Analysen eingetragen und deshalb sind bei den Schlussfolgerungen alle analytischen Angaben in Betracht gezogen worden.

Die Diskussion stützt sich einerseits auf numerische Angaben, die in den Tabellen 1 und 2 zusammengefasst sind, andererseits auf Schaubilder, deren Anzahl 10 beträgt.

Tabelle 1 stellt die Durchschnittswerte der auserwählten Mikro- und Makroelemente in ppm und die auserwählten Korrelationsfaktoren dar. Tabelle 2 gibt die Durchschnittswerte der Gesamtheiten der gewählten natürlichen Gesteinstypen wider, die in Tabelle 1 angeführt sind. Die analytischen Angaben in Tabelle 1 sind dermassen aneinander gereiht, dass in der ersten grossen Gruppe, in den Tatriden, kleinere regionale Einheiten der Krengebirge folgen. Diese sind so aneinander gereiht, wie sie nach und nach von Nord nach Süd in Zonen und in diesen von West nach Ost auftreten. Die analytischen Angaben aus dem Veporiden-Gebiet werden nach tektonischen Zonen von Nord nach Süd gegliedert. Am Schluss der Tabelle ist das Kristallinikum von Štubica und Čierna Hora angeführt, das mehrere Veporiden-Zonen repräsentiert in deren Fortsetzung östlich der Zipser Decke.

Separat sind in der Tabelle die Lamprophyre der Kleinen Fatra (Malá Fatra) und der Kohút-Zone der Veporiden angeführt die weder nach Konsanguinität noch nach Alter zu den hier behandelten Metabasiten gehören, obzwar sie ausschliesslich im Kristallinikum dieser Gebirge auftreten (laufende Nummer 44).

Die Namen der Gesteinsgruppen sind in der Tabelle gekürzt wiedergegeben. In die Gruppe der Ultrabasite werden die ultrabasischen Magmatite mit einem SiO_2 -Gehalt gewöhnlich unter 45% mit einbezogen, die zum Gesteinstyp der Serpentinite bzw. zu den diesen nahestehenden Gesteinen gehören. Zu den Mafiten wurden vorwiegend monominerale Gesteine gereiht (Hornblendit, Tremolitgestein, Chloritgestein u. ä.) mit einem SiO_2 -Gehalt, der gewöhnlich unter 45% liegt.

In die Gruppe der Gabbrros und der Gabbroamphibolite wurden die intrusiven Typen bzw. einige grobkörnige Varietäten von Amphiboliten eingereiht, bei denen ein primärer hypoabyssaler Charakter vorausgesetzt werden kann. Zwischen dieser Gruppe und der

Diorit-Gruppe bestehen Übergänge. Deshalb hat ein Teil der Gesteine bereits den Charakter von Gabbrodioriten.

Die Gruppe der Diorite umfasst relativ leukokratere Gesteine als dies Gabbros sind. Ein Teil von ihnen entspricht den Gabbrodioriten.

Die Amphibolite sind die zahlenmäßig stärkste Gruppe und stellen nach Ansicht der Autoren die extrusiven Glieder des progressiv metamorphierten basischen Vulkanismus dar. Diese Gruppe umfasst auch Granat-Amphibolite, die von den Autoren nicht als genetisch verschieden erachtet werden. Die grundsätzlichen Komponenten dieser Gesteine sind Amphibole und Plagioklase. Die Gegenwart von Biotit in den Amphiboliten ist ein Beweis für den Beginn allochemischer Metamorphose.

Auch wenn die Entstehung von Biotit im Anfangsstadium nicht zu einer grundsätzlichen Änderung des Chemismus führt, werden diese Gesteine von den Autoren bereits in die Gruppe der Migmatit-Amphibolite eingereiht. Deshalb enthält die Gruppe der Migmatit-Amphibolite entgegen den normalen Amphiboliten einerseits mehr oder weniger biotitisierte Amphibolite mit einer verhältnismässig kleinen oder unscheinbaren Änderung des Chemismus, weiters feldspatitisierte Typen, bei denen es bereits zu einer Na-Metasomatose kommt, und schliesslich typische Migmatit-Amphibolite, bei denen die primäre chemische Zusammensetzung schwer zu erkennen ist.

In den Tabellen sind die metamorphierten Pyroklastiken separat angeführt (laufende Nr. 28 und 30) bzw. besondere Gesteinstypen wie z. B. Amphibolgneis u. ä.

Jede einzelne Gesteins-Grundgruppe trägt hinter der Benennung der Gruppe deren laufende Nummer und daneben wird die auf Grund des SiO₂-Gehaltes bestimmte Basizität (aus den wasserfreien Werten der Silikatanalysen) angegeben und das mit den Zahlen 1 bis 5, welche folgende prozentuelle Grenzwerte umfassen: < 45 — 50 — 55 — 65 < SiO₂. Gesteine der Basizität 2 und 3 (45 bis 55 % SiO₂) werden als Grundtyp basischen Magmas vom Charakter eines Basalts bzw. Diabas angesehen. Bei der geochemischen Auswertung wird hauptsächlich diese Differenzierungsgruppe beachtet, ob es sich nun um Extrusiv- oder Intrusivgestein handelt. Zu ihr gehören so die Amphibolite, als auch die Gabbros und Gabbrodiorite.

Die Tabellen führen einige Korrelationsfaktoren an, die die Beziehung der Zirkoniumgehalte zu den Makroelementen (Si, Ti, Σ Fe + Mn) erläutern. Weiters sind Korrelationsfaktoren angeführt, welche die Abhängigkeit der Mikroelemente von der Differenzierung des Magmas erörtern u. zwar des mafischen Index

$$\left(\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} \right)$$
 an der Vertretung der dunklen Komponenten der Gesteine und des alkalischen (felsitischen) Index

$$\left(\frac{Na + K \cdot 100}{Na + K + Ca} \right)$$
 an der Vertretung der hellen Komponenten im Gestein. Separate

Bedeutung hat der modifizierte Larsensche Koeffizient [(1/3 Si + K) — (Ca + Mg)], der zeigt, wie abhängig die Distribution der Mikroelemente von der gesamten Differenzierungsstufe des Gesteins ist. Hier werden sowohl die dunklen, als auch die hellen Komponenten der Gesteine in Betracht gezogen. Im Hinblick darauf, dass sich dieses Studium auf das Element Zirkonium bezieht, werden in der Tabelle auch die Werte der Gehalte von V, Ni und Zr angeführt, die laut einigen Angaben in der Literatur eine gegenseitige Korrelation zeigen sollten. Die einzelnen numerischen Angaben in der Tabelle sind in Form von Brüchen angeführt, bei welchen im Zähler der Durchschnittswert der Gruppe und im Nenner die Anzahl der Analysen steht, aus der dieser Wert ermittelt wurde.

Tabelle 2 führt die Durchschnittsgehalte der Elemente oder andere Durchschnittswerte der Gesamtheiten der Gesteinsgruppen an, welche in Tabelle 1 angegeben sind. Ein

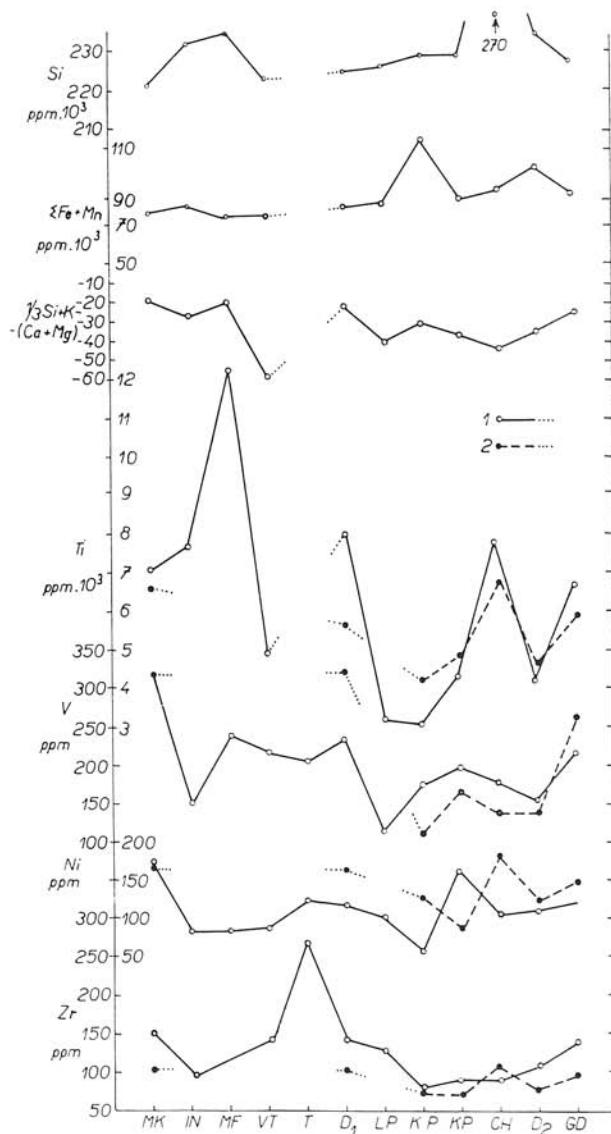


Abb. 1. Korrelationschaubild der Mittelwerte der Zirkoniumgehalte sowie der Mikro- und Makroelemente und jenes der Korrelationsfaktoren extrusiver und intrusiver Metabasite normaler Basizität (2–3 d. i. SiO_2 zwischen 45 und 55%) der einzelnen Kerngebirge bzw. der tektonischen Zonen der Veporiden der zentralen West-Karpaten.

Erläuterungen: 1 — primäre extrusive Metabasite, 2 — primäre intrusive Metabasite, MK — Kleine Karpaten (Malé Karpaty), IN — Inovec-Gebirge, MF — Kleines Fatra-Gebirge (Malá Fatra), VT — Hohe Tatra (Vysoké Tatry), T — Tribeč-Gebirge, D₁ — Durchschnittswerte der Zirkoniumgehalte der Tatriiden, I — Luhietová-Zone der Veporiden, Kr — Kraková-Zone, K — Kohút-Zone, CH — Čierna hora, D₂ — Durchschnittswerte der Veporiden, GD — gesamte Durchschnittswerte der Zirkoniumgehalte der Tatro-Veporiden.

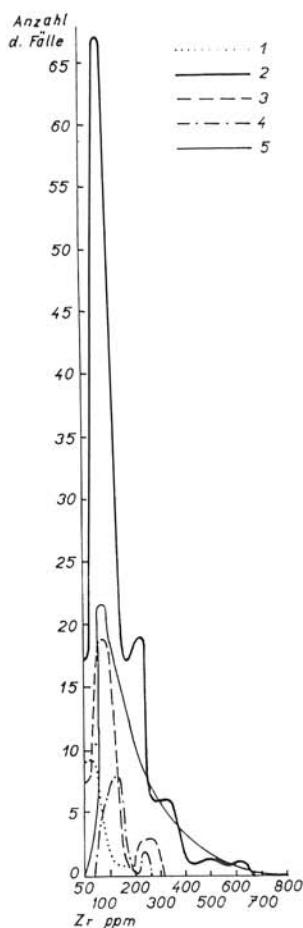


Abb. 2. Frequenzkurven der Zirkoniumgehalte in den ausgewählten natürlichen Gruppen von Metabasiten der Tatriiden und Veporiden der zentralen Westkarpaten.

Erläuterungen: 1 — Ultrabasite und Mafite der Tattro-Veporiden, 2 — primäre extrusive Metabasite von Tattro-Veporiden normaler Basizität 2—3 d. i. mit einem SiO_2 -Gehalt von 45 bis 55%, 3 — primäre intrusive Metabasite von Tattro-Veporiden normaler Basizität (detto wie unter 2), 4 — Migmatit-Amphibolite von Tattro-Veporiden normaler Basizität (detto wie unter 2), 5 — Extrusive Devon-Diabase der Gemeriden.

basen normaler Basizität (2—3) des Kambrosilurs der Gemeriden angeführt.

Nummer 9 umfasst die Werte der melanokraten Fazies kleinerer Intrusivkörper von Gabrodiortiten des Gebietes Zlatá Idka.

Verzeichnis der laufenden Nummern der Gesteinsgruppen (nach Tabelle 1) die in die Gesamtheit gehören, ist in einer separaten Rubrik in Tabelle 2 angeführt. Diese Tabelle gibt eine Übersicht über die Durchschnittswerte der Haupt-Gesteinstypen der Tatriiden, Veporiden und insgesamt.

Die Gesamtheit 1 repräsentiert alle ultrabasischen und mafischen Gesteine der Basizität 1 bis 2.

Die Gruppe 2 stellt alle Intrusivgesteine (Gabbros, Gabrodiortite, Diorite bzw. Gabroamphibolite) normaler Basizität dar (2—3).

Gruppe 3 umfasst Amphibolite verschiedenen Typs jedoch von normaler Basizität (2—3).

Gruppe 4 charakterisiert einen Teil der Gesteine jener Gruppe von Migmatit-Amphiboliten der Basizität 2—3, bei denen die allochemischen Veränderungen unausdrucksvoll sind.

Die Gesamtheit 5 stellt typische Migmatit-Amphibolite der Basizität 4—5, d. h. mit einem SiO_2 -Gehalt von über 55% dar.

Die Gesamtheit 6 bietet insgesamt die Charakteristik der basischen Magmatite des Kristallinikums einer Basizität von 2—3 ohne Rücksicht darauf, ob diese intrusiv, extrusiv bzw. der Gruppe der Amphibolite aus des Migmatitzone entstammen.

Im unteren Teil der Tabelle sind zu Vergleichszwecken die Angaben der analogen Gesteinstypen des älteren Paläozoiikums des Zips-Gömörer Erzgebirges angeführt.

Die Gesamtheit 7 beinhaltet die Durchschnittswerte kleinerer Intrusivkörper von Gabrodiortiten des Gebietes Palovíč vreh bei Mníšek (Gruppe 10 d. aus Tabelle 5, der Publikation der Autoren aus d. J. 1969).

Unter der Ordnungsnummer 8 sind die Angaben über Extrusivgesteine von Dia-

Nummer 10 führt die Angaben kleiner Intrusivkörper von Gabrodioriten des Devons aus dem Gebiete der Phyllit-Diabas-Serie der Gemeriden an.

Nummer 11 umfasst die Durchschnittswerte kleiner Intrusivkörper von Gabrodioriten aus dem Gebiete des übrigen älteren Paläozoikums der Gemeriden.

Nummer 12 stellt die Durchschnittswerte der Extrusivgesteine von Diabasen normaler Basitität des Devons der Gemeriden (Phyllit-Diabas-Serie, d. i. der Rakovec-Serie) dar.

Der Übersicht halber wurden die Werte aus den Tabellen 1 und 2 in ein Schaubild eingezeichnet (Schaubild 1). In diesem sind auf der horizontalen Koordinatenachse die Symbole der einzelnen Gebirge und auf der vertikalen Koordinatenachse die Gehalte an Mikroelementen und einiger Makroelementen, und dies teiweise separat bei extrusiven und intrusiven Metamorphiten aufgetragen.

Bei der Auswertung der Tabellen und Schaubilder gewahrt man, dass sich die Gehalte an Zirkonium bei den Amphiboliten der einzelnen Gebirge zwischen 80 und 150 ppm bewegen. Lediglich bei den Amphiboliten des Tribeč-Gebirges ist der Zirkoniumgehalt aussergewöhnlich hoch (280 ppm). Die Intrusivgesteine haben, ähnlich wie dies bei den Metabasiten des Zips-Gömörer Erzgebirges der Fall war, gewöhnlich niedrigere Zirkoniumgehalte als die zugehörigen Extrusivgesteine. Beim Vergleich der obenangeführten Werte mit denen des Zirkoniumgehaltes der Devon-Vulkanite der Gemeriden gewahrt man, dass bei den letzteren seine Werte insgesamt höher sind und zwar bei Extrusivgesteinen 199 ppm und bei Intrusivgesteinen zirka 170 ppm. Bei den Tatro-Vaporiden mit primären extrusivem Charakter ist dies 130 ppm und bei den Intrusivgesteinen 96 ppm.

So wie im Gebiete des Zips-Gömörer Erzgebirges die basischen Gesteine des Gebietes Jalovičí vreh bei Mníšek ausnahmsweise hohe Zirkoniumgehalte hatten, bilden auch im Gebiete der Tatro-Vaporiden die Metabasite des Tribeč-Gebirges mit dem Durchschnittswert von 280 ppm eine regionale Ausnahme.

Beim Vergleich der Durchschnittswerte der Zirkoniumgehalte in den Gebieten der Tatriiden und Vaporiden kommt man zu dem Schluss, dass die Metabasite der Vaporiden für gewöhnlich einen niedrigeren Zirkoniumgehalt haben (der Durchschnittswert beträgt 108 ppm). Aus den angeführten Vergleichswerten ist zu ersehen, dass sowohl die Tatriiden, als auch die Vaporiden gegenüber den Gemeriden in den Metabasiten eine gewisse regionale Spezifität ausdrücken, soweit dies die Zirkoniumgehalte betrifft; jedoch können im Hinblick auf den Mangel an Kriterien zu einer stratigraphischen Gliederung des Tatro-Vaporiden-Kristallinkums, hier keine Deduktionen stratigraphischen Charakters gemacht werden. Gegenteilig war dies im Gebiete der Gemeriden, wo es möglich war unterschiedliche Zirkonium-Niveaus in Relation zur stratigraphischen Position der Vulkanite zu beobachten (dort hatten ältere Gebilde gewöhnlich einen höheren Zirkoniumgehalt).

Bei Vergleich des Verlaufes der Gehaltskurven von Zirkonium und Nickel der einzelnen Gebirge (Abb. 1) ist eine gewisse Parallelität der Linien ersichtlich; bloss bei den Amphiboliten der Kohút-Zone ist zu sehen, dass die Steigerung des Nickelgehaltes, gegenüber dem des Zirkoniums extremer ist. Die durchschnittlichen Nickelgehalte der einzelnen Gebirge bewegen sich zwischen 60 und 175 ppm. Beim Nickel kann nicht so evident, wie dies beim Zirkonium der Fall ist, konstatiert werden, dass die Intrusivgesteine niedrigere Werte aufweisen als die extrusiven Äquivalente.

Die Vanadengehalte schwanken in einem breiteren Ausmass und ähnlich ist zumal im Vaporiden-Gebiet eine Parallelität der Linien nicht zu bemerken. Die Vanadengehalte der Intrusivkörper sind gewöhnlich höher als die der Intrusivkörper.

Die Kurve der durchschnittlichen Titangehalte hat bei den einzelnen Gebirgen einen,

von den obenangeführten Mikroelementen unabhängigen Verlauf; es ist jedoch zu sehen, dass der Verlauf der Linie in einem gewissen Sinne die Tendenz aufweist, den Abweichungen der Siliziumgehalte zu folgen. Insgesamt bewegen sich die Schwankungen der Titangehalte im Limit zwischen 2800 und 8000 ppm. Ein ausnahmsweise hoher Gehalt von 12 700 ppm besteht bei den Metabasiten der Kleinen Fatra.

Die Werte der Eisen- und Mangangehalte korrespondieren im grossen und ganzen mit denen des Larsenschen Indexes, jedoch zeigt keine der beiden Linien Übereinstimmung mit dem Verlauf der Mikroelementen-Kurve bzw. der des Siliziums.

Die Frequenz der analytischen Werte des Zirkoniums der der Hauptgruppen der Metabasite (Amphibolite, Gabbrodiorite, Ultrabasite und Migmatite) aus dem Gebiet der Tatra-Veporiden, wurden in ein Histogramm eingetragen. Durch Konturierung der Umrisse der einzelnen Gruppen wurden Frequenzkurven gewonnen, die in Abbildung 2 angeführt sind. Den Frequenzkurven nach ist zu ersehen, dass alle diese Gruppen eine verhältnismässig kleine Streuung der Werte der Zirkoniumgehalte aufweisen und dass die Gipfel der Gesteins-Grundtypen normaler Basizität (2 bis 3) sich decken und im Intervall von 50 bis 100 ppm liegen. Die Ultrabasite und Mafite haben das Maximum der Fälle im Intervall zwischen 0 und 50 ppm und die Migmatit-Amphibolite im Intervall zwischen 100 und 150 ppm, was von einem verhältnismässig kleinen Einfluss der Katametamorphose bzw. der Migmatitisation auf die Steigerung der Zirkoniumgehalte zeugt. Beim Vergleich der Frequenzkurven der Zirkoniumgehalte der Metabasite der Tatro-Veporiden und der Extrusivgesteine des Gemeriden-Devons (Kurve 5) ist es ersichtlich, dass sich die Tatro-Veporiden durch eine kleine Streuung der Zirkoniumgehalte auszeichnen (zwischen 50 und 150 ppm) im Vergleich mit deren grösserer Streuung in den Metabasiten des Gemeriden-Devons, wo sich das Intervall der maximalen Frequenz über ein Gebiet erstreckt, das innerhalb der Limite von 50 bis zu 250—300 ppm liegt.

Es ist nicht leicht, diese Erscheinung zu deuten jedoch scheint es, dass dies mit der Stärke des Vulkanismus im engeren Territorium im Zusammenhang steht. In den Tatro-Veporiden war der Vulkanismus von minderer Intensität, obzwar er sich auf einer grösseren Fläche geltend machte und doch einheitlicher war als in den Gemeriden, wo er intensiver, und was die Differenziertheit betrifft, variabler war. Mit der Intensität des Vulkanismus und in Abhängigkeit von den tektonischen Prozessen geht somit auch eine parallele petrochemisch-geochemische Variabilität des Magmas einher und im Verhältnis dazu ändern sich auch die Zirkoniumgehalte.

Auswertung der Korrelationsschaubilder

In Schaubild 3 sind die Korrelationswerte des Zirkoniums und des Nickels eingetragen. Das Diagramm deutet an, dass es in den Metabasiten der Tatro-Veporiden keine Korrelation dieser Elemente gibt. Die Ultrabasite haben im gesamten, breiten, sich ändernden Umfang der Nickelgehalte, niedrige Gehalte an Zirkonium. Es besteht hier also keine Korrelation. Die Intrusiv- und Extrusivgesteine stimmen darin überein, dass sie keine Zr/Ni-Korrelation aufweisen. Die Intrusivgesteine nehmen aber den unteren Teil des die Extrusivgesteine begrenzenden Feldes ein, das heisst, dass sie niedrigere Zirkoniumwerte haben. Die Migmatit-Amphibolite haben sehr variable Korrelationswerte, aber ein Teil von ihnen ist im Amphibolit-Feld plaziert. Insgesamt kann gesagt werden, dass zwischen Zirkonium und Nickel kein direktes Verhältnis besteht. Bei den normalen Basit-Typen (Basizität 2 bis 3) kann beobachtet werden dass die Korrelationspunkte auf eine kleine Fläche konzentriert sind, die im Schaubild von einer Linie umgrenzt wird. Beachtenswert ist jedoch die Anordnung der durchschnittlichen Korrelationswerte im

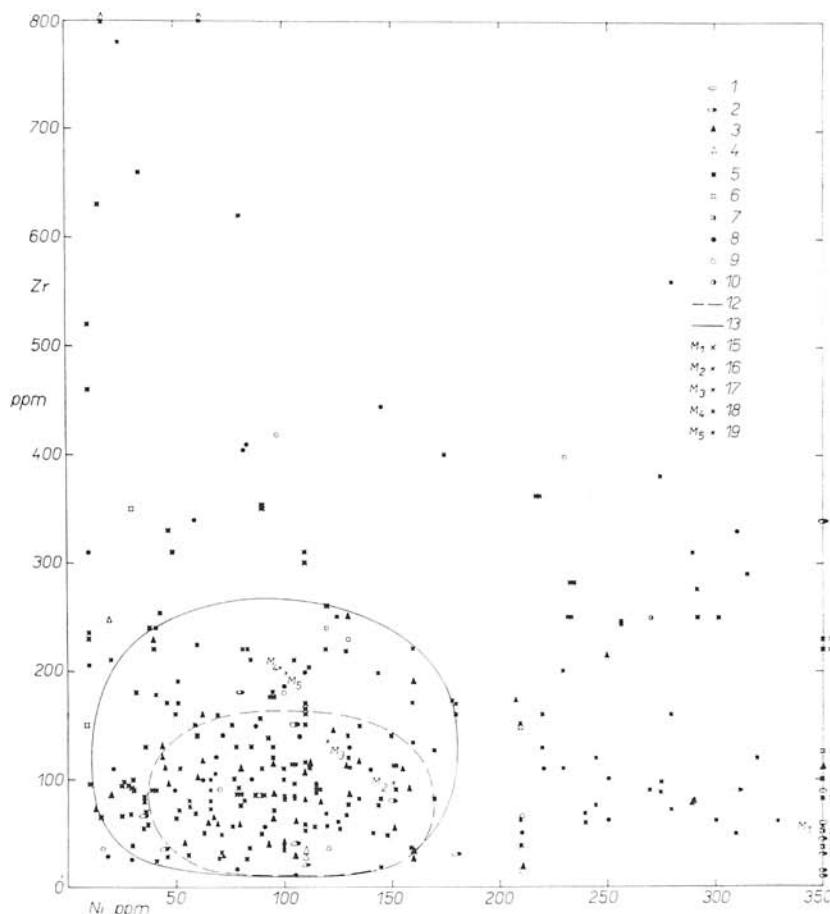


Abb. 3. Schaubild der Korrelation von Zirkonium und Nickel in den Metabasiten der Tatra-Veporiden der zentralen West-Karpaten.

Erläuterungen: 1 — Korrelationspunkte von Ultrabasiten und Mafiten mit einem SiO_2 -Anteil von 40—45 %, 2 — detto mit einem SiO_2 -Anteil von über 45 %, 3 — Korrelationspunkte intrusiver Gabbros, Gabbroamphibolite und Gabbrodiorite mit einem SiO_2 -Anteil von 45—55 %, 4 — detto mit einem SiO_2 -Gehalt von 55 bis 65 %, 5 — Korrelationspunkte primärer extrusiver Metabasite mit einem SiO_2 -Anteil von 45 bis 55 %, 6 — detto mit dem SiO_2 -Anteil von 55 bis 65 %, 7 — detto mit einem SiO_2 -Anteil von über 65 %, 8 — Korrelationspunkte der Migmatitamphibolite mit einem SiO_2 -Anteil von 45 bis 55 %, 9 — detto mit dem SiO_2 -Anteil von 55 bis 65 %, 10 — detto mit einem SiO_2 -Anteil von über 65 %, 11 — Begrenzung des Feldes der Ultrabasite und Mafite, 12 — Begrenzung des Feldes der maximalen Konzentration intrusiver Gabbros, Gabbrodiorite und Gabbroamphibolite normaler Basizität 2—3, 13 — Begrenzung des Feldes der primären extrusiven Metabasite normaler Basizität 2—3, 14 — Begrenzung des Feldes der Migmatit-Amphibolite der Basizität 2—3 und 4—5, 15 — M_1 — Durchschnittskorrelationspunkt der Ultrabasite und Mafite, 16 — M_2 — Durchschnittskorrelationspunkt der übrigen Intrusivgesteine normaler Basizität 2—3, 17 — M_3 — Durchschnittskorrelationspunkt primärer extrusiver Amphibolite normaler Basizität 2—3, 18 — M_4 — Durchschnittskorrelationspunkt der Migmatit-Amphibolite normaler Basizität 2—3, 19 — M_5 — Durchschnittskorrelationspunkt der Migmatit-Amphibolite der Basizität 4—5.

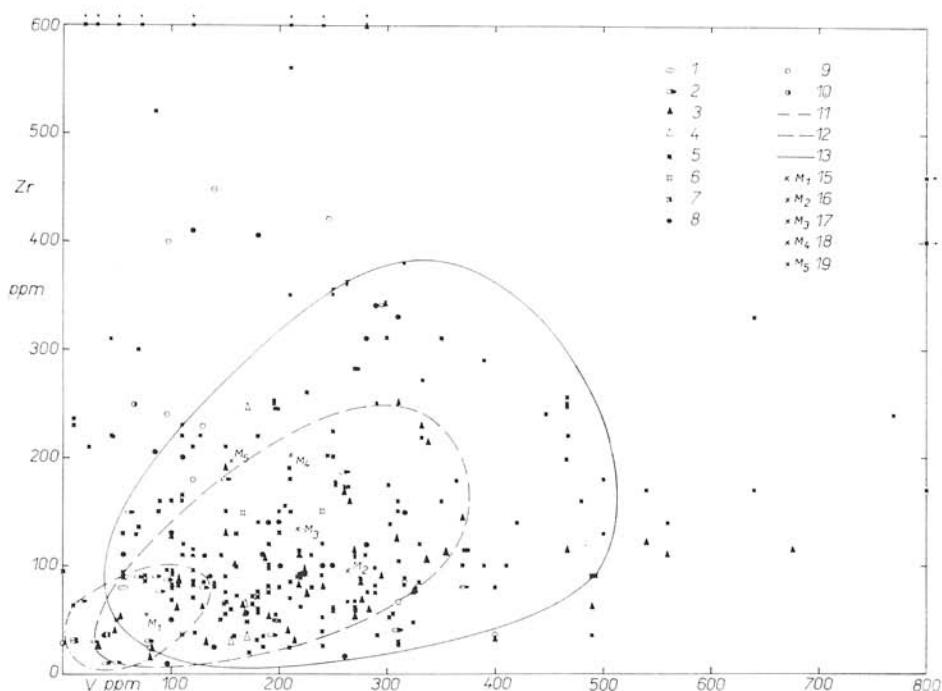


Abb. 4. Korrelationsschaubild von Zr und V in den Metabasiten der Tatra-Vaporiden der zentralen West-Karpaten.

Erläuterungen: siehe wie bei Abb. 3.

Schaubild wobei zu sehen ist, dass von den ultrabasischen zu den sauren Gesteinen hin, das Zirkonium zum Nickel eine negative Korrelation aufweist.

Zum Unterschied vom Nickel zeigt das Vanadin bei den Metabasiten ein positives Korrelationsverhältnis zum Zirkonium (siehe Abb. 4). Diese Tatsache wurde im vorhergehenden Artikel der Autoren bei den Metabasiten des Zips-Gömörer Erzgebirges festgestellt und es verwies auch E. Schütze (1967) beim Studium der Metabasite des Gebietes des nordlichen Oberharzes auf diese Tatsache. Im Schaubild kann das Verhältnis der Situierung der Korrelationspunkte zur Differentiationsstufe gut verfolgt werden, und das in dem Sinne, dass die Korrelationspunkte von Zr/V der Ultrabasite sich zu einem separaten Feld, beim Nullpunkt des Koordinatensystems konzentrieren; hernach folgt das schräggestellte elliptische Feld der Intrusivgesteine, das den Kern des ebenso diagonal orientierten grösseren elliptischen Feldes der Extrusivgesteine bildet. Die Korrelationspunkte der Migmatite sind teilweise externer verschoben von den vorhergehenden Feldern.

Im Schaubild des Zirkoniums und des Titans (Abb. 5) kann eine positive Korrelation nur bei Intrusivgesteinen beobachtet werden. Das Korrelationspunkte-Feld von Zr/Ti der Ultrabasite liegt beim Ausgangspunkt der Koordinaten und das Feld der übrigen Intrusivgesteine wird durch eine Ellipse begrenzt, die diagonal orientiert ist. Die Extrusivgesteine umfassen zwar auch das Feld der Intrusivgesteine, aber die Punkte sind verstreut und weisen keinerlei Korrelation der Werte Zr/Ti auf. Das Feld der

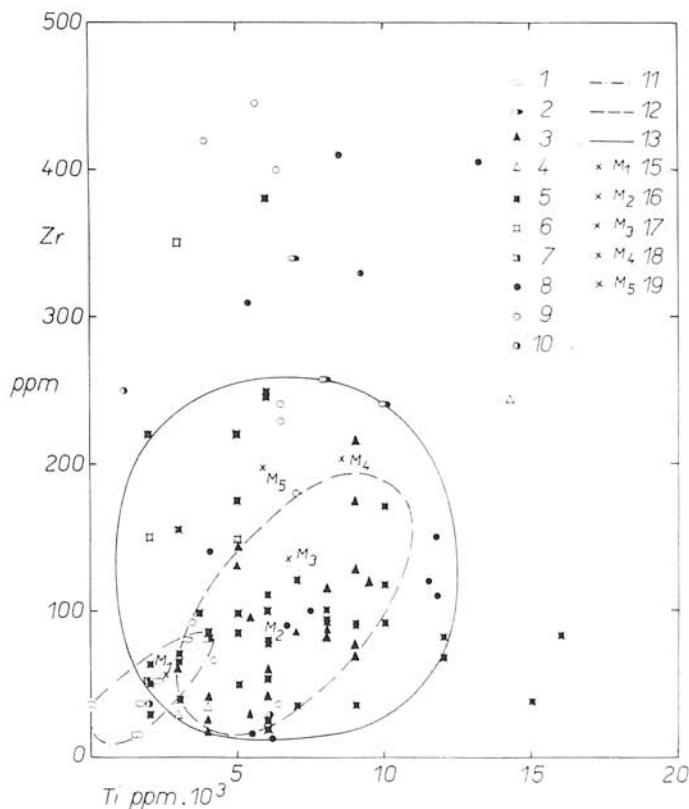


Abb. 5. Schaubild der Korrelation von Zr und Ti in Metabasiten der Tatro-Veporiden der zentralen West-Karpaten. Im Schaubild sind die Korrelationspunkte der Proben mit Silikatanalyse gekennzeichnet.

Erläuterungen: siehe wie bei Abb. 3.

Korrelationspunkte ist kreisförmig. Die Migmatit-Amphibolite haben nur teilweise höhere Zirkoniumgehalte und dies bei Gesteinen der Basizität 4 bis 5.

Im Korrelationsschaubild des Zirkoniums und der Summe des Gesamteisens und des Mangans (Schaubild 6) ist zu sehen, dass diese Elemente in keinem gegenseitigen Verhältnis stehen. Die einzelnen Grundgruppen der Gesteine können aber im Schaubild zu spezifisch situierten Feldern umgrenzt werden. Das Feld der Ultrabasite bildet eine horizontale Ellipse die im unteren Teil des Schaubildes situiert ist; die übrigen Felder haben die Form vertikaler Ellipsen und sind dermassen plaziert, dass das Feld der Konzentration der Korrelationspunkte der Intrusivgesteine ins grössere Feld der Exklastivgesteine zu liegen kommt, jedoch enger und in dessen niedrigeren Teilen situiert ist. Ein Teil der Migmatit-Amphibolite liegt wiederum ausserhalb dieser Felder.

In Schaubild 7, das das Verhältnis von Silizium und Zirkonium veranschaulicht wird erneut bewiesen, dass in der Gruppe der Metabasite der Tatro-Veporiden kein direktes Verhältnis besteht. Die einzelnen Gesteinsgruppen bilden fast vertikal orientierte, ellipsenförmige Felder, die gegenseitig mit ihren Zentren in Richtung der Diagonale verschoben sind. Daraus folgt, dass bei gemeinsamer Beurteilung der Gesteins-

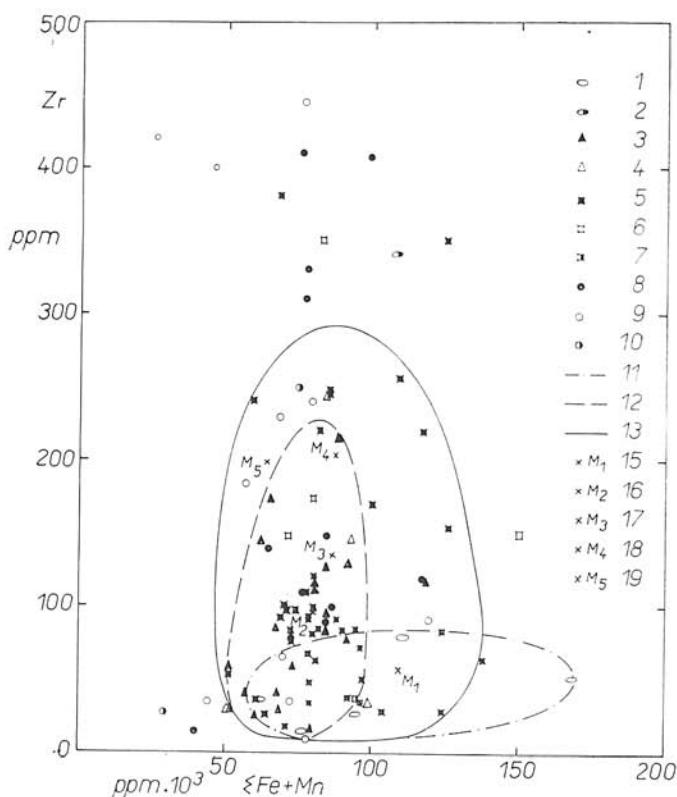


Abb. 6. Schaubild der Korrelation von Zr und der Summe des Gesamteisens und des Mangans in Metabasiten der Tatro-Vaporiden der zentralen West-Karpaten. Im Schaubild sind die Korrelationspunkte derjenigen Proben, die mit einer Silikatanalyse ergänzt werden, gekennzeichnet.

Erläuterungen: siehe wie bei Abb. 3.

gruppen, angefangen von den Ultrabasiten bis zu den sauren Differentiaten und Migmatiten, ein positives Verhältnis gilt, was auch aus der Situierung der durchschnittlichen Korrelationswerte ersichtlich ist. Wenn aber das Verhältnis Zr/Si in den einzelnen engeren Differentiationsgruppen beurteilt wird, so ist keine positive oder negative Korrelation von Zirkonium- und Siliziumwert zu bemerken.

Schaubild 8 drückt das Verhältnis des Zirkoniumgehaltes zum mafischen Index, d. i. zur Menge und zum gegenseitigen Verhältnis der einzelnen dunklen Gesteinsminerale aus. Es zeigt sich, dass ein solches Verhältnis nicht existiert, obwohl aus dem Schaubild ersichtlich ist, dass die einzelnen Korrelationspunkte gewisser Gesteinsgruppen zu Feldern situiert sind, deren Plazierung auf der Fläche des Diagramms für die einzelnen Gesteinstypen charakteristisch ist.

Die Korrelation von Zirkonium und felsitischem Index ist in Schaubild 9 veranschaulicht. Grundsätzlich handelt es sich um das Verhältnis von Zirkonium zum Feldspat einer gewissen Basizität im Gestein. Es kann festgestellt werden, dass ein solches Verhältnis nicht besteht. Es können auch die typischen Felder der maximalen Punkte-

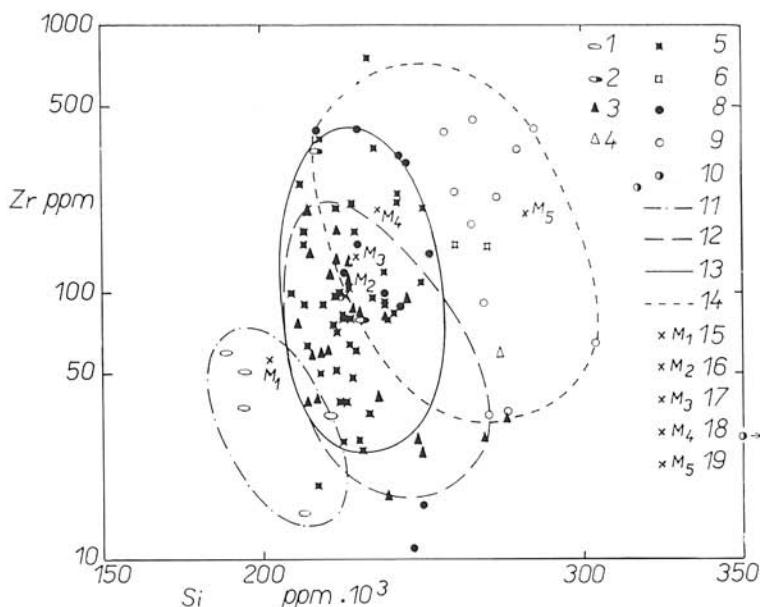


Abb. 7. Schaubild der Korrelation von Zr und Si in Metabasiten der Tatra-Veporiden der zentralen West-Karpaten. Das Diagramm wurde im semilogarithmischen Koordinatennetz angefertigt. In ihm sind die Korrelationspunkte der Proben mit Silikatanalysen gekennzeichnet.

Erläuterungen: siehe wie bei Abb. 3.

konzentration für die einzelnen Gesteinsgruppen nicht umgrenzt werden. Dies wird auch dadurch verursacht, dass die Alkaligehalte in den studierten Metabasiten verhältnismässig niedrig sind und dass Kalzium sowohl in den dunklen, als auch in den hellen Mineralbestandteilen der Gesteine vertreten ist. Deshalb ist der felsitische Index zumal für saure Gesteine mit hohem Alkali- und niedrigem Kalziumgehalt geeignet.

In Schaubild 10 ist das Verhältnis der Zirkoniumgehalte zum modifizierten Larsenschen Index zu sehen. Das Diagramm drückt die spezifische Plazierung der Korrelationspunkte der einzelnen Gesteinsgruppen zu Feldern in einer gewissen Gesetzmässigkeit aus. Auf der linken Seite im unteren Teil des Schaubildes ist das Feld der Ultrabasite, die Amphibolite bilden eine schmale vertikale Ellipse, die im Diagramm weiter rechts zu liegen kommt. Auch in diesem Falle zeugt die Gestalt der jeweiligen Felder davon, dass im Rahmen der engen Differentiationsgruppen keinerlei Korrelationsbeziehung zwischen Zirkoniumgehalten und Larsenschem Index besteht. Alle Differentiationsgruppen, betrachtet als ein Ganzes, drücken ein anderes Verhältnis aus. Auf der rechten Seite des Schaubildes liegen die Punkte der Gesteine, von denen sich ein Teil durch höhere Werte des Zirkoniumgehaltes auszeichnet. Die positive Korrelation ist aus der Situierung der Punkte der durchschnittlichen Korrelationen ersichtlich.

Schlussfolgerungen

Abschliessend kann zum durchgeföhrten Studium des Zirkoniums in den Metabasiten der zentralen Westkarpaten gesagt werden:

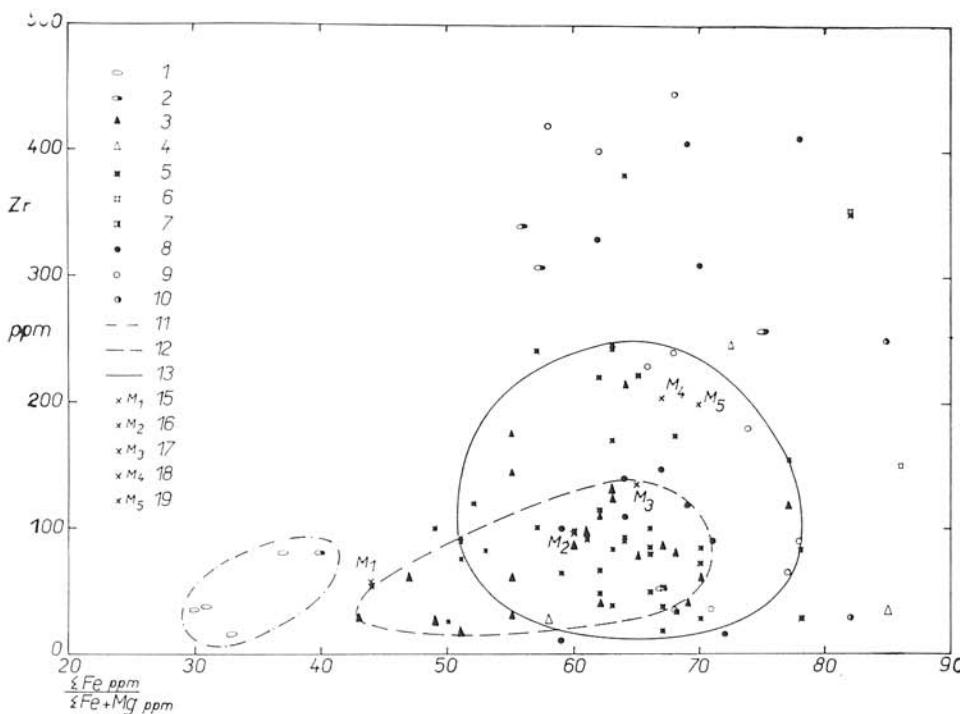


Abb. 8. Schaubild der Korrelation von Zr und dem mafischen Index $\left(\frac{\Sigma \text{Fe}}{\Sigma \text{Fe} + \text{Mg}}\right)$ in Metabasiten der Tatra-Vaporiden der zentralen West-Karpaten. Im Schaubild sind die Korrelationspunkte der Proben mit Silikatanalyse gekennzeichnet.
Erläuterungen: siehe wie bei Abb. 3.

Die Extrusivgesteine des gleichen magmatischen Zyklus haben gewöhnlich einen höheren Zirkoniumgehalt als Intrusivgesteine.

Der regionale Faktor beeinflusst in charakteristischer Weise den Zirkoniumgehalt der Gesteine. Es kann dies sowohl beim Vergleich grösserer Regionen (Tatriden, Vaporiden, Gemeriden), als auch im Rahmen kleinerer Regionen festgestellt werden; so z. B. zeigen die Gebiete des Jaloviči vrch bei Mníšek in den Gemeriden als auch des Tribeč-Gebirges in den Tatriden charakteristische Abweichungen des Zirkoniumniveaus (haben erhöhte Gehalte).

Schliesslich kann konstatiert werden, dass in der engen Gruppe der Metabasite bzw. der basischen Gesteine, nicht immer die erwartete positive oder negative Korrelation von Zirkonium zu den jeweiligen Makroelementen (Fe, Si, Ti) oder von Zirkonium zu den jeweiligen Mikroelementen (Ni, V), bzw. von Zirkonium zu den jeweiligen Indizes (mafischer, felsitischer, Larsenscher) festgestellt werden kann. Diese Feststellung gilt, obzwar eine solche in der Regel positive Korrelation für die Differentiate und Differentiationsgruppen die gesamtheitlich beurteilt werden, beginnend bei den Ultra-basiten bis zu den leukokraten Gesteinen evident ist.

Die positiven Korrelationsverhältnisse im Rahmen enger Differentiationsgruppen wurden bloss beim Vanadin, und beim Titan nur bei den intrusiven Gesteinstypen

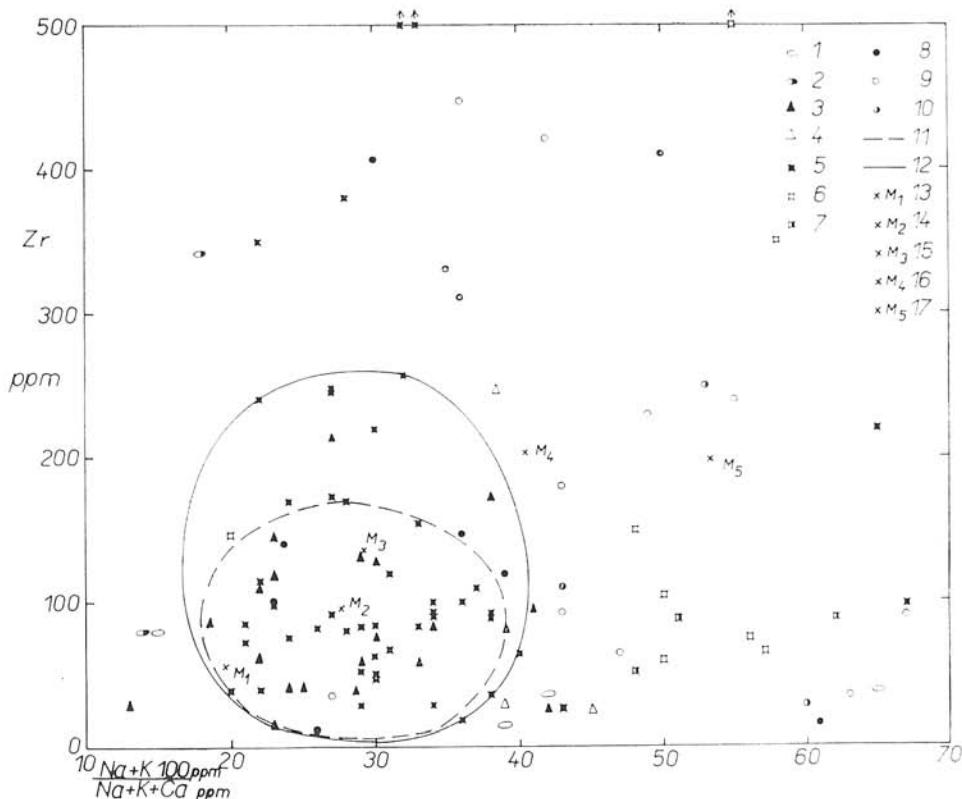


Abb. 9. Schaubild der Korrelation von Zr und dem felsitischen Index $\left(\frac{\text{Na} + \text{K}, 100}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}} \right)$ in den Metabasiten der Tatro-Vaporiden der zentralen West-Karpaten. Im Schaubild sind die Korrelationspunkte der Proben mit Silikatanalyse gekennzeichnet. Erläuterungen: siehe wie bei Abb. 3.

festgestellt. Deshalb gelten die in der Literatur allgemein festgestellten Beziehungen blos dann, wenn die Gesteinsgruppen mit breiterer Differentiationsspannweite studiert werden. Diese Feststellung hat im Gefolge, dass nicht immer in konkreten basischen Gesteinen jenes Mineral bestimmt werden kann, das der Träger des Zirkoniums ist, auch nicht solche Elemente, die eindeutig auf Grund der isomorphen Beziehungen ein direktes Verhältnis des Zirkoniumgehaltes in den Gittern der Minerale bestimmen würden.

Deshalb muss vorausgesetzt werden, dass bei den jeweiligen Gesteinstypen der verschiedenen Gebiete, verschiedene Minerale als Zirkoniumträger anzusehen sind, und dass auch die Form des Auftretens von Zirkonium in den Gesteinen und deren Mineralen verschieden ist (Isomorphie und Heterogenität, verursacht durch Inklusionen von Teilchen und Submikroteilchen des Minerals Zirkon). Diese Frage bleibt offen und würde ein separates Studium erfordern.

Es ist wahrscheinlich, dass die Höhe der Zirkoniumgehalte in erster Linie vom primär gegebenen und für jedes Magma charakteristischen Zirkoniumgehalt im zu-

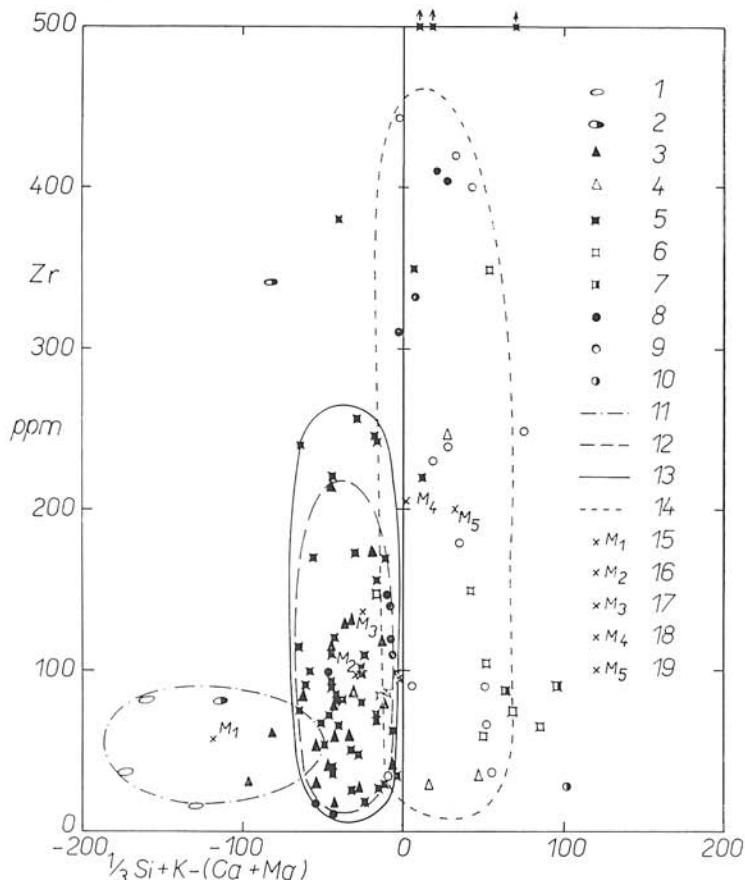


Abb. 10. Schaubild der Korrelation von Zr und dem modifizierten Larsensehen Index [$\frac{1}{3}$ Si + K] - (Ca + Mg)] in Metabsaiten der Tattro-Vaporiden der zentralen West-Karpaten. Im Schaubild sind die Korrelationspunkte der Proben mit Silikatanalyse gekennzeichnet. Erläuterungen: siehe wie bei Abb. 3.

gehörigen Magma abhängig ist. Die Möglichkeiten der Camouflagen der Zirkoniumgehalte bis 300—400 ppm sind verschieden sowohl in den einzelnen Mineralen, als auch in den Gesteinen; dies geschieht außer durch Isomorphie, besonders durch innere Adsorption oder in den Störungen und Defekten der Mineralstruktur bzw. im intergranularen Raum zwischen Mineralen des Gesteins. Zirkonium bildet sowohl homogenen (isomorphen), als auch heterogenen Bestandteil. Deshalb ist es so schwierig die Auftrittsform des Zirkoniums in den Mineralen, sowie dessen Träger zu bestimmen.

Schon die in der Literatur veröffentlichten Mineralanalysen zeigen im grossen, welche Minerale für gewöhnlich in den Gesteinen höhere Zirkoniumgehalte aufweisen (siehe die Tabellen im Artikel der Autoren in der vorhergehenden Nummer), und dennoch ist diesen Tabellen auch dies zu entnehmen, dass ein und dasselbe Mineral einmal einen erhöhten, ein andermal keinen erhöhten Zirkoniumgehalt aufweist.

Die Art des Erstarrens beeinflusst augenscheinlich die Höhe des Gehaltes und die Form des Auftretens von Zirkonium in Mineralen und deshalb ist bei den Basiten der Westkarpaten die Verringerung des Zirkoniumgehaltes bei Tiefenderivaten entgegen den effusiven Äquivalenten so evident.

Es kann der Schluss gefolgert werden, dass der Zirkoniumgehalt im Gestein ein Ausdruck der Spezifität des Magmas ist und es wird vorausmüssen sein, weiter Gesetzmäßigkeiten zu suchen, durch welche Faktoren diese Spezifität bestimmt wird. Augenscheinlich ist dem Geochemiker die potentielle Möglichkeit gegeben, anhand von Studien der Zirkoniumgehalte der Gesteine die Frage der stratigraphischen, vulkanologischen, genetischen und geochemischen Eingliederung der studierten Gesteine und des voraussetzlichen zugehörigen Magmas zu verfolgen.

Übersetzt von E. Walzel.

SCHRIFFTUM

- Cambel B., Kamenický L., 1968: Some Data to the Geochemistry of Basic Volcanism in the West Carpathian Crystalline. Young Paleozoic and Mesozoic. Geol. zborník Slov. akad. vied 19, 1, Bratislava. — Cambel B., Kamenický L., 1969: Zirkonium in den basischen Gesteinen der Westkarpaten (I. Teil). Geol. zborník Slov. akad. vied 20, 2, Bratislava. — Cambel B., Kuprčo G., 1965: Petrochemie und Geochemie der metamorphen Hornblendegesteine aus der Kleinkarpatenregion. Náuka o zemi 1, Bratislava. — Cambel B., Kamenický J., Krist E., 1961: Kryštalíkum. Oblast Malých Karpát. Považského Inovca a Tribeca. Sjazdový sprievodec Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, Bratislava. — Gorek A., 1959: Prehľad geologickej a petrografickej pomery kryštalíkika Vysokých Tatier. Geol. sborn. Slov. akad. vied 10, 1, Bratislava. — Harrmann M., 1963: Petrografia iniciaľnych bázických vulkanitov krakovskej zóny. Manuscript, Dissertationsarbeit, Katedra petrografie FGGV UK, Bratislava. — Horvorka D., 1968: Petrogenéza ultrabazík, lamprofýrov a niektorých typov amfibolických hornín Západných Karpát. Manuscript, Habilitačné práce, Bratislava. — Ivanov M., 1957: Genéza a význam granitoidných intrúzií k superkrustálnym sériám kryštalíkika Suchého a Malej Magury. Geol. práce 47, Bratislava. — Ivanov M., 1964: Ku geochémii hornín kryštalíkika Kohúta. Geol. práce 31, Bratislava. — Ivanov M., Kamenický L., 1956: Poznámky ku geológiu a petrografii kryštalíkika Malej Fatry. Geol. práce XX, Bratislava. — Jaskolski S., 1924: Les Amphibolites des Monts Tatra et leur origine. Bull. Ac. Sci. Cracovie. — Kamenický J., 1956: Zpráva o geologickej výskume a mapování severnej časti kryštalíkika Považského Inovca. Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava. — Kamenický L., Marková M., 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej súrige Gemerid. Geol. práce 45, Bratislava. — Koutek J., 1931: Geologickej studie na severozápadě Nízkých Tater. Sborn. St. geol. úst. 9, Praha. — Krist E., 1960: Záverečná zpráva o geologickej-petrografickom a petrochemickom výskume kryštalíkika pohoria Tribeca. Manuscript, Archív Katedry petrografie PF UK, Bratislava. — Schulze E. G., 1967: Zur Spurenlementverteilung und Kluftparagenese in initialen Vulkaniten des nördlichen Oberharzes. Chemie der Erde 4. — Vrána S., 1964: Petrogenéza vaporidního kryštalíkika v okolí Slavošoviec. Geol. práce 33, Bratislava. — Zoubek V., 1936: Poznámky o kryštalíkiku Západných Karpát. Sborn. St. geol. úst. 12, Praha. — Zoubek V., 1951: Zpráva o geologickej výskumu jižného svahu Nízkých Tater mezi Bystrou a Jesenskou dolinou. Věsta, Ústř. geol. úst. 26, Praha.

Zur Veröffentlichung empfohlen von J. Kantor.