

JOZEF VESELSKÝ\*

## AKZESSORISCHE MINERALE GRANITOIDER GESTEINE DER KLEINEN KARPATEN

(Abb. 1–8)

**Kurzfassung:** Im Rahmen dieser Arbeit werden die Ergebnisse des Studiums der qualitativen und quantitativen Vertretung akzessorischer Minerale in granitoiden Gesteinen des Klein-Karpaten-Kristallinikums dargelegt. Anhand der Methode der schweren Fraktionen wurden bis zu vierzig akzessorische Minerale in den Granitoiden der Kleinen Karpaten festgestellt. Ihre mengenmässige Vertretung wurde in g/t angegeben. Obzwar einige Tatsachen der akzessorischen Minerale für einen Hybridisationsprozess sprechen, kann bislang nicht vom gesamten Komplex der Klein-Karpaten-Granitoide als hybriden Granitoiden gesprochen werden, da der Grossteil der Varietäten dieses Komplexes nicht den Ausdruck eines solchen Prozesses aufweist.

**Резюме:** В рамках этой статьи показываются результаты количественного и качественного изучения акцессорных минералов в гранитоидных породах кристаллического массива Малых Карпат. Методом выделения тяжелых фракций было определено до 40 акцессорных минералов в малокарпатских гранитоидах. их количественное соотношение показано в г/т. Несмотря на то, что некоторые факты о акцессорных минералах говорят о процессах гибридизации, пока нельзя говорить о целом комплексе малокарпатских гранитоидов как о гибридных гранитоидах, поскольку большая часть этого комплекса не указывает на явные проявления этого процесса.

Den geologischen Bau der Kleinen Karpaten studierten bereits viele Autoren. Das eingehendste Studium, zumal des Komplexes von kristallinen Gesteinen, vorzugsweise von Granitoiden die den dominierenden Anteil des Klein-Karpaten-Kristallinikums bilden, führten J. Koutek, V. Zoubek (1936) und neuerdings vor allem B. Cambel (1959, 1962), B. Cambel, J. Valach (1956) u. a. durch.

Das granitoide Massiv der Kleinen Karpaten, das aus postkinematischen granitoiden, in verhältnismässig höher gelegene Teile des sedimentären Mantels vorgedrungenen Gesteinen intrusiven Charakters besteht, bildet nahezu zwei Drittel des kristallinen Gesteins der Kleinen Karpaten. Es erstreckt sich von Bratislava bis in das Gebiet von Častá in nordöstlich-südwestlicher Richtung. Dieser granitoide Komplex bildet keineswegs die Mitte des Gebirges, sondern nur dessen südöstlichen Rand und wird im Gebiet zwischen Pezinok (Böding) und Perné von einer 4 km breiten Schichtengruppe kristallinen Schiefers, die einen auf den Verlauf des Gebirges senkrechte Richtung einnimmt, unterbrochen. Sie teilt das gesamte granitoide Massiv in einen südwestlichen Teil, Bratislavaer Massiv genannt (es besitzt die Form eines rechteckigen Körpers von der Länge ca. 20 km und der Breite 6–8 km der sich zwischen Bratislava und Pezinok erstreckt), und den nordöstlichen Teil, genannt Modraer Massiv. Letzteres hat die Gestalt eines ovalen, nach Norden hin sich verbreiternden Körpers. Der Komplex kristallinen Schiefers, der sich zwischen diesen beiden Massiven befindet bildet jedoch keine in grössere Tiefen reichende Barriere, sodass diese in der Tiefe ein Ganzes bilden.

\* RNDr. J. Veselský, Lehrstuhl für Geochemie an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Komenský-Universität, Bratislava, Paulinyho-Tótha 1.

Als Beweis für den Zusammenhang dieser beiden Teile gilt nach B. C a m b e l und J. V a l a c h (1956) die Tatsache, dass in den kristallinen Schiefen zwischen Pezinok und Pernek zahlreiche Gratnitgänge des Charakters von Ausläufern und Pegmatite, oder unregelmässige Apophysen granitoiden Gesteins existieren. Ungeachtet dessen, dass das Bratislavaer und Modraer granitoide Massiv nicht als zwei genetisch verschiedene Gesamtheiten betrachtet werden, spricht man von zwei Massiven, zumal mit Rücksicht auf die Gebräuchlichkeit einer solchen Einteilung, auf das selbstständige begrenzte Auftreten beider Teile der granitoiden Masse als auch im Hinblick auf die petrographischen und petrochemischen Unterschiede, die eingehend beschrieben werden zumal in den Arbeiten von B. C a m b e l (1950, 1956, 1959, 1962). In den Kleinen Karpaten wurde palynologisch das paläozoische Alter des metamorphen Schiefermantels und das variscische Alter von Intrusionen des granitoiden Magmas bestimmt. Das variscische Alter der Granitoiden der Kleinen Karpaten bestätigte anhand der K/A-Methode J. K a n t o r (1954), der das karbonische Alter der granitoiden Intrusionen und Pegmatite bestimmte. Diese Feststellungen bestätigen die ältere Ansicht von V. Z o u b e k (1936), dass für Kerngebirge, und somit auch für die Kleinen Karpaten dominierender Prozess der variscische, magmatisch-orogene Zyklus war (T. B u d a y, B. C a m b e l, M. M a h e l 1962).

Die granitoiden Gesteine der Kleinen Karpaten werden als Gesteinskomplex serogenen Typs charakterisiert (B. C a m b e l 1959; B. C a m b e l, J. V a l a c h, 1956), der bei der Verwirklichung variscischer Faltung in bedeutende Entfernung von seinem Autochthone gelangte, wo er sich bildete, da an keinem Ort des kleinkarpatischen Kristallinikums an die Oberfläche Migmatite treten, die Merkmale von Gesteinen trügen, die aus tiefen autochthonen Gebieten, wo sich das Magma bildet, stammten.

Vom intrusiven Charakter granitoider Komplexe der Kleinen Karpaten zeugt laut B. C a m b e l, J. V a l a c h (1956), dass diese Komplexe scharf begrenzte Kontakte gegenüber den Nachbargesteinen haben und grösstenteils disharmonische Körper und lokal auch kleinere, mehr oder minder konkordante Intrusionen in den kristallinen Schiefen bilden. Die Texturen der granitoiden Gesteine sind auch isometrisch, unorientiert, ohne separate Orientation der Mineralbestandteile und Beweise der Anatexe sind selten. Die Ausdehnung der Minerale in den Gesteinen und die Mineralzusammensetzung dieser Gesteine ist verhältnismässig homogen mit allmählichen Schwankungen. Nebulitische Texturen sind vereinzelt. Der periplutonische Kontaktmetamorphismus der kleinkarpatischen Granitoide, die Granitisationsstufe und die Verspatung der Mantelgesteine ist relativ schwach und häufig ist eine typische Kontaktmetamorphose zu beobachten, die die Bildung von Hornfelsen und biotitischer Fleckschiefer im Gefolge hat. Die Stufe der periplutonischen Metamorphose sinkt mit zunehmender Entfernung von der Kontaktstelle sehr rasch ab. Die Prozesse der Metamorphose berühren vor allem nur isochemische Veränderungen, Stärkere Hybridisation und Migmatisation ist vereinzelt und tritt nur dort zutage (B. C a m b e l, J. V a l a c h 1956), wo leukokrater aplitoide Granite in die Schiefer-Serie durchdrangen. Im Ganzen ist die Differenziertheit des Massivs wenig markant und wenig mannigfaltig. Geläufig sind leukokrate Differentiate.

Die Abnahme der Granitproben, die bündig im Anhang charakterisiert werden, erfolgte vorwiegend an künstlichen Aufschlüssen, zumal in Steinbrüchen, wo die Gesteine am wenigsten von sekundären Veränderungen, vor allem von Verwitterung betroffen waren. Die Menge der abgenommenen Proben betrug jeweils 10–15 kg. Bei der Probenabnahme und -verarbeitung, sowie bei der Auswertung hielt man sich an Grundsätze, wie sie V. V. L j a c h o v i č, A. D. R o d i o n o v (1961) vorschlagen. Die Probe

wurde im Terrain aus kleinen Gesteinsstücken (von der Grösse 50–150 g) auf einer Fläche von 200–300 m<sup>2</sup> formiert. Die Verarbeitung der Proben bestand in Zerkleinern und Mahlen auf eine feinere Körnigkeit als 0,5 mm. Nach dem Brechen des Gesteins wurde nach dem Verteilungsverfahren die Probe zur chemischen Analyse abgenommen. Weiters wurde die Probe zu fünf Körnigkeitsklassen die dem Gesetz der Gleichfälligkeit entsprechen gesiebt und der Prozentsatz der Überzerkleinerung ( $< 0,063$  mm) ermittelt, der auch im ungünstigsten Falle ein Fünftel der Probenmenge nicht überragte. Die Durchspülung der einzelnen Siebefraktionen erfolgte an einem zubereiteten Anreicherungs-Labortisch, zum Unterschied von jenen Autoren, welche die Schwemmung in der Schale durchführen wie dies R. Rastal und W. Wilcoxon (1915) vorschlugen. Beim Schwemmen am Anreicherungstisch wird eine höhere Anreicherung der Probe erreicht und der Verlustkoeffizient ist bedeutend niedriger als bei der Spülung in der Schale. Der Verlustkoeffizient wurde bestimmt durch die Trennung des leichteren Anteils am Anreicherungstisch mit Bromoform; er überstieg den Wert 1,5 nicht. Der schwere Anteil, gewonnen nach dem Schwemmen, wurde von den Resten der gesteinstragenden Minerale mittels Bromoform getrennt ( $\text{CHBr}_3$ ;  $\rho = 2,98$ ).

Der gewonnene schwere Anteil, der zur Bewertung des quantitativen Bestandes akzessorischer Minerale und wegen der leichteren Identifikation der Minerale verwendet wurde, wurde nach der Trennung der Ferromagnetika noch mit Methyljodid ( $\text{CH}_3\text{I}$ ,  $\rho = 3,4$ ) in zwei Fraktionen sortiert, welche der Trennung durch den isodynamischen Magneten bei verschiedener Feldintensität zu paramagnetischen und diamagnetischen Mineralen unterworfen wurden.

Die angewendete Methode zur Gewinnung des Schweranteils ermöglichte ausser der leichteren Identifikation akzessorischer Minerale und deren Bewertung des quantitativen Bestandes, noch die leichtere Gewinnung monomineraler Fraktionen (zumal durch das Abscheiden anhand des stereoskopischen Mikroskopes) zum Zwecke des eingehenden Studiums der physikalischen und chemischen Eigenschaften der Minerale. Die Methode ermöglicht die Gewinnung genügend objektiver und vergleichbarer Ergebnisse betreffs Verteilung akzessorischer Minerale in verschiedenen granitoiden Gesteinen eines Komplexes, als auch mehrerer Komplexe gegeneinander. Die angeführte Methode ermöglicht den Materialgewinn zu weiterem mineralogisch-geochemischem Studium wie z. B. zur Bestimmung des absoluten Alters von Gesteinen durch die Kern-Geochronologie anhand der akzessorischen Minerale (V. V. Ljachovič 1961).

Die quantitative Auswertung der Vertretung der einzelnen Minerale wurde bei den Proben anhand der Methode nach V. V. Ljachovič, A. V. Rodionov (1961) durchgeführt. Die festgestellten Mengen akzessorischer Minerale wurden in g akzessorischer Minerale pro t Gesteins ausgedrückt. Die angegebene Methode wurde nicht nur deshalb ausgewählt, dass anhand ihrer vergleichbare Ergebnisse gewonnen werden, sondern auch deshalb, dass bei der Feststellung und Auswertung des Gehaltes an akzessorischen Mineralen der Schweranteile als Ganzes aus den einzelnen Proben automatisch gebirgsbildende Minerale (zumal Glimmer) eliminiert werden, die bei der Separation in den Schweranteil gelangen. Diese Methode, obwohl wegen der grösseren Anzahl von Berechnungen arbeitsaufwändiger, spiegelt besser, wenn auch nicht die absolute Menge akzessorischer Minerale in Gesteinen wider, so doch deren verhältnismässigen Anteil, wobei die Empfindlichkeit der eigentlichen Methode genügend gross ist. Der tatsächliche (absolute) Gehalt akzessorischer Minerale kann bislang anhand keiner Methode bestimmt werden und dies zumal aus dem Grunde der feinen Verwachsungen sehr kleiner Minerale in grösseren, vornehmlich gebirgsbildenden Mineralen.

Tabelle 1. Die Gehalte akzessorischer Minerale

Akzessorische Minerale	Probennummer	1 47/63 -JV	2 50/63 -JV	3 8/63 -JV	4 51/63 -JV	5 56/63 -JV	6 27/63 -JV	7 46/63 -JV
Amphibole (Osannit)	—	—	1,21	0,66	1,43	0,43	3,02	0,74
Magnetit	73,64	25,60	81,30	275,00	81,12	37,04	42,36	—
Titanomagnetit	9,26	4,63	—	5,20	1,81	—	5,03	—
Zirkon	6,78	13,72	9,22	12,40	14,05	8,56	8,05	—
Apatit	1266,62	1134,11	1756,20	1298,53	1887,81	807,79	1193,63	—
Ilmenit	48,15	—	23,18	428,50	5,33	—	—	—
Titanit	7,72	—	1,62	2,30	3,52	1,52	4,77	—
Monazit	0,12	0,14	0,11	0,35	0,12	0,25	0,19	—
Orthit	0,20	0,34	0,92	0,40	0,62	0,86	0,35	—
Beryll	0,006	—	—	—	—	—	—	—
Xenotim	0,55	0,27	0,73	0,15	0,93	0,35	0,28	—
Turmalin	—	—	0,11	0,90	0,26	0,64	—	—
Kassiterit	0,07	—	0,06	0,18	—	—	—	—
Pyrit	60,81	8,51	—	0,88	8,53	8,16	3,04	—
Rutil	0,68	0,45	0,64	1,40	0,21	0,23	1,06	—
Anatas	—	—	—	—	—	—	—	—
Scheelit	0,03	—	—	0,03	—	0,05	—	—
Pyrrhotin	—	—	—	—	—	0,11	—	—
Arsenopyrit	—	—	—	—	—	0,13	—	—
Stannin	—	—	0,01	—	—	—	—	—
Chalkopyrit	—	—	0,80	—	0,36	0,55	—	—
Antimonit	0,15	0,85	—	—	0,13	0,48	—	—
Sphalerit	—	—	0,23	—	—	—	—	—
Galenit	—	—	—	—	—	—	—	—
Hämatit	—	0,20	—	—	0,45	—	0,89	—
Helvin?	—	0,02	—	—	—	—	—	—
Granate	13,17	5,87	77,02	1729,60	472,34	17,68	6,52	—
Epidot	3,47	143,53	4,35	146,04	13,16	4,43	48,61	—
Staurolith	0,003	0,002	—	—	—	—	—	—
Andalusit	—	—	—	—	—	—	—	—
Sillimanit	0,008	—	—	—	—	0,009	—	—
Spinell	0,05	0,06	—	0,04	—	0,02	0,04	—
Leukoxen	0,29	0,08	0,32	0,40	0,65	—	—	—
Limonit (Goethit?)	7,68	10,40	29,72	3,50	37,08	803,52	4,15	—
Zinn	—	—	—	0,002	—	—	—	—
Sb-Ocker	0,07	0,07	—	—	0,08	0,05	—	—
Gipsstein	—	—	—	—	—	0,28	—	—
Baryt	0,02	—	—	—	—	0,30	—	—
Kalzit	0,02	—	—	—	0,07	0,12	—	—

## Verzeichnis der Proben

Ordnungsnummer 1, Inventarnummer 47/63-JV.

Normaler mittel- bis grobkörniger Granit. Grosser Steinbruch Pod Brehom (Kote 263,3) an der rechten Seite der Strasse Karlova Ves — Devin.

Ordnungs-Nr. 2, Invent.-Nr. 50/63-JV.

Normaler mittelkörniger Granit. Letzter Steinbruch hinter der Kote 156,3 an der rechten Seite der Strasse Karlova Ves — Devin.

Ordnungsnummer 3, Invent.-Nr. 8/63-JV.

Mittelkörniger quarziger doppelglimmeriger Granodiorit. Bratislava — Železná Studienka, erster Granitsteinbruch im Tal des Baches Bystrica.

Ordnungs-Nr. 4, Invent.-Nr. 51/63-JV.

Mittelkörniger quarziger doppelglimmeriger Granodiorit. Steinbruch bei der Kapelle etwa

in granitoiden Gesteinen der Kleinen Karpaten (in g/t)

8 52/63 -JV	9 37/63 -JV	10 26/63 -JV	11 28/63 -JV	12 19/63 -JV	13 23/63 -JV	14 25/63 -JV	15 29/81 -JV	16 17/63 -JV
0,53	0,94	0,52	—	15,48	21,52	13,81	17,28	15,14
—	—	—	—	0,22	—	—	—	—
55,50	73,72	121,25	32,12	22,83	492,37	412,37	362,13	514,49
1,73	—	3,08	—	—	35,33	81,49	73,92	43,48
12,11	13,92	2,97	14,98	16,80	22,85	21,57	15,78	16,07
3013,30	1484,97	837,06	154,43	148,33	169,54	381,21	437,15	322,31
—	—	—	0,05	—	—	—	—	—
5,09	1,21	2,51	1,25	—	7,78	16,10	12,34	22,08
0,12	0,46	—	—	0,12	0,18	0,07	0,16	0,08
0,19	0,61	0,026	0,44	—	0,48	1,61	1,14	1,33
0,001	0,001	—	—	—	—	—	—	—
0,21	0,13	—	0,24	0,11	0,12	0,27	0,29	0,32
0,82	0,14	0,04	0,12	0,24	0,59	0,75	0,44	0,62
0,06	0,02	—	0,01	—	0,09	—	—	0,08
4,58	5,12	12,97	281,45	138,17	274,53	29,16	191,28	395,84
0,32	1,55	0,08	4,66	0,25	2,74	1,70	3,06	1,10
—	—	—	0,012	—	0,03	—	—	—
0,01	—	—	0,02	—	—	—	—	0,03
0,36	1,18	1,37	—	—	1,42	—	—	1,18
—	—	0,12	0,84	—	—	—	—	—
—	—	—	0,003	—	—	—	—	—
—	0,72	—	0,01	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	3,51	—	—	4,87
0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,32	0,72	—	—	—	—	4,83
—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,57	9,16	483,44	4,11	101,43	24,47	18,52	1,43	0,29
4,98	165,52	13,33	31,98	29,74	301,88	1720,12	964,38	1854,51
—	—	—	—	—	—	—	0,017	—
—	—	—	—	—	0,02	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,02	—	—	—	—	—	—	0,002	0,013
—	0,63	—	0,71	—	0,58	—	—	0,065
2,07	42,38	408,95	142,79	207,09	380,58	645,84	273,23	3568,42
0,002	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	0,017
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,18	—	0,02	—	—	—

250 m von der Pumpstation des Wasserwerkes an der rechten Seite der Strasse Karlova Ves — Devín.

Ordnungs-Nr. 5, Invent.-Nr. 56/63-JV.

Mittelkörniger quarziger doppelglimmeriger Granodiorit, Záhorská Bystrica, am Wege vom Forsthaus Kačín auf den Cymbal zwischen den Koten 394 und 374,0 aus der Furche in 2,4–3,5 m Tiefe.

Ordnungs-Nr. 6, Invent.-Nr. 27–631-JV.

Leukokrater mittelkörniger bis grobkörniger muskovitischer Granit, Borinka, Tal Prepadlé an der westlichen Seite des Hanges, Kote 511,4.

Ordnungs-Nr. 7, Invent.-Nr. 46/63-JV.

Feinkörniger quarziger doppelglimmeriger Granodiorit, Alter Steinbruch neben der Strasse Karlova Ves — Devín unterhalb der Kote 146,0 Mündung des „Mokry Jarok“.

Ordnungs-Nr. 8, Invent.-Nr. 52/63-JV.

Feinkörniger quarziger doppelglimmeriger Granodiorit. Bratislava, „Rösslers“ Steinbruch am Berge Briežky.

Ordnungs-Nr. 9, Invent.-Nr. 37 63-JV.

Porphyrischer Granit bis quarziger doppelglimmeriger Granodiorit. Jur bei Bratislava am Nordrand des Neštich, am Fusse des östlichen Hanges unter der Burg.

Ordnungs-Nr. 10, Invent.-Nr. 26 63-JV.

Feinkörniger leukokrater Granit (Granitfazie beim Kontakt mit der produktiven erztragenden Zone) Marianka, Bach Gmolinský potok, am westlichen Hang des Berges Malinský vrch.

Ordnungs-Nr. 11, Invent.-Nr. 28 63-JV.

Leukokrater Gang-Granit (leukokrater hydro- auto-metamorphierter Gang-Granit), Borinka 200 m westlich des Forsthauses Horvátka.

Ordnungs-Nr. 12, Invent.-Nr. 19 63-JV.

Leukokrater Gang-Granit. Gemeinde Pila, im Tal des Baches Kamenný potok, etwa 300 m südwestlich des Forsthauses Horná Pila (westlich der Wasserreservoirs).

Ordnungs-Nr. 13, Invent.-Nr. 23 63-JV.

Mittelkörniger biotitischer Granodiorit, Harmonia bei Modra. Verlassener Steinbruch im Tal des Baches Žliabok unterhalb der Kote 467,7.

Ordnungs-Nr. 14, Invent.-Nr. 25 63-JV.

Mittelkörniger biotitischer Granodiorit, Harmonia bei Modra, mittlerer Steinbruch „Vefký lom“ im Tal des Baches Kamenný potok an der rechten Seite der Strasse nach Piesok oberhalb des Wasserreservoirs.

Ordnungs-Nr. 15, Invent.-Nr. 18 63-JV.

Autometamorphosierter quarziger Granodiorit. Gemeinde Pila, im Tal des Baches Kamenný potok, südlich des Kravý buk bei der Kote 435,5.

Ordnungs-Nr. 16, Invent.-Nr. 17 63-JV.

Mittel- bis grobkörniger Albitit, Gemeinde Pila, Tal Pailanská dolina, westlich des Forsthauses Kolyla, etwa 350 m nordwestlich der Kote 358,0 (Berg Baranie rohy).

Durch die Anwendung der Methode der schweren Fraktionen gelang die Feststellung und Identifikation von vierzig akzessorischen Mineralen in den studierten Granitoiden der Kleinen Karpaten (Tab. I). Die grosse Menge festgestellter akzessorischer Minerale bestätigt die Richtigkeit der Methodenwahl sowie des gesamten Arbeitsfortganges und der Operationen. Bei der Bestimmung der Minerale kamen ausser den geläufigen optischen Methoden anhand von Immersionspräparaten, noch die röntgenometrische Methode nach Debey-Scherrer, die Spektralanalyse, mikrochemische Prüfungen und andere Methoden zur Anwendung. In den bisherigen Arbeiten, vornehmlich in jenen von J. K o u t e k, V. Z o u b e k (1936); B. C a m b e l, J. V a l a c h (1956); M. M i š í k (1955) u. a. bei welchen die Feststellung akzessorischer Minerale anhand von Dünnschliffen oder von Schlichproben des Eluviums (M. M i š í k 1955) bewerkstelligt wurde, wurden ungefähr 20 akzessorische Minerale in den Klein-Karpaten-Granitoiden bestimmt was die Ansicht bestätigt, dass die optischen Methoden für das Studium der Vertretung akzessorischer Minerale in Gesteinen nicht ausreichen. In der Slowakei wurden anhand der Methode künstlicher Schlichproben mit Schwimmen der zerkleinerten Gesteinsproben in der Schale veporide Granitoide (D. H o v o r k a 1963; D. H o v o r k a, P. H v o ž d a r a 1964) und Granitoide der Gebirge Malá Magura, Malá Fatra und des Berges Tribeč (D. H o v o r k a 1968) bearbeitet.

In den Proben, der nach der Methode der schweren Fraktionen erforschten 16 Typen von Granitoiden der Kleinen Karpaten, wurden akzessorische Minerale identifiziert und quantitativ bestimmt. Die Ergebnisse sind in Tab. I angeführt.

Zirkone wurden in allen Proben festgestellt. Sie besitzen verhältnismässig gute idiomorphe Begrenzung (Abb. 1) mit vorwiegenden Formen {100}, {110} und {311}. Häufig ist der „zirkonartige“ Kristalltyp mit den überwiegenden Formen {110} sowie

Dipyramiden  $\{111\}$ . Selten sind Kristalle vom Typ des „gespitzten Bleistifts“, der Form  $\{311\}$ . Dominierender Typ des Zirkonkristalls ist der Hyazinth, charakterisiert durch die Entwicklung des Primas  $\{100\}$  und  $\{111\}$  und seltener mit den weniger entwickelten Flächen  $\{110\}$  und  $\{131\}$ . Die Farbe variiert und ändert sich von farblos über gelblich, lichtrosa, braunrosa bis braun. In der Regel sind kleine Kristalle dunkelnuanciert gefärbt. Einige Zirkone vom Typ des „Hyazinths“, aber auch des „gespitzten Bleistifts“, vor allem jene der Proben Nr. 12 bis 16 sind dunkler gefärbt und bergen in sich Inklusionen (siehe Abb. 1) oft von unregelmässiger Gestalt und von dunkler Farbe. Häufig sind parallel zur Verlängerung orientierte Einschlüsse: diese haben die Gestalt kleiner prismatischer Kriställchen mit direkter Auslöschung, die im Sinne von V. V. Lj a c h o v i č (1963) für Zirkone der I. Generation erachtet werden können. Solch kleine prismatische Zirkone von in der Regel heller Farbe wurden als Einschlüsse im Apatit und in Dünnschliffen auch in Spaten und Glimmern festgestellt.

Es wurden auch teilweise oder auch gänzlich getrübte Körner, Zirkone (Probe 3, 4, 8) der vorwiegenden Formen  $\{100\}$  und  $\{111\}$  beobachtet. Metamikte Zirkone dunkler Färbung die Isotropie aufweisen, wurden in den Proben 5, 9, 13, 14 und 15 beobachtet; diese sind im UV-Licht des Lumineszenzmikroskops M1/2, ausgerüstet mit Filtern des Types UFS von orange-gelber Farbe und weisen eine verhältnismässig intensive Luminiszenz auf.

Die Werte des Verlängerungsverhältnisses ( $L/B$ ) bewegten sich beim überwiegenden Teil der Kristalle im Intervall zwischen 2.0 und 3.0. Einige Kristalle hatten im Intervall zwischen 1.0 und 7.0 sich bewegende Werte. Ausserst selten waren Fälle mit Werten darüber (Max. 9.0). Zirkone, bei denen häufig der Wert des Verlängerungsverhältnisses im Intervall zwischen 5.0 und 7.0 beobachtet werden konnte, sind grösstenteils sehr klein, schwach gefärbt bis klar und sehr ähnlich jenen, welche als Inklusionen von Zirkonen der II. Periode, und zumal in Spaten und Glimmern identifiziert wurden. In Glimmern um die Zirkone herum können pleochroitische Höfchen festgestellt werden; oftmals wurden die Kerne dieser pleochroitischen Höfchen ausser von prismatischen Kristallen auch von ziemlich isometrischen Kristallen von etwas dunklerer Schattierung um welche herum die Verfärbung der pleochroitischen Höfchen intensiver war, gebildet.

Zonale Zirkone wurden zumal in den Proben 4, 13 und 14 beobachtet. Die Zonalität ist häufig mehrfach und untereinander nicht selten durch eine Trübung abgeteilt, die der kleinen Ausmasse wegen nicht identifiziert werden kann. Die Kerne werden von Zirkonen schwächerer Identifikationsfärbung gebildet; manchmal sind sie dunkler, ziemlich regelmässig begrenzt (9) oft von anisotropem Charakter. Verwachsungen kamen sehr selten vor (Proben 1, 4, 12, 14 und 15); sie wurden von zwei dipyramidalen Kristallen, nahezu der gleichen Grösse gebildet, die parallel verwachsen und gegenseitig ein wenig in Richtung  $c$ -Achse verschoben sind.

Apatit, praktisch das verbreitetste Mineral mit grösstem Anteil in den Klein-Karpaten-Granitoiden, und nur in den Proben 11 und 12 (Granitoide vom Gang-Typ) bewegt sich sein Gehalt um 150 g/t Gestein. Trotz mechanischer Zubereitung der Proben bildet er häufig reine idiomorphe Säulchen (Abb. 2) vom überwiegenden Grundtyp  $\{1010\}$  und der abschliessenden Form  $\{1011\}$  sowie der basalen Fläche  $\{0001\}$ . Keine Seltenheit sind isometrische Körner und es bestätigt sich das schon vordem (M. Miš í k, 1955) beobachtete Verhältnis zwischen stärkerem und kürzerem Habitus mit dem Verlängerungsverhältnis  $L/B = 1.0$  bis 2.0 bei den Proben 1 bis 11 (Bratislavaer Granitoiden-Massiv) und dem schlankeren Habitus mit dem Verlängerungsverhältnis  $L/B > 2.0$  und nicht selten (Probe 16) höher als 3.0, jedoch mit gesamtheitlich kleineren Apatiten aus

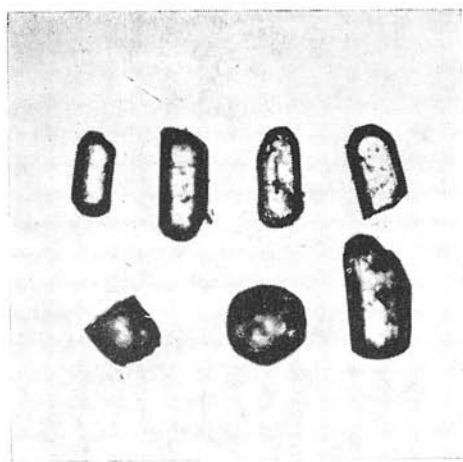


Abb. 1. Zirkon (Probe 4), hyazinthischer und prismatischer (zirkonischer) Typ. Metamiktischer Kristall vom Typ eines gespitzten Bleistiftes. Vergr. 42 X, Foto L. Osvald.

Abb. 2. Apatit (Probe 8) klar, prismatisch und isometrisch, stellenweise mit Trübungen und sehr kleinen Inklusionen. Vergr. 42 X, Foto L. Osvald.

den Proben 12 bis 16 (Modraer granitoides Massiv). Der Brechungsindex, gemessen in Immersionsflüssigkeiten bewegt sich im Intervall  $n_D = 1.636$  bis  $1.641$  und  $n_C = 1.631$  bis  $1.635$  bei klaren Apatiten. Schwach gelblich gefärbte Apatite hatten  $n_D = 1.610$  bis  $1.622$  und  $n_C = 1.605$  bis  $1.613$ . Mittels röntgenometrischem Pulververfahren nach Debye-Scherrer wurde bewiesen, dass es sich bei den klaren Apatiten höchstwahrscheinlich um Fluorapatit handelt. Bei gelben Kristallen ist das Röntgendiffraktionsbild nahe dem des Podoliths  $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6(\text{CO}_3)$ .

Vor allem in den Proben 12 bis 16 können Apatite mit Einschlüssen beobachtet werden, deren Charakter sehr verschiedenartig ist. Allgemein können Apatite mit Einschlüssen folgendermassen charakterisiert werden: ein Teil der Körner ist klar, mit dunklen Einschlüssen, deren Gestalt vielfach regelmässig, in der Mitte der Kristalle oder an deren Rand, in Übereinstimmung mit der Ausdehnung des Apatits gedehnt ist. Die Apatite mit Kernen weisen Pleochroismus auf:  $\epsilon$  schwarzbraun, graubraun,  $\omega$  lichtgrau, lichtbraun bis gelblich. Nicht selten sind gänzlich rauchbraun bis dunkel, fast schwarz gefärbte und auch verhältnismässig getrübte, undurchsichtige Apatite vom Charakter einer graublauen erdigen Masse mit den Anzeichen einer feinen, Kügelchen ähnlichen pigmentierenden Materie. Solche Apatite treten häufig als paramagnetische Apatite auf. Es gelang nicht, den Charakter der pleochroitischen Kerne zu klären.

Aus den Proben 3, 6 und 9 wurden reine Apatite aussepariert: in ihnen wurden die Gehalte  $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$  bestimmt (Probe 3 =  $0.22\%$ ; Pr. 6 =  $0.43\%$ ; Pr. 9 =  $0.34\%$ ). Beim Vergleich der  $\text{TR}_2\text{O}_3$ -Gehalte in Apatiten aus Granitoiden anderer Massive mit den bestimmten  $\text{TR}_2\text{O}_3$ -Gehalten kann konstatiert werden, dass diese den in der Arbeit von E. J. Semenov (1963) veröffentlichten Durchschnittswerten entsprechen.

Monazit in Form von tafeligen grünlichen, bis gelbgrünlichen Kristallen mit glasigem, fettigem Glanz der vorwiegenden Form  $\{100\}$  und mit den oftmals gut entwickelten Formen  $\{101\}$  und  $\{011\}$  wurde ausser der Proben 10 und 11, aus allen Proben gewonnen. Typisch für die Kristalle des Monazits ist die Riffelung an den Flächen  $\{100\}$

(siehe Abb. 3), häufig wurde Trübung und gelbliche Anflüge beobachtet. Bei klaren Kristallen wurden keinerlei Inklusionen festgestellt. In Immersionspräparaten wies er einen hohen Brechungsindex ( $n > 1.780$ ), eine hohe Doppelbrechung und sehr schwachen Pleochroismus der gelblichen Nuancen auf. Separiert aus den Proben 3 und 16 wurde er dem röntgenometrischen Studium unterzogen und eindeutig identifiziert.

**Xenotim** kam in Form von idiomorphen Kristallen und den Bruchstücken einer niedrigen tetragonalen Dipyramide (Abb. 4) mit gut entwickelten Formen  $\{011\}$  von honiggelber bis schmutziggelber Farbe vor (Probe 16); rarer trat er auf in Form von schmutzigweißen getrübbten prismatischen Kristallen mit den überwiegenden Formen  $\{010\}$  und  $\{011\}$ . Im Immersionsmilieu ist er einachsigt, positiv mit hohem Brechungsindex ( $n > 1.780$ ) und hoher Doppelbrechung. In einigen Körnern mit dipyramidalem Habitus schwacher Pleochroismus der schwachgelben bis gelben Nuancen (Probe 8 und 16). Wurde nur in Probe 10 nicht festgestellt.

**Turmalin** kommt in sehr geringen Mengen vor und wurde in den Proben 1, 2 und 7 nicht festgestellt. Am häufigsten kommt er vor in Form von Bruchstücken von dunkelblauer Farbe (Indigolith) (Probe 3, 4, 8), seltener bis schwarz (Schörl) oder von brauner Farbe mit glasigem Glanz, von hoher Härte und schwachem Pleochroismus blauer bis sattblauer Farben und bei dunkleren Typen der lichtbraunen bis braunen Farben (Probe 16). Selten sind säulige Kristalle mit typischem dreiecksförmigem Schnitt und schwacher vertikaler Riffelung. In kleinen Mengen wurden opake Inklusionen in den Turmalinen beobachtet.

**Orthit** kommt nur in geringen Mengen vor und nur in den Proben 14, 15 und 16 erhöht sich sein Gehalt (bis 1–15 g/t). Er kommt in Form von Bruchstücken und teilweise in Form von stärkeren Täfelchen oder Säulchen (Abb. 5) vor. Er ist von brauner bis schwarzer Farbe mit häufigen rötlichbraunen Rinden. Durchsichtig nur an dünneren peripheren Brüchen mit braunen bis dunkelbraunen Farbschattierungen von Pleochroismus. Am häufigsten tritt er isotrop auf, was von seinem metamikten Zerfall zeugt.

**Titanit**. Seine Menge variiert bedeutend. Die Farbe der Kristallbruchstücke mit



Abb. 3. Monazit (Probe 9), tafelige Kristalle mit typischer Riffelung. Vergr. 42  $\times$ , Foto L. Osvald.

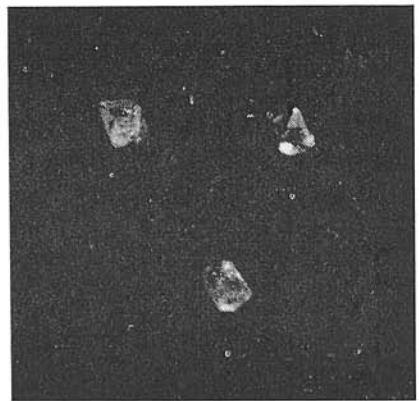


Abb. 4. Xenotim (Probe 3), idiomorphe, tetragonale, dipyramidale Kristalle. Vergr. 42  $\times$ , Foto L. Osvald.

oftmals erhalten gebliebener Umhüllung und Flächen  $\{111\}$ ,  $\{110\}$  und keilförmigem Abschluss von der Form  $\{111\}$ , reicht von lichtgelb bis graubraun. Häufig sind Verwachsungen mit Magnetit (Probe 16). Weist schwachen Pleochroismus von gelben, bis zu leichtbraunen Nuancen auf.

**Rutil — Anatas.** Kleine Mengen Rutils wurden in allen Proben in Form feiner säuliger, oft ovaler (Abb. 6), an der Oberfläche leicht korrodierter Kristalle gold-rosafar-



Abb. 5. Orthit (Probe 16), grobkörnig mit vorwiegenden Formen nach  $\{100\}$ ,  $\{001\}$  und  $\{101\}$ . Vergr. 42  $\times$ , Foto L. Osvald.



Abb. 6. Rutil (Probe 16), die am häufigsten vorkommenden Kristalle mit ovalem Abschluss und halbmattigem Glanz. Vergr. 42  $\times$ , Foto L. Osvald.

ben bzw. von roter bis sattroter Färbung festgestellt. Beobachtet wurde ein schwacher Pleochroismus der bräunlichen bis rötlichen Nuancen. Anatas war zugegen in Form von graublauen Kristallen dipyramidalen Habitus mit typischer Riffelung an den Flächen  $\{111\}$ , die in die Form stufenartiger Absätze überging.

**Scheelit** wurde mit Hilfe des Lumineszenzmikroskops ML-2 (Filter UFS) in Form von milchig getrübbten Körnchen festgestellt, die im UV-Licht klar blau aufleuchteten und deren mikrochemischer Test auf W positiv ausfiel.

**Granate.** Die Farbe der Granate war lichtrosa, rosafarben, honiggelb bis bräunlich-rosa. Einzelne Granate (Probe 4) hatten deutlich granatfarbene rote Färbung. Häufig werden sie von Biotit und Titanit überwachsen. In den Proben 12 bis 16 liessen sich opakte Inklusionen und oftmals deformierte Kristalle mit gut entwickelten Formen  $\{110\}$  beobachten. Am häufigsten waren Kristalle von der Form  $\{110\}$ , seltener jener  $\{211\}$  zu sehen. Die Granate, die in verschiedenen Mengen vorkommen, lassen sich röntgenometrisch als solche der Almandin-Spessartinreihe zugehörige charakterisieren. Vom primären (magmatischen) Ursprung der Granate kann die beobachtete häufige Assoziation des Granats mit Muskovit, zumal in doppelglimmerigen Granitoiden, zeugen.

**Amphibole — Osanit.** Die Amphibole werden vertreten vorzugsweise von gemeinem Amphibol mit intensivem Pleochroismus  $\alpha'$  gelbgrün bis grün;  $\gamma'$  grün bis bräunlichgrün. In den Proben 4 und 12 wurde ein ziemlich idiomorphes Mineral (Abb. 7) von rhombisch-prismatischem Habitus festgestellt. Es ist grau-grünlich mit schwachem

Pleochroismus  $\alpha'$  = schwach grünlichgelb,  $\gamma'$  = grau-grünlich. Das röntgenometrische Diffraktionsbild, identifiziert anhand der Tabellen von J. V. M i c h e j e v (1957) lautet: Osannit  $\text{Na}_{2,3}(\text{Mg}, \text{Fe})_{3,4} \text{Fe}_{2,1}^{3+}(\text{OH})_2 \text{Si}_8 \text{O}_{22}$ .

Kassiterit, Zinn. Kassiterit wurde nur in geringen Mengen (Probe 4 und 8) in Form kleiner ovaler Körnchen mit rindenförmiger Absonderung rötlichbrauner bis brauner Färbung festgestellt. Weniger häufig waren Kristallbruchstücke mit pyramida-

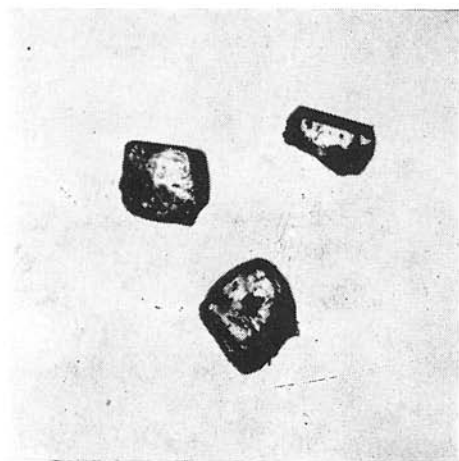


Abb. 7, Osannit (Probe 4), dicktafelige Kristalle mit opakten Inklusionen. Vergr. 42 X, Foto L. O s v a l d.



Abb. 8, Zinn (Probe 8), Plättchen und Kügelchen. Vergr. 42 X, Foto L. O s v a l d.

lem prismatischen Habitus von gelblicher Farbe. In den Proben 4 und 8 wurden in einer kleinen Menge von Körnern dünne lichtgraue, schiedbare Plättchen und Kügelchen metallischen Zinns (Abb. 8) gefunden; anhand der qualitativen Spektralanalyse mittels Laserstrahl wurde die Anwesenheit von Zinn bewiesen.

In den schweren Anteilen der Klein-Karpaten-Granitoide wurden des weiteren identifiziert: Magnetit, Titanomagnetit, Ilmenit (in Form von typischen tafeligen Kristallen), Pyrrhotin, Pyrit, Arsenopyrit, Chalkopyrit, Stannin, Galenit und Sphalerit. Desgleichen wurden identifiziert und ausgewertet: Hämatit, Leukoxen und Limonit (Goethit), zumal als Pseudomorphosen nach Pyrit. Vertreten sind auch Minerale der Epidot-Klinozoisitgruppe (in Tab. 1 angeführt als Epidot). Beryll wurde vornehmlich bei der Kontrolle der leichten Fraktion festgestellt. Im Schweranteil der Probe 2 wurden lichenfarbene bis bräunliche, durchsichtige Kügelchen von glasigem Glanz ermittelt, die optisch mit Helvin übereinstimmen. Dieses berylliumhaltige Silikat kann jedoch nicht als für eindeutig bewiesen erachtet werden.

Die qualitative und quantitative Vertretung der einzelnen akzessorischen Minerale in den erforschten Granitoiden ist in bedeutendem Masse unterschiedlich und variiert in ziemlich breiten Intervallen. Einige der akzessorischen Minerale wurden in sehr geringen Mengen nur in einer Probe festgestellt (z. B. Galenit in Probe 8, Helvin in Probe 2 u. ä.). Andere Minerale wurden nur in einigen Proben gefunden. In allen Proben wurden folgende akzessorische Minerale ermittelt: Magnetit, Zirkon, Apatit, Rutil, Granat und Epidot.

Für die Probengruppe 1 bis 11 (Granitoide des Bratislavaer Massivs) kann auf Grund der konstatierten qualitativen und quantitativen Gehalte an „hauptsächlichen“ Mineralen die Zirkon-Granat-Magnetit-Apatit — Assoziation akzessorischer Minerale eingeteilt werden. In einzelnen Fällen (Probe 4 und 10) die Zirkon-Magnetit (Ilmenit, Probe 4) — Granat-Apatit-Assoziation; für die Proben 12 bis 16 hingegen (Granitoide des Modraer Massivs) ist die Zirkon-Pyrit-Apatit-Epidot-Magnetit-, oder die Zirkon-Apatit-Epidot-Pyrit-Magnetit (Probe 16)-Assoziation akzessorischer Minerale charakteristisch.

Wie aus Tab. 1 ersichtlich, ist die Vertretung der einzelnen Minerale und ihre gegenseitige Beziehung ziemlich kompliziert; es kann jedoch im ganzen folgende Beziehung beobachtet werden: für die Proben 1—11 (Granitoide des Bratislavaer Massivs) haben im grossen saureren Charakter), ist die gesteigerte Menge Apatits und Granats charakteristisch. Im Falle der Probe 1 und vornehmlich dem der Probe 4, wurde auch eine erhöhte Menge idiomorphen Ilmenits, Monazits, Xenotims und ein breiteres (zumal was die Buntheit betrifft) Vorkommen von Sulfiden konstatiert, jedoch bewegt sich dieses in kleinen bis unscheinbaren Mengen. Apatite, Zirkone und Granite in dieser Probengruppe sind von lichterer Färbung, haben aber vor allem eine mächtigere Entwicklung gegenüber diesen Mineralen in der Gruppe der Proben 12 bis 16, wo zumal bei den Apatiten aber auch bei den Zirkonen nicht nur beobachtet werden kann, dass sie kleiner, sondern auch dünner sind (das Verlängerungsverhältnis vergrössert sich eindeutig). Für die Probengruppe 12—16 (Modraer Massiv) ist die Erhöhung des Gehaltes an Magnetit und Epidot, vor allem aber von Pyrit sowie von Titanomagnetit, Titanit und Rutil charakteristisch. Kennzeichnend ist die Abwesenheit von Ilmenit in der Gruppe der Proben 12 bis 16. In den Granitoiden des Modraer Massivs kann ein erhöhter Gehalt Zirkons beobachtet werden, der im ganzen dunkler gefärbt ist und öfters kleine Zirkonkriställchen einschliesst. Die Proben 12 bis 16 beinhalten eine relativ kleine Menge Granate, die im allgemeinen kleine Ausmasse haben (kleiner als 0.1 mm). Bei den Granitoiden der Proben 12 bis 16 kann eine erhöhte Menge Orthits, zumal aber Limonits (Goethits) beobachtet werden, der grösstenteils Pseudomorphosen nach Pyrit bildet. Interessant ist im Falle der Proben 13 bis 16 ein ziemlich gesteigerter Sphaleritgehalt. Bei diesen Proben (13—16) kann vor allem ein erhöhter Amphibolgehalt festgestellt werden, der im Durchschnitt die Menge 20 g/t nicht übersteigt. Dieses Mineral wird aber nicht als typisches akzessorisches Mineral betrachtet und sein Gehalt kann auch höher sein als festgestellt wurde.

Die Frage von Zeit und Bedingungen der Kristallisation akzessorischer Minerale im Entstehungsprozess der Gesteine ist bislang in der Literatur nicht genug eindeutig und befriedigend erklärt worden. Einer Ansicht nach sind alle akzessorischen Minerale oder wenigstens ihr Grossteil das Produkt der Frühkristallisation (E. D. Semenova, 1953; L. H. Larsen und A. Poldevaart, 1957; L. Schermerhörn, 1958 u. a.).

Ein bedeutender Teil von Autoren vertritt wieder die Ansicht, dass die akzessorischen Minerale (ihre übrige Menge) in den Endstadien des Formierungsprozesses des magmatischen Gesteines kristallisieren, wobei der Prozess der Kristallisation innerhalb eines ziemlich breiten Intervalls physikochemischer Bedingungen verläuft. Diese Bedingungen können von rein magmatisch bis hydrothermal reichen (I. D. Batieva, I. V. Belkov, 1953; Z. A. Kuznecov, 1956; W. W. Moorhouse, 1956; S. D. Turovskij, 1956), O. P. Jelisejeva (1960) und O. I. Matkovskij (1965) sprechen die Ansicht aus, dass die akzessorischen Minerale während der gesamten Kristallisationszeit der intrusiven Gesteine und deren allmählichen Konzentration in den letzten Pro-

dukten des magmatischen Prozesses entstehen. Diese Ansicht wird umfangreicher bewiesen von den Autoren I. V. Nosyrev, S. D. Turovskij (1968) und sie beurteilen, dass die akzessorischen Minerale während des gesamten Formierungsprozesses der Gesteine, d. h. des magmatischen, pneumatolithisch-hydrothermalen, als auch der sekundären Prozesse entstehen.

Sehr eingehend befassen sich mit der Sukzession von Mineralen zumal die Arbeiten von S. D. Turovskij (1956), und zusammen mit vielen Mitarbeitern wie A. A. Konjukov (1956), V. N. Krivoluckaja (1956), I. V. Nosyrev (1968) unterscheidet er grundsätzlich zwei Hauptgruppen akzessorischer Minerale: a) die aus jenem Material entstandenen Minerale, welches das Magma aus seinen tiefen Quellen mitgeführt hat, b) Minerale, die aus Material entstanden, welches vom Magma aus benachbarten Gesteinen assimiliert wurden.

Zur ersten Gruppe zählen vor allem die Minerale folgender drei genetischer Typen: 1. Minerale, die während ihrer Kristallisation entstanden; in diese Gruppe können folgende in den studierten Granitoiden ermittelte Minerale eingereiht werden: Magnetit, Titanomagnetit, Apatit, Ilmenit, Titanit, Orthit, Monazit und teilweise Zirkon (Zirkon der I. Periode — feinkristallig eingeschlossen in Glimmern, Späten, Apatit und vornehmlich in Zirkonen der II. Periode), 2. Minerale, die während des pegmatitisch-pneumatolithischen Stadiums entstanden, innerhalb welches die Minerale aus der in Interstitien eingeschlossenen gasförmigen Phase kristallisieren und welche gegen Ende des Auskristallisierens sich zu magmatischem Gestein verändern. In diese Gruppe können im Sinne von S. D. Turovskij (1968) eingereiht werden: Zirkone (der II. Periode — der Grossteil und in Form gut entwickelter Kristalle), Beryll, Xenotim, Turmalin, Kassiterit, Hämatit, Pyrit und Rutil, 3. Minerale, entstanden aus hydrothermalen Lösungen, die häufig noch durch flüchtige Komponenten und Spurenelemente gesättigt sind. Solche Lösungen treten nur in Interstitien auf. In diese hydrothermale Gruppe können alle hier ermittelten Sulfide eingereiht werden (u. zwar Pyrrhotin, Chalkopyrit, Antimonit, Sphalerit und Galenit), weiters auch Scheelit, Anatas sowie Baryt, Gipsstein und Kalzit.

Minerale, die als Resistat vom Magma aus benachbartem Gestein absorbierten Materials betrachtet werden können, sind in den studierten Proben wenig vertreten. Hierher können eingereiht werden (vor allen im Sinne von M. Mišik 1955; D. Hovorka 1968): Staurolith, Andalusit und Spinell. S. D. Turovskij (1956) reiht in diese Gruppe eindeutig auch Granat ein. Der Ursprung des Granats wird neuerdings auch in Granitoiden als endomagmatisch, bzw. als metasomatisch betrachtet. Einige Autoren (M. Mišik 1955; D. Hovorka, P. Hvoždara 1964; V. V. Ljachovič 1967; D. Hovorka, 1968 u. a.) betrachten Granat ganz oder zum Teil als Resistat des durch das Magma assimilierten Parametamorphikums; dies gilt zumal für die hybriden Granitoid-Typen.

Neuerdings verweist V. V. Ljachovič (1968) auf die Tatsache, dass die Zusammensetzung der Granate aus Granitoiden almandin-spessartinisch ist (es herrscht die Almandin-Komponente vor), und je nach Gehalt an Spurenelementen kann Granat zur Lösung der Fragen der Genese jener Granite hinzugezogen werden, die ihn beinhalten. Auf Grund der Analyse der mittleren Gehalte an Granaten in den einzelnen Granitoid-Typen kommt V. V. Ljachovič (1968) zu dem Schluss, dass der Minimalgehalt an Granat charakteristisch ist für alkalische und hybride Granitoid-Typen, und die Maximalgehalte für die leukokraten. Spätere Prozesse und besonders die Greisenisation, führen zu einem erhöhten Granatgehalt; in diesem Granat herrscht jedoch der Spessartin-Bestandteil vor der Almandin-Komponente vor. Doppelglimmer-Granite beinhalten die

bis dreifache Menge Granats im Vergleich mit Biotit-Graniten. Diese Beziehung kann auch an den studierten Granitoiden der Kleinen Karpaten beobachtet werden. Die höchsten Gehalte an Granaten der Almandin-Spessartin-Reihe können bei den Proben 3, 4 und 5 beobachtet werden, die mitteldörnige doppelglimmerige Granodiorite sind; desgleichen bei den Proben 10 und 12, welche leukokrate Granite darstellen. Einen bedeutend niedrigeren Granatgehalt kann man bei Probe 16 konstatieren; diese stellt mittel- bis grobkörniges Albitit dar, was desgleichen die Feststellung von V. V. Lj a c h o v i ě (1968), vom bedeutend gesenkten Granat-Gehalt in albitisierten Granitoiden, bestätigt.

Ausser den erwähnten Gruppen ermittelter Akzessorien kann im Sinne von S. D. T u r o v s k i j (1956), noch die Gruppe der sekundären akzessorischen Minerale ausgegliedert werden. In diese Gruppe von Mineralen, welche unter dem Einfluss postmagmatischer Veränderungen, sowie auch unter dem von erztragenden Lösungen entstanden, können vor allem folgende Minerale eingereiht werden: Hämatit, ein Teil der Sulfide, Karbonate, aber in unserem Falle vor allem Ep'idot, Limonit (Goethit?), weiters Osannit, Leukoxen, Zinn, Sb-Ocker und gegebenenfalls auch weitere Minerale.

Durch einen hohen Gehalt an Epidot (Minerale der Epidot-Klinozoisitgruppe) und Limonit, zeichnen sich vor allem die Proben 12 bis 16 aus. Diese Tatsache spricht dafür, dass die granitoiden Gesteine des Modraer Massivs viel stärker von den postmagmatischen Prozessen betroffen wurden als die Granitoide des Bratislavaer Massivs. Die Gegenwart von Leukoxen und der Sb-Ocker kann desgleichen in Zusammenhang mit postgenetischen Veränderungen, zumal der Titan und Sb enthaltenden Minerale, gebracht werden. V. S. K o p t e v - D v o r n i k o v und Kol. in V. V. Lj a c h o v i ě (1967) betrachten Sn in Granitoiden für komagmatisch, die Abwesenheit seiner Lagerstätten in hybriden Granitoiden jedoch, für das Resultat negativen Einflusses hybrider Prozesse. V. V. Lj a c h o v i ě (1967) bringt das Vorkommen von Sn in Granitoiden in Zusammenhang mit einem erhöhten Turmalingehalt; dieses, wenn auch nicht sehr klare Verhältnis kann hier an den Proben 4 und 8 beobachtet werden, in welchen die höchsten Turmalingehalte festgestellt wurden. Das Vorkommen von Osannit in den Proben 4 und 12 kann mit der Umwandlung von Pyroxen in Zusammenhang gebracht werden. Uralitische Amphibole beobachtete in schweren Fraktionen der Klein-Karpaten-Granitoide auch M. M i š i k (1955), der auf ihre Gegenwart hinwies.

Eine der Hauptaufgaben des Studiums der Mineralogie und Geochemie akzessorischer Minerale von Gesteinen ist die Gewinnung von Fakten, welche zusammen mit dem Studium von Geologie und Petrographie bei der Lösung von Fragen der Genese dieser Gesteine helfen sollen.

V. V. Lj a c h o v i ě (1967) charakterisiert anhand der Ergebnisse des Studiums von M. M i š i k (1955), durchgeführt an den schweren Mineralen des Eluviums der Klein-Karpaten-Granitoide, den Komplex der Granitoide der Kleinen Karpaten als hybride Granitoide. Zu diesem Schluss kam V. V. Lj a c h o v i ě (1967) auf Grund der Gegenwart pleochroitischer Kerne in den Apatiten. Diesem Autor zufolge zeichnen sich hybride Granitoide, zumal bei deren Kontakt mit Kalksteinen und ihrer teilweisen (oder gänzlichen) Assimilation, durch eine erhöhte Menge Titanits, Granats, Apatits und Epidots aus. Bei der Assimilation des granitoiden Magmas des Schiefermantels kann laut V. V. Lj a c h o v i ě (1967) magmatischer Granat oder Andalusit entstehen. Dies würde auch den hier gemachten Tatsachen über die Vertretung dieser akzessorischen Minerale in den studierten Granitoiden der Kleinen Karpaten entsprechen.

Für hybride Granitoide ist die Gegenwart von Sillimanit und Spinell ebenfalls charakteristisch, wie auch die erhöhte Menge Magnetits, Orthits, aber auch Zirkons. Häufig

kann man, zusammen mit dem erhöhten Magnetitgehalt, in hybriden Granitoiden Titanomagnetit beobachten, der als tipomorphes Mineral hybrider Granitoide, Ausdruck eines grossen Ti-Überschusses in hybridem Magma, betrachtet wird.

Die bedeutende Menge der anwesenden Minerale Apatit, Ilmenit, Epidot aber auch Titanit und Orthit, welche im magmatischen oder postmagmatischen Stadium entstanden, erleichterte die Streuung der Elemente der Gruppe Seltenen aber auch von Nb und Ta, zumal als isomorphe Beimengungen in die Gitter dieser Minerale; dies beeinträchtigte die Bildung eigentlicher Minerale dieser Elemente, was wiederum ein typisches Merkmal hybrider Granitoide ist. Für hybride Granitoide ist auch der niedrige Gehalt, aber oftmals auch das Fehlen solcher akzessorischer Erzminerale wie Wolframit, Chalkopyrit, Kassiterit, Galenit, Molybdänit und teilweise auch Sphalerit charakteristisch.

Es ist bekannt, dass durch die Assimilation im Granitmagma Eisen angereichert wird, was nicht nur zu einer Steigerung des Gehaltes an Fe-Mg-gebirgsbildenden Mineralen führt, sondern auch zur Entstehung eines erhöhten Gehaltes von Magnetit und Pyrit (V. V. Ljachovič 1967). Eine solche Erscheinung kann man vor allem bei den Proben 12 bis 16 beobachten (Modraer Massiv), die einen erhöhten Gehalt der angeführten Minerale aufweisen.

Vergleicht man die obenangeführten Tatsachen mit dem Charakter, dem qualitativen und quantitativen Gehalt an akzessorischen Mineralen in den studierten granitoiden Gesteinen (Tab. 1), so kann man zu dem Schluss gelangen, dass vornehmlich bei den Proben 12 bis 16 (Modraer Massiv) im Hinblick auf die ermittelten Assoziationen der Akzessorien, sowie auch auf den Charakter der Inklusionen in ihnen (zumal bei Apatit und Zirkon) von Assimilationsprozessen und dem hybriden Charakter der erforschten Gesteine gesprochen werden kann. Weiters sind hier vor allem verhältnismässig hohe Gehalte Magnetit, Titanomagnetit, Pyrits und Epidots, sowie auch erhöhte Gehalte an Zirkon und Titanit. Bei den Proben 1 bis 11 ist dies wieder vor allem der hohe Gehalt an Apatit und Granat. Bei manchen Proben dieser Gruppe ist dies wieder der bedeutend hohe Ilmenitgehalt (Probe 1 bis 3, vor allem aber 4), sodass diese ebenso für den hybriden Charakter einiger Granitoid-Typen des Bratislavaer Massivs sprechen können.

Der Hauptteil der granitoiden Gesteine der Kleinen Karpaten wird nicht für hybrid angesehen (B. Cambel, J. Valach 1956; B. Cambel 1959, 1962 u. ä.) auch wenn hier lokal hybride granitoide Gesteine auftreten (Gebiet Jur bei Bratislava und Bratislava).

Die Klein-Karpaten-Granitoide werden im allgemeinen für Granitoide intrusiven Charakters betrachtet und für deren sererogene Merkmale sprechen viele Tatsachen, welche Gegenstand des Studiums vieler Autoren waren und die Beweise, welche diese Autoren anführen bestätigen durchaus nicht den hybriden Charakter des gesamten Komplexes der Granitoide der Kleinen Karpaten. Nur ein weiteres eingehenderes Studium, zumal ein mineralogisch-geochemisches mit einer Vertiefung des geologisch-petrologischen Studiums des gesamten Kristallinikums der Kleinen Karpaten kann helfen, die Probleme der Genese der einzelnen Typen granitoider Gesteine zu lösen.

Auf Grund der bisherigen Erforschung der akzessorischen Minerale der Klein-Karpaten-Granitoide kann im ganzen gesagt werden, dass es sich hier um einen komplizierten geochemisch-genetischen Komplex granitoiden Gesteins handelt, bei deren Entstehung sich sehr mannigfaltige Prozesse abspielten und dies vor allem bei der Entstehung des granitoiden Magmas, wie auch bei deren Inklusion in die Superkrustal-Serie. Dabei konnte es lokal zu einer Assimilation der Superkrustal-Serie durch das Magma kommen und zur Überarbeitung dieses Materials in verschiedene Stufen. Im Sinne der

Erkenntnisse von V. V. Ljachovič (1967), können auf Grund der festgestellten Assoziationen und des Charakters der akzessorischen Minerale Assimilationsprozesse in erhöhtem Masse vor allem bei den Granitoiden des Modraer Massivs (Probe 12 bis 16) vorausgesetzt werden. Die Hybridisation ist im Bratislavaer Massiv auf Grund der Assoziationen und des Charakters der akzessorischen Minerale weniger ausgeprägt. Es ist notwendig, diese Tatsachen mit dem Charakter des Auftretens der genannten Massive und deren geologischen Positionen, die über ihren intrusiven Charakter aussagen, in Zusammenhang zu bringen.

Übersetzt von E. WALZEL.

#### SCHRIFTTUM

- BATIEVA, I. D., BEEKOV, I. V., 1953: K voprosu a genezise akcessornych mineralov v granite. Voprosy petrografii i mineralogii 1, Moskva.
- BUDAY, Z., CAMBEL, B., MAHEĽ, M. und KOLL, 1962: Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej zape. ČSSR 1 : 200 000. List Wien—Bratislava. Geofond Bratislava, 248 S.
- CAMBEL, B., 1959: O metamorfizme kryštalinika Malých Karpát. Geol. sborn. Slov. akad. vied 1, 2—4, Bratislava, S. 167—184.
- CAMBEL, B., 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia geochemia ich rúd. Acta Geol. et geogr. Univ. Com., Geologica 3, Bratislava, S. 349.
- CAMBEL, B., KUPČO, G., 1952: Geochemické, genetické a geologické pomery malokarpatských ložísk. Geol. sborn. Slov. akad. vied 3, 3 4, Bratislava, S. 135—192.
- CAMBEL, B., VALACH, J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochemia. Geol. práce 12, Bratislava, S. 113—259.
- HOVORKA, D., 1963: Serpentinity Kohútkeho kryštalinika a ich metamorfne produkty. Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín. Manuscript. Katedra petrografie UK, Bratislava.
- HOVORKA D., 1968: Akcesorické minerály niektorých typov granitoidov Malej Magury, Malej Fatry a Tribčea. Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geologica 3, Bratislava, S. 165—189.
- HOVORKA D., HVOŽDARA, P., 1964: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín. Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geologica 9, Bratislava.
- JELISEJEVA, O. P., 1960: Poriadok vydelenia akcessornych mineralov na primere nekatorych izveržennych porod Kurimского i Gataalského chrebtov (Srednaja Azia). Trudy IGM 27, Moskva.
- KANTOR, J., 1958: Príspevok ku poznaniu veku niektorých granitov a s nimi spätých ložísk Západných Karpát. Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geologica 2, Bratislava.
- KOUTEK, J., ŽOUBEK, V., 1936: Správa o geologických štúdiách a mapování v okolí Bratislavy. Věstn. St. geol. úst. 12, Praha.
- KRIVOLUCKAJA, V. N., TUROVSKIJ, S. D., 1956: Petrografia i posledovatelnost formirovanija Balachinskogo intrusiva. Trudy Inst. geol. AN Kirgiz. SSR 7, Frunze, S. 37—61.
- KUZNECOV, E. A., 1956: Akcessornyje mineraly v gornych porodach Urala. Sbor. Sovetskaja geologija, Gosgeoltechizdat 51, Moskva, S. 239—244.
- LARSEN, L. H., POLDERVAART, A., 1957: Measurement and distribution of zircons in some granite rocks of magmatic origin. Min. Mag. 31, 238, S. 544—564.
- LJACHOVIČ, V. V., 1963: Akcessornyje mineraly kak indikator geologičeskich processov. Novyje metody v miner. petrografii i rezultaty ich primeneniija. Gos. nauč. techn. izdat. po geol. i ochrane neдр. Moskva, S. 141—160.
- LJACHOVIČ, V. V., 1961: Akcessornyje mineraly i absolutnyj vozrast iveržennych porod. Trudy IMGRE 7, Moskva, S. 212—223.
- LJACHOVIČ, V. V., 1967: Akcessornyje mineraly v granitoidach Sovetskogo Sojuza. Nauka, Moskva, 447 S.
- LJACHOVIČ, V. V., 1968: Nekotoryje osobennosti akcessornogo granata granitoidov. Sbor. Akcessornyje mineraly izveržennych porod. Nauka, Moskva.
- LJACHOVIČ, V. V., RODIONOV, A. D., 1961: O metodike izučeniija akcessornych mineralov v izučennych porodach. Trudy IMGRE 6, Moskva, S. 17—55.
- MATKOVSKIJ, O. I., 1965: O ponjatii termina „Akcessornyj mineral“. Min. sbor. Gos. Univ. Evov 19, Evov, S. 258—261.

- MICHEEV, V. I., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel mineralov. Gos. nauč. tech. izd. lit. po geol. i ochrane neдр, Moskva.
- MÍŠIK, M., 1955: Akcesorické minerály malokarpatských žulových masívov. Geol. sborn. Slov. akad. vied 6, 3/4, Bratislava, S. 161—176.
- MOORHOUSE, W. W., 1956: The paragenesis of accessory minerals. Econ. geol. 51, 3.
- NOSYREV, I. V., TUROVSKIJ, S. D., 1968: Vremija i uslovija kristallizacii akcesornych mineralov i izveržennyh porod. Akcesornyje mineraly izverž. porod. Nauka, Moskva.
- RASTALL, R., WILCOXSON, W., 1915: The accessory minerals of the granitic rocks of the English Lake District. Journ. Geol. Soc. 71, London.
- SEMENOVA, E. D., 1953: Metodika opetrovanija granitov i akcesornyje mineraly Verch-Isetskogo massiva. Trudy Gorno-geol. ist. UF AN SSSR 20, 2, Sverdlovsk, S. 35—52.
- SEMENOV, E. I., 1963: Mineralogija redkich zemel. Izd. AN SSSR 412, Moskva.
- SCHERMERHORN, L., 1958: The paragenesis of accessory minerals in igneous rocks. Econ. Geol. 53, 2.
- TUROVSKIJ, S. D., 1956: O vremeni vydelenija i uslovijach obrazovanija mineralov v processe formirovanija izveržennoj gornoj porody. Trudy, Inst. geol. AN Kirgiz. SSR 7, Frunze.
- ZOUBEK, V., 1936: Poznámky o kryštalíniku Západných Karpát. Věstn. St. geol. úst. 12, Praha, S. 207.

Zur Veröffentlichung empfohlen von B. CAMBEL.