

Mineralógia kontaktných metamorfítov štiavnického ostrova

(4 obr. a 14 tab. v texte)

RUDOLF KUŠÍK*

Aperçu sur la minéralogie des roches métamorphiques do contact de l'île de Banská Štiavnica

L'article traite les roches métamorphiques de contact de la région de Hodruša—Vyhně, appelées jusqu'ici skarns et celles de la région de Banská Štiavnica, appelées silex de contact. Dans toutes les deux régions, le métamorphisme est lié au même corps intrusif (granodiorite jusqu'à diorite quartzéuse). L'auteur étudie la composition minéralogique des roches citées plus haut et pour déterminer leur minéraux, il utilise les méthodes suivantes: méthode optique, radiographique, spectrale, différentielle-thermale et chimique. La méthode radiographique se montra très convenable, surtout quand il s'agissait des roches constituées de minéral unique, éventuellement en combinaison avec calcite qui pouvait être facilement éliminée. En quelques cas, même la prise radiographique des mélanges de plusieurs constituants pouvait être déchiffrée. Ainsi la méthode radiographique se montra très utile à côté des études microscopiques. L'auteur étudie exclusivement le métamorphisme d'exocontact qui apparaît très varié dans cette région.

Úvod

Mineralógiou kontaktných metamorfítov hodruško-vyhnianskej oblasti sa zaoberalo viac autorov, medziiným v posledných časoch J. Šalát (1950), M. Koděra (1960), F. Záborský (1969), zatiaľ čo v oblasti Banskej Štiavnice sa tejto problematiky dotýkali najmä práce autorov J. Michalenko — J. Pastor — M. Koděra (1967), J. Kamenický — J. Štohl (in Burian 1968) a J. Buriana kol. (1968). Nikto z týchto autorov však nespracoval systematickejšie celú oblasť štiavnického ostrova (ako sa toto mezozoikum vystupujúce v podloží neovulkanitov nazýva) po stránke mineralogickej. Tieto kontaktné metamorfity sa zvyknú označovať v hodruško-vyhnianskej oblasti ako skarny, naopak v oblasti Banskej Štiavnice sa im skôr prisudzuje názov kontaktné rohovce, hoci minerálna asociácia týchto kontaktných metamorfítov je veľmi podobná. I v Banskej Štiavnici nájdeme horniny metamorfované vo facií amfibolických i pyroxénických rohovcov spolu s magnetitom, čo pripomína v mnohom oblasť hodruško-vyhniansku, samotné skarny sú tu však vyvinuté v menšom rozsahu.

* RNDr. Rudolf Kušík, CSc., Geologický prieskum, n. p., Geologické stredisko Banská Bystrica — Kyncelová.

Nerudné minerály skarnových telies

Forsterit som zistil vo vzorke VM-1572 z rýhy VR-22/67-8, 40 m z Kopaníc. Makroskopicky pôsobila vzorka dojmom tmavšie šedého kryštallického vápenca, len po navlhčení sa zvýraznila prítomnosť forsteritu tmavším sfarbením jeho zŕn od okolitej hmoty. Mikroskopicky tvoril forsterit samostatné zrná, alebo zhluky zŕn v základnej hmote kryštallického vápenca. Olivín sa vyznačoval pozitívnym optickým charakterom, len ojedinele boli prítomné zrná s negatívnym charakterom minerálu, čo by dosvedčovalo aj na prítomnosť chryzotilu, to sa však röntgenograficky nepotvrdilo.

RTG dáta forsteritu:

VM-1572/a		Forsterit (Michejev 749)		Poznámka
I	d	I	d	
6	7,17			Antigorit
3	5,08	3	5,137	
		1	4,703	
3	4,56			Antigorit
		2	(4,277)	
9	3,87	7	3,875	
4	3,71	4	3,724	Antigorit
3	3,59			
3	3,48	5	3,470	
		3	3,330	
		3	(3,027)	
3	2,980	4	2,975	
8	2,755	9	(2,753)	
		4	(2,692)	
9	2,501	10	(2,497)	
10	2,448	10	2,441	
		1	(2,385)	
4	2,258	2	2,336	
5	2,248	9	2,250	
4	2,216			
3	2,155	6	2,152	
2	2,026	3	2,019	
		6	(1,927)	
2	1,875	2	1,869	
		2	(1,787)	
6	1,747	10	1,741	
1	1,665	7	1,666	
3	1,629	8	1,630	
1	1,614	8	1,614	
		1	1,580	
3	1,559	6	1,565	
2	1,533	5	1,532	
4	1,493	8	1,494	
4	1,475	9	1,475	
		2	1,437	
2	1,391	8	1,392	
2	1,345	9	1,347	

Identifikácia forsteritu pomocou RTG dát je jednoznačná a nie sú žiadne náznaky prítomnosti fayalitovej zložky. Prítomnosť forsteritu v tomto skarne by mohla nasvedčovať na vysokotemperatúrne, až magmatické štádium jeho vzniku.

Pyroxény. Fácia pyroxénických rohovcov prislúcha podľa B. Hejtmana (1962) najvnútornejšej časti kontaktného dvora intruzívnych hornín. Z pyroxénov je najčastejší *diopsid*. Popri ňom sa niekedy vyskytuje aj kosoštvorcový *hyperstén*, ako ukazuje RTG záznam vzorky VM — 1570 z Kopaníc.

RTG diopsidu

VM-1570		Diopsid (Mich. 783)		Hyperstén (Mich. 781)		Poznámka
I	d	I	d	I	d	
3	7,12					Serpentín
2	4,81					
2	4,55	1	4,50			+ Serpentín
3	3,32	2	(3,33)			SiO ₂ ?
5	3,20	5	3,26	10	3,20	
10	2,97	10	3,00			
4	2,93	3	2,91			
5	2,88	5	2,80	8	2,89	
6	2,66					
2	2,59	2	2,57			
8	2,54			5	2,55	
9	2,51	10	2,52			
7	2,49			5	2,48	
3	2,43	1	2,44			
2	2,36					
2	2,32					
4	2,29	2	2,30			
3	2,21					
4	2,19	2	2,21			
3	2,14					
4	2,12			5	2,11	
5	2,09	5	2,13			
4	2,02	3	2,04			
5	2,00	3	2,01			
3	1,957					
2	1,924					
3	1,822	4	1,828			
2	1,805	3	(1,784)			
3	1,737	7	1,744			
2	1,662	2	1,661			
3	1,648					
6	1,616	10	1,616			
5	1,603			6	1,599	
4	1,585	3	(1,560)			
2	1,550					
3	1,523	3	1,521			
2	1,512					
7	1,491	3	1,497			
6	1,472			8	1,486	
4	1,412	9	1,418			

Diopsid je röntgenograficky dosť bezpečne indentifikovaný. Menej je zastúpený hyperstén, ktorý bol identifikovaný aj mikroskopicky. Vyznačuje sa rovnobežným zhášaním, negatívnym optickým charakterom, pozitívnym charakterom zóny a pleochroizmom. Nakoniec aj RTG dáta dosť hovoria v prospech hypersténu. Vysoký počet reflexov pri skúmanej vzorke môže byť zapríčinený tým, že röntgenografický záznam bol robený za citlivých podmienok.

A m f i b o l y. Z amfibolov boli zastihnuté dva druhy a to aktinolit a tremolit. **Aktinolit** je pomerne častý v hodruško-vyhnianskej oblasti. Napr. na ťožisku Treiboltz—stred tvorí aktinolit jemné ihličky a stĺpčeky v základnej hmote hrubozrnného, alotriomorfne obmedzeného kremeňa. Pomerne častý je výskyt aktinolitu vo forme jemných ihličiek, pomerne dlhých vzhľadom ku ich hrúbke. V inom prípade tvorí aktinolit šmuhy. Ide pôvodne o karbonátové polohy, ktoré boli premenené v aktinolit. Dosť častý je aj *tremolit*, napr. na Treiboltzi (V — 146; 38,2 m), s uhlom zhášania $\gamma/c = 20^\circ$.

W o l a s t o n i t patrí medzi najvyššie teplotné minerály. Formy jeho výskytu sú rôzne. Niekedy tvorí zhluky vláknitých, lištovitých, ba aj široko lištovitých prierezov, ktoré vytvárajú snopcovité i vejárovité zhluky. Inokedy tvorí wollastonit šmuhy málo individualizovaných jedincov. Sú to rovnobežne zhášajúce vlákna šedých interferenčných farieb s negatívnym charakterom zóny. Veľmi často pozorovateľný je prípad kalcitizovaného wollastonitu. Sú to samostatné trsy, alebo zhluky, vystupujúce v monokryštali kalcitu, alebo kremeňa.

Vo forme uzavrením v magnetite bol zistený v niekoľkých prípadoch v *ezuvián*, ktorý bol identifikovaný aj Šimovou. Tvorí obyčajne políčkovité zrná, dosť podobné granátu. Na ťožisku Klokoč ho uvádza aj M. Koděra (1960). Okrem toho sa vezuvián vyskytuje na žilkách, keď tvorí obvod žilky, kým v strede žilky je kalcit s kremeňom a ojedinelým hematitom. Vezuvián sa tu vyznačuje zonálnou stavbou, keď jednotlivé zóny majú nábeh na anomálne modrozelené interferenčné farby s nízkym dvojlomom. Zóny sú tu vyvinuté jemnejšie ako napr. u granátu a je ich väčšie množstvo. U vezuviánu tu chýba šesťboké obmedzenie, ktoré je typické pre granát.

G r a n á t je najrozšírenejším minerálom nerudných skarnov v hodruško-vyhnianskej oblasti. V oblasti Vyhní tvorí granát skoro monominerálne horniny-granátity, tvorené v podstate granátom, len v menšej miere kalcitom, kremeňom a nepatrne chloritom. Takáto hornina bola zastihnutá napr. na ťožisku Treiboltz východ, vo vrte V—146 (41,6) a ukázala nasledujúce chemické zloženie.

SiO₂ = 38,72
Al₂O₃ = 8,04
Fe₂O₃ = 15,77

CaO = 30,66
MgO = 1,19
FeO = 1,08

TiO₂ = 0,38
Cr₂O₃ = 0,79
MnO = 0,66

Uvedené chemické zloženie odpovedá *andraditu* s určitým podielom *grossulárovej zložky*.

Sukcesné vzťahy rôznych generácií granátu sú najlepšie sledovateľné na ťožisku Treiboltz, prípadne Klokoč. V podstate možno vyčleniť dve veľké skupiny granátu a to *skupinu granátu izotropného* a *skupinu anizotropného granátu*.

Skupinu granátu izotropného možno všeobecne pokladať za staršiu od skupiny granátu anizotropného.

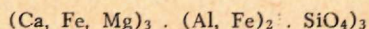
Výsledky spektrálnej analýzy vzorky K—23c (granátu) sú nasledujúce:

100—1 %	1—0,1 %	0,1—0,001 %	Stopy
Si, Ca, Fe Al, Mg	Ti	Ag, Zn, Na, Cu Pb, Sn, As, Ga Mn Ni Ge B	Cr, Sr, Mo

Uvedené analýzy boli robené zo svetlohnedého granátu so zrnitosťou okolo 0,6 mm.

hkl	K-23c		Granát (Michejev 737)	
	I	d	I	d
400 β			1	(3,181)
400	6	2,87	6	2,912
420 β			6	(2,869)
420	9	2,58	10	2,605
332			1	2,485
422	5	2,36	5	2,376
510, 431			4	2,285
521	5	2,14	5	2,128
611 β, 532 β			1	(2,073)
611, 532	6	1,888	6	1,891
444 β			1	(1,851)
640 β			4	(1,766)
631, 642 β			5	1,712
444	6	1,689	5	1,685
640, 800 β	7	1,624	8	1,607
642	9	1,567	9	1,560
800	4	1,468	4	1,459
840 β			2	(1,426)
842 β			3	(1,395)
664 β			1	(1,365)
840	6	1,317	6	1,305
842	9	1,287	9	1,272
664	5	1,257	5	1,246
930, 851, 754			1	1,226
844	2	1,192	1	1,189
941, 853, 770	3	1,155	2	1,180

Michejevom (1957) podávané obdobné röntgenografické dáta zodpovedajú granátu s nasledujúcim vzorcom:



Skupinu anizotropného granátu možno bezpečne rozdeliť najmenej na dve generácie a to generáciu anizotropného granátu v *idioblastickom vývoji*, typickú pre granátity a generáciu anizotropného granátu v *hypidioblastickom vývoji*, vystupujúceho na žilkách prerážajúcich idioblastickými granátmi, alebo tvoriaceho drúzy na stenách dutín. S touto mladšou generáciou asocjuje obyčajne kalcit a kremeň či už ako výplň stredy žilky, alebo dutiny. Ojedinelý je aj albit.

Minerály epidot-zoizitovej skupiny. Táto skupina je jednou z napodstatnejších, zúčastňujúcich sa na zložení nerudných skarnov. Najčastejší z tejto skupiny je *epidot*, vyznačujúci sa žltým pleochroizmom. Niekedy tvorí skoro monominerálne horniny — *epidotovce* (epidozity), v ktorých tvorí *klinozoizit* len zhluky.

V tejto skupine možno vyčleniť približne štyri generácie epidotu:

1. Jemnozrnná, málo individualizovaná masa epidotu.
2. Hypidiomorfne obmedzený epidot, ktorý tvorí hrubšie zrnité masy a zhluky v prvej generácii.
3. Hypidioblastické kryštáliky epidotu vystupujúce vo forme drúz v dutinách.
4. Epidot tvoriaci žilky. Zúčastňuje sa pomerne často zatlačania granátového skarnu.

Chlority. Výskyt chloritov, viazaných na skarnové štádium možno pozorovať v nespočetných prípadoch. Jedným z nich je chlorit identifikovaný röntgeno-

graficky. Je to chlorit s normálnou ch'oritovou štruktúrou a podľa RTG dát ho možno priradiť ku skupine pennin-leuchtenbergitovej.

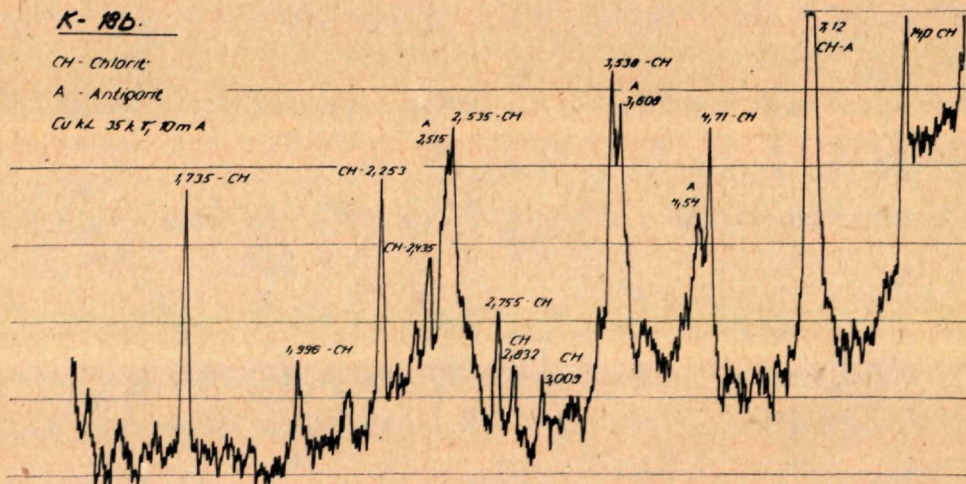
U oboch vzoriek pozorovať, okrem chloritu, aj prítomnosť antigoritu. Obe dva RTG záznamy sú z jednej vzorky, ktorá predstavuje magnetitový skarn

K-186.

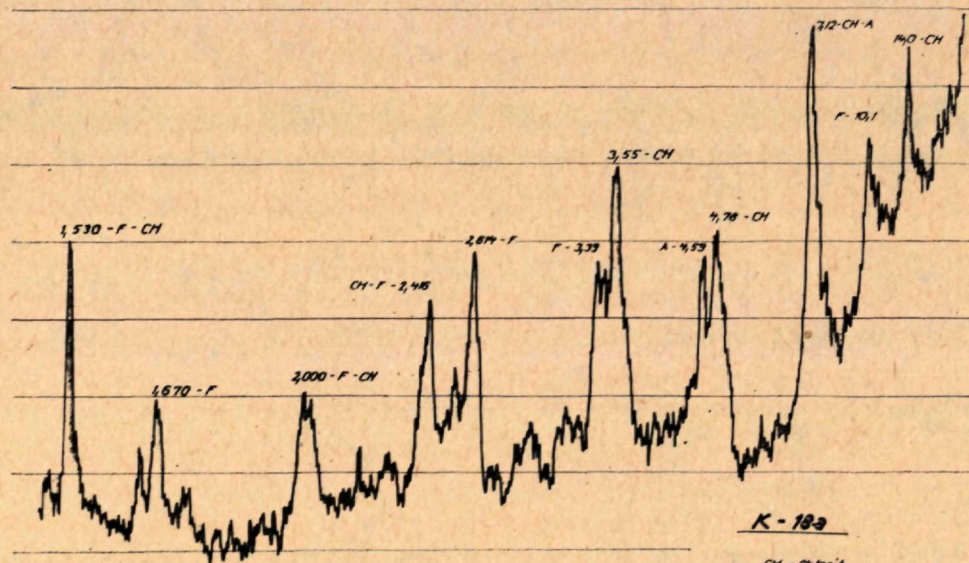
CH - Chlorit

A - Antigorit

Cur. 35 A, 10 mA



lemovaný na obode wollastonitovými polohami. V tomto skarne bol xenolit makroskopicky sivého jemnozrnného materiálu, lemovaného na obode asi 0,5 cm mocným lemom svetlého až svetlohnedého materiálu miestami s bledozeľným



K-183

CH - Chlorit

F - Fluorapatit

A - Antigorit

Cur. 35 A, 10 mA

nádychom. V mikroskope sa javil xenolit skoro až kryptokryštalický (zrno o priemere niekoľkých mikrónoch, nanajvýš v stotínach mm). RTG záznam ukazuje prítomnosť podstatného chloritu popri *flogopite*, ktorý sa prejavil reflexami pri 10,1 Å; 3,39; 2,61; 2,42; 2,00; 1,67; a sčasti 1,53 Å.

Ako už bolo uvedené, väčšina chloritov patrí k pennin-leuchtenbergitovému radu. Ojedinele bol konštatovaný bledozelený chlorit so zelenkavošedými interferenčnými farbami, ktorý bol určený ako *klinochlór*.

Serpentín. Najčastejšie tu možno vidieť serpentín ako produkt premeny pyroxénov, najmä diopsidu a to hlavne vtedy, keď je tento pyroxén tvorený jemnozrnnou málo individualizovanou masou. Najkrajšie javy serpentinizácie som pozoroval pri vzorke VM-1572 z Kopaníc, kde serpentín zatláča forsterit (RTG dáta som už prv uviedol). Serpentín sa obvyčajne vyskytuje na obvode forsteritových zrníček, alebo forsteritové zrníčka sú úplne zatlačené serpentínom. Horninu možno na základe uvedeného označiť ako ofikalcit. Podľa RTG dát je serpentín zastúpený *antigoritom*. Jeho separáciu som urobil rozpúšťaním horniny v 5% HCl a potom ďalšou separáciou od forsteritu na základe zrnitosti, nakoľko na veľké prekvapenie sa forsterit vyznačoval jemnejším zrnom ako antigorit.

RTG dáta antigoritu:

VM-1572/b		Antigorit (Michejev 815)		Poznámka:
I	d	I	d	
10	7,18	9	7,16	?
3	4,56	2	4,66	
2	3,87	6	3,96	
6	3,62	10	3,588	
		1	3,480	
3	3,23			Kalcit?
7	2,989			
3	2,886	3	2,798	
8	2,501	8	2,521	
4	2,448	3	2,402	
2	2,297			?
4	2,145	3	2,152	
2	2,004	1	1,986	
		1	1,848	
		3	1,808	
		1	1,723	
4	1,682	1	1,695	
3	1,621	7	1,562	
4	1,535	6	1,538	

Tabuľkové dáta podľa Michejeva (1957) sú z antigoritu z lokality Antigorio — údolie v Piemonte (Taliansko).

Karbonáty boli izochemickou metamorfózou mramorizované. Vznikli tak kalcitické a dolomitické mramory, prípadne prechodné členy týchto dvoch typov mramorov. Karbonáty sú však časté aj v nerudných a rudných skarnoch. Býva to v prvom rade reliktový karbonát, ktorý len rekryštalizoval. Okrem *kalcitu* a *dolomitu* pozorovať aj prítomnosť *aragonitu*. Z Fe-karbonátov som identifikoval *ankerit* v magnetitovom skarne pomocou farbiacej skúšky na ložisku Treiboltz východ (sfarbil sa alizarínom sulfonanom sódnym na hnedofialovo). Okrem toho

pozorovať niekedy prítomnosť *sideritu* na žilkách, ktorý sa vyznačuje hnedou farbou a silnou pseudoabsorpciou.

K r e m e ň v skarnoch, v ktorých sa dá predpokladať prínos Si, tvorí hrubozrnné, alotriomorfné obmedzené agregáty zrn. Častý je tiež v mramorizovaných karbonátoch, kde v dôsledku kontaktnej metamorfozy tvorí rôzne kostrovité a chaoticky, pre tento typ hornín typicky, usporiadané zrná a zhluky. Len celkom ojedinele na žilkách sa vyskytuje *chalcedón* (Treiboltz východ) a v základnej hmote *lutécit*.

Kontaktné metamorfity neskarnového typu

K tomuto typu premeny patria predovšetkým prejavy kontaktnej premeny v oblasti Banskej Štiavnice. Hlavným rozdielom v porovnaní s hodruško-vyhnianskou oblasťou je tu malé priestorové rozšírenie vyššie teplotných prejavov kontaktnej metamorfozy. Jedným z podstatných rozdielov je nedostatok, alebo len mineralogický výskyt magnetitu. V ďalšom uvediem niektoré zaujímavejšie minerálne asociácie zistené v tejto oblasti.

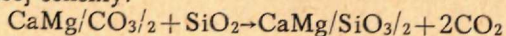
Výskyt diopsidického rohovca som zistil napr. na III. obzore Emil šochty, Bieber žila juh, prekop na V od b. 16—40 m, v prekope 4 m. Mikroskopické štúdium vedie k uzáverom, že ide o kontaktne metamorfované intraformačné brekcie (viď K ú š i k — v tlači). Vo výbruse sa vyskytuje, v asociácii s diopsidickým rohovcom, rekryštalizovaný karbonát predstavujúci tmel intraklastov, zatiaľ čo karbonát intraklastov je jemnozrnný až kryptokryštalický. Intraklasty sú voči mramorizovanému tmelu ostro obmedzené a to je ešte zvýrazňované tmavým pigmentom. Je pritom zaujímavé, že na vzdialenosť 1—2 cm od línie zasiahnutej kontaktnou metamorfozou nedošlo ku zrušeniu tejto brekciovitej štruktúry a k rekryštalizácii materiálu intraklastov. Pokiaľ ide o zloženie intraformačnej brekcie, obsahuje táto často aj dolomitickú zložku (K ú š i k — v tlači). Nasvedčuje tomu aj vznik diopsidu. Samotný diopsid tvorí krátkostĺpčekovité kryštáliky iba v leme na styku s karbonátom. Ostatná hmota je jemnozrnná, až kryptokryštalická. Jediné dosahujúce až niekoľko desiatin mm sú vyvinuté v dutinách. Tieto sú však korodované albitom a kalcitom. Diopsid sa vyznačuje uhlom zhášania $\gamma/c = 43-44^\circ$. Identifikácia bola potvrdená aj RTG a spektrálnou analýzou.

BŠ-13		Diopsid (Michejev 783a)	
I	d	I	d
1	3,25	3	3,23
10	3,00	10	3,00
1	2,92	2	2,89
1	2,58	1	2,56
5	2,53	6	2,519
		2	2,289
		1	2,208
0,5	2,15	3	2,143
		1	2,110
		1	2,039
1	2,02	2	2,009
		0,5	1,969
		1	1,832
		3	1,750
		0,5	1,690
		0,5	1,670
1	1,63	7	1,622

RTG dáta súhlasia s tabuľkovými. Nedostatok reflexov v nižších intenzitách pri vyšších uhloch 2 je bežný pri záznamoch difraktografie. Spektrálna analýza hovorí taktiež v prospech diopsidu, lebo v množstve nad 1 % sa vyskytujú len prvky Ca, Mg, Si, vchádzajúce do zloženia diopsidu.

BŠ-13	Nad 1 %	1-0,1 %	0,1-0,01 %	0,01-0,001 %	Problem.
	Ca Mg, Si	Fe, Mn		Al, Cu, Pb, Zn	B

Styk diopsidického rohovca s karbonátom tvorí ostrá línia, no diopsid vniká do karbonátu aj klinmi a žilkami, na ktorých sa okrem diopsidu vyskytuje aj epidot. Samotné diopsidické polohy majú šedozelený rohovcovitý vzhľad a sú prerážané jemnými hnedými žilkami. Vznik diopsidu prebiehal podľa nasledujúcej schémy:



Amfiboly. Z amfibolov zistil som *tremolit* na III. obzore Emil šachty, Bieber žila juh, prekop na V, od b. 16-40 m. Tremolitický rohovec je tu vyvinutý v blízkosti diopsidického rohovca. Je tiež viazaný na intraformačnú brekciu. Podľa schémy by tento zodpovedal slabšej kontaktnej premene, čiže vzdialenejšej od magmatického telesa. Vzorka je makroskopicky šedá so zelenkavým nádychom a rohovcovitého vzhľadu. V mikroskope nie je vidieť styk rohovca s karbonátom. Vzorka je tvorená čistým amfibolom-tremolitom. Tento je niekedy jemnozrnný až kryptokryštalický, niekedy sa vyznačuje vláknitou stavbou s pomerne vysokými interferenčnými farbami. Pri jednom nikole je bezfarebný a bez pleochroizmu, čím sa výrazne líši od aktinolitu. Podľa RTG dát je amfibol najbližší v tabuľkách uvádzanému grammatitu (V. I. Michejev, 1957). Podľa H. Strunza (1962) je názov grammatit zbytočný a kryje sa s pojmom tremolit. Podľa W. E. Trögera (in Hejtmán, 1962) môže mať tremolit, v nemeckej literatúre často označovaný ako grammatit, do 15 mol. % ferrotremolitovej zložky, aktinolit sám medzi 15-80 %.

Spektrálne analýzy tremolitov:

	Nad 1 %	1-0,1 %	0,1-0,01 %	0,01-0,001 %	Problem.
BŠ-15d	Mg Ca Mn Fe Si	Al K	Na Zn	Ti Ag Y Zr Sr Cd Li Be B Pb Co Cr Ge Sb Cu Ga V	Yb Ni
BŠ-15f	Fe Ca Al Mg Mn Si	Na	Ti	Sb Be B Ge Zn Pb Cu Ni	
BŠ-14a	Ca Si Fe Mn Mg Na	K	Al Zn	Pb B Cr Cu Sb As Ti Ga Ni Ge V Zn	Bi Ag Ba Co

Vzorky boli podrobené aj RTG analýze, pričom BŠ-14a, ako aj BŠ-15f boli najskôr rozpúšťané v konc. HCl, kým vzorka BŠ-15d bola analyzovaná v prírodnom stave, nakoľko nejavila znaky prítomnosti karbonátu.

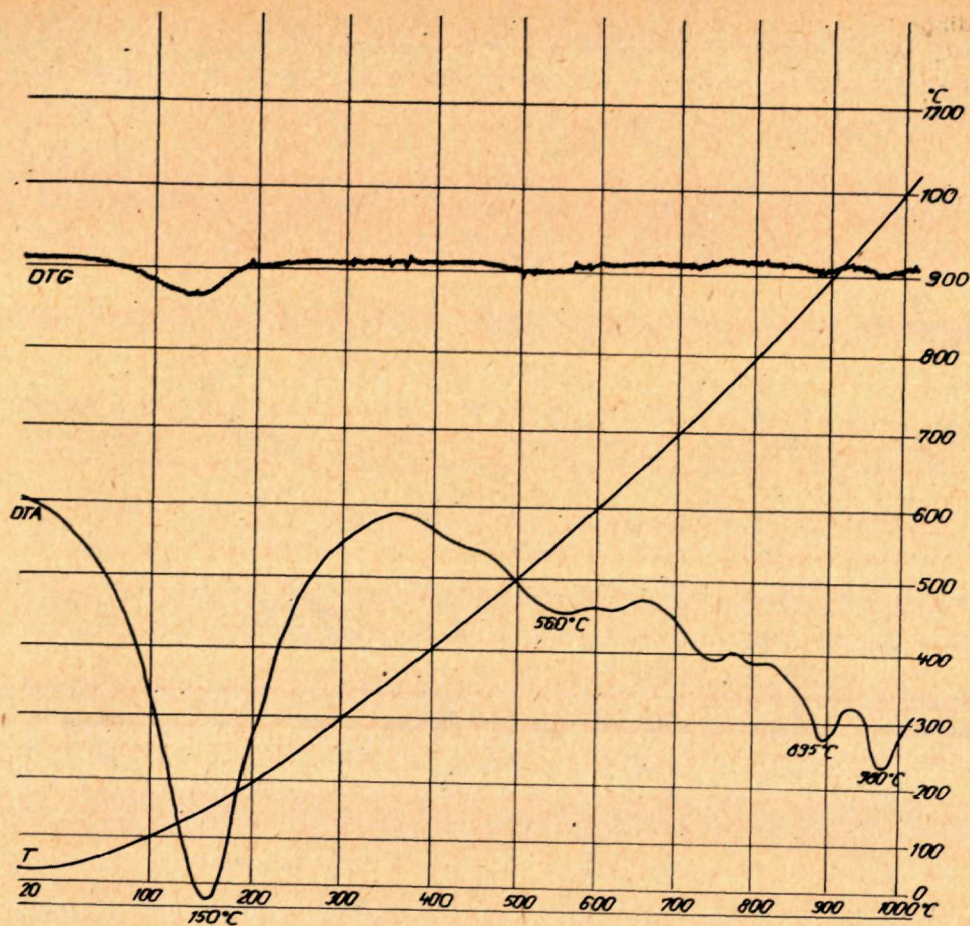
BŠ-15d		BŠ-15f		BŠ-14a		Grammatit (Mich. 790)	
I	d	I	d	I	d	I	d
7	8,5	7	8,5	9	8,43	7	8,41
5	4,54					5	4,52
2	4,24					2	4,209
4	3,32	10	3,35			5	3,382
4	3,27					5	3,273
8	3,16	7	3,16	10	3,14	10	3,127
6	2,95	5	2,99			5	2,940
4	2,88					5	2,805
9	2,72	9	2,72	8	2,71	10	2,709
4	2,61	6	2,60			5	2,591
10	2,54	10	2,54	9	2,53	7	2,529
3	2,34					5	2,333
						2	2,267
4	2,16	4	2,16			5	2,162
						2	2,043
4	2,02	4	2,02			4	2,008
						2	1,739
4	1,63					4	1,651
						2	1,618
						4	1,572
4	1,51	5	1,51			4	1,509
						4	1,504
4	1,44					6	1,436

U vzorky BŠ-15f zvýšená intenzita pri 3,35 Å poukazuje na prítomnosť kremeňa. Ináč prítomnosť uhličitanov sa výraznejšie neprejavila. Obidve zložky ako kremeň a tak aj uhličitaný sú totiž prítomné na žilkách, prípadne tvoria nadureniny pozorované v mikroskope.

Vychádzajúc z vysokého obsahu Mn u všetkých troch vzoriek usudzujem na *Mn-tremolit* (A. N. Winchell — H. Winchell, 1953), ktorý sa vyznačuje vyšším uhlom zhášania ako normálny tremolit — $c/Ng=23^\circ$. (Obr. 2 — BŠ-15d.)

Granát sa našiel v Banskej Štiavnici len v jednom prípade a to vo vzorke VŠ-5/10 z vrtu V-Š-D-5 z hĺbky 94,5 m. Granát sa vyskytuje na styku mramorizovaného vápenca s granodioritom. Granodiorit sa vyznačuje porfýrovitou štruktúrou, čo by naznačovalo, že asi ide o okrajovú faciú. Pokiaľ ide o granát, je tento izotropný, s obmedzením kocky kombinovanej s oktaédrom. Nájdú sa tiež šesťboké prierezy. Granát sa vyznačuje vysokým reliéfom. Chýba mu určitá vnútorná stavba v porovnaní s granátmi z Vyhní. Pri jednom nikole je slabo nažltlý. V asociácii s granátom sa tu vyskytuje epidot, ktorý okrem iného zatláča aj zrná idioblastického granátu.

Okrem uvedeného epidot-zoitová skupina sa vyskytuje najčastejšie v súvrství seissu a to predovšetkým vo vrte VŠK-8. V tomto prípade ide o pôvodné prachovce a pieskovce, ktorých ílovitá zložka, tvorená pôvodne illitom a kaolinitom „fireclayového“ typu, (R. Kúšik, 1969) bola úplne premenená v minerály epidot-zoitovej skupiny, turmalín a biotit. Okrem toho je epidot viazaný aj na



Mn-tremolit
BŠ - 15d.

diopsidický rohovec, keď epidot preniká vo forme klinov do intraformačnej brekcie. Ďalší jeho výskyt je viazaný na styk andezitu a ílovca, kedy preniká do ílovca vo forme žilky. V niektorých prípadoch by bolo možné azda priradiť epidotovce k pôvodným kampilským horninám. Tu sú epidotovce sprevádzané silnou silicifikáciou.

Turmalín vznikol v prachovcoch vplyvom kontaktnej metamorfozy na ílovitú zložku za prínosu bóru. Pieskovce boli zmenené v pieskovce s turmalínom až v turmalinické kvarcity. Zvlášť vysoký obsah turmalínu-skorylu obsahovala vzorka VŠK-8/12 z Banskej Štiavnice, ktorý bol pozorovateľný aj makroskopicke. Aj v súvrství seissu v Michal prekope sa nájde ojedinele turmalín.

Biotit. Jeho výskyt je viazaný obyčajne na kontaktné rohovce. Spolu s turmalínom sa vyskytuje aj v Michal prekope.

Živec. Zo živcov je pomerne častý *adulár* v kontaktných rohovcoch. Na druhej strane *albit* som identifikoval v niektorých prípadoch vo výplni dutín, v ktorých tvoria drúzy, kryštaly diopsidu, alebo samotný albit tvorí hypidioblastické kryštáliky. Albit sa zúčastňuje na korózii jemnozrnnej diopsidickej masy.

Výskyt chloritu je v súvrství kampilu, ale najmä seissu všeobecný. Zaujímavý chlorit sa vyskytoval v karbonátových horninách kampilu v Banskej Štiavnici (Alžbeta prekop, 3 m za m. b. 21) na styku s dacitom. Chlorit sa tu vyskytuje v jemnevláknitej forme vytvárajúc kolomorfné štruktúry v obaloch úlomkov. Tieto úlomky sú tvorené dolomitickým vápencom, ako vyplynulo z DTA. Okrem toho tu bol zistený *anhydrit*. Podľa RTG analýzy sa na zložení horniny podieľa okrem karbonátu spomínaný chlorit, pravdepodobný *greenalit*, *minnesotait* a *anhydrit*. *Greenalit* a chlorit obyčajne obalujú úlomky karbonátu alebo anhydritu. Často je v strede aj lupeňovitý chlorit a na obvode obyčajne izotropný *greenalit*. Materiál na RTG bol separovaný.

BŠ-37	Chlorit (819)	Minnesotait (800)	Chlorit (860a)	Poznám.
I d	I d	I d	I d	
1 14,0			8 13,7	Anhydrit
3 9,3		10 9,53		
3 7,07	8 7,12		10 6,94	
2 4,75		2 4,77	9 4,646	
2 3,56	8 3,559		10 3,505	
3 3,46				
2 3,13		5 3,177		
10 2,52	10 2,571	3 2,524	6 2,539	
1 2,090			9 1,993	
1 1,800	2 1,800			
1 1,613	6 1,593		7 1,560	

Výsledky spektrálnej analýzy:

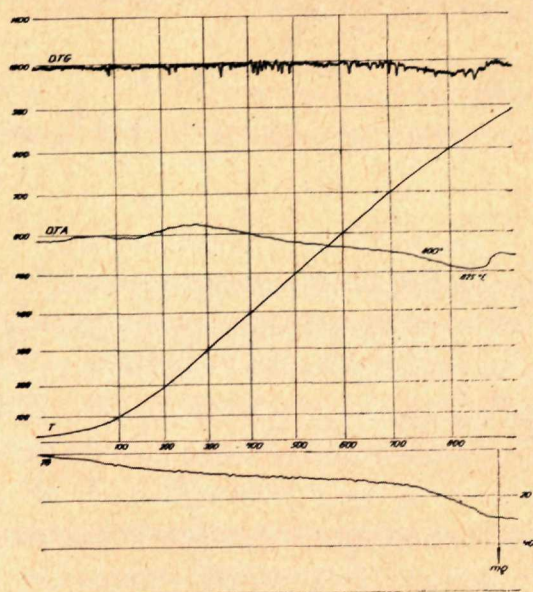
	Nad 1 %	1-0,1 %	0,1-0,01 %	0,01-0,001 %	Problematic.
BŠ-37	Ca, Mg Fe Si	Al Na	Mn K Zn	Ag B Co Ti Ge Bi Cu Ni Sb Sn Pb	Cr Zr

RTG dáta minnesotaitu:

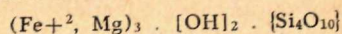
BŠ-36b		Minnesotait (Mich. 800)		Poznámky:
I	d	I	d	
10	9,4	10	9,53	Anhydrit Kalcit
2	4,66	2	4,77	
2	4,56			
1	4,43			
3	3,50	1	(3,50)	
6	3,12	5	3,177	
2	3,00			
0,5	2,70	1	2,750	
1	2,58	1	2,651	
1	2,50	3	2,524	
0,5	2,40	2	2,397	
		1	2,312	
0,5	2,26	2	2,215	
		1	2,112	
0,5	2,08	2	2,005	
1	1,86	2	1,917	

Spektrálna analýza minnesotaitu:

	Nad 1 %	1-0,1 %	0,1-0,01 %	0,01-0,001 %	Problematic
BŠ-36b	Fe Ca Mg Si	Mn	Al Zn Na	Co Ni Ge K Ti Zr	Ag, Bi Ga Pb, Sn

BŠ-36b
minnesotait

Michejev (1957) uvádza takýto vzorec minnesotaitu:



Čistý minnesotait identifikoval som vo vzorke z Alžbeta prekopy (1,5 m pred m. b. 21). Ide o Fe-odrodu mastenca. Makroskopicky bola vzorka šedozeleňá, vo výbruse sa podobá masťencu. Vo výbruse je minnesotait bezfarebný, so slabozeleným pleochroizmom. Vyznačuje sa rovnobežným zhasaním a pozitívnym charakterom zóny. Má pomerne vysoké interferenčné farby. Výbrus je tvorený skoro čistým minnesotaitom ($\text{Chm} = 2 \text{ V} = 0$).

DT krivka minnesotaitu má monotónny priebeh. Pozorovať plochú, málo výraznú exotermu pri 300 °C a výraznejšiu plochú endotermu okolo 825 °C. Poslednou endotermou, ako aj celým priebehom je blízka pyrofylitu, uvádzanému v práci A. Földvári — M. Vogl (1958).

Minnesotait bol opísaný zo železorudných ložísk Minnesoty, oblasť Mesabi. V samotnej Štiavnicí dosiaľ zistený nebol. Zatiaľ je tu uvádzaná talkizácia (J. Michalenko — J. Pastor — M. Koděra, 1967). Tiež pyrofylit uvádza Koděra v malom množstve z vápenca vo Ferdinand štolni. V našom prípade hovorí proti mastencu a pyrofylitu chemické zloženie vyplývajúce zo spektrálnej analýzy a mikroskopické štúdium.

Rudné minerály skarnových telies

Magnetit. Je najhojnejším rudným minerálom skarnov v oblasti hodruško-vyhnianskej. Tvorí často samostatné šošovky celistvého magnetovca, v ktorom sa vyskytujú relikty nerudného skarnu. Najvýznamnejšie také šošovky sú Klokoč a Treiboltz. Časté sú prípady páskovitých textúr, so striedaním pásikov magnetitu s nerudným skarnom (epidotový, chloritový, menej granátový). Magnetitové šošovky sa vyznačujú zrnitosťou 0,01–0,1 mm, prípadne ide o magnetit celistvý, masívny. Hrubšie zrnitý magnetit obyčajne vyplňa priestory medzi granátovými zrnami a vyznačuje sa zonálnou stavbou. V mnohých prípadoch pozorovať zatlačanie granátu magnetitom. Magnetit vniká do centra granátového zrna, pričom vonkajšia zóna granátu ostáva neporušená, najčastejší je však prípad, že magnetit preniká po styku granátových zŕn. Niekedy pozorovať pseudomorfózy magnetitu po granáte. V iných prípadoch magnetit vyplňa dutiny medzi drúzami zonálneho granátu. Tento magnetit je potom viazaný na pukliny, prerážajúce granátom.

Mladší magnetit sa vyskytuje v lištovitej forme a v nej zatláča lišty spekulritu často s prstovitým usporiadaním. Zatlačanie hematitu mušketovitom je úplne nepravidelné, nemožno pozorovať postup tohto procesu ani po lištách, ani v smere kolmom ku lištám. Mušketovit sa vyskytuje aj v páskovitých textúrach.

Najmladší magnetit sa vyskytuje na žilkách spolu s kalcitom, na ktorých je kalcit mladší ako magnetit.

Okrem toho býva magnetit vtrúsený vo forme zŕn v základnej hmote rôzneho charakteru (nerudný skarn, mramory, atď.). V tomto prípade javí snahu po idiomorfnom vývoji. V mikroskope pozorovať najčastejšie prierezy šesťuholníkového tvaru (rombický dodekaéder). Tieto magnetitové zrná ukazujú obyčajne kostrovitý vývoj. Na obvode jednotlivých magnetitových zŕn pozorovať niekedy obrubu jemnozrnného penninu s levandulovo-modrými interferenčnými farbami. Na vonkajšej strane je obruba penninu s lupienkami orientovanými kolmo na povrch zrna. Pozorovať aj prípady, že pennin preniká po puklinách v magnetite, pričom vytvára lupienky kolmé na priebeh pukliniek.

Výskyt magnetitového skarnu možno pozorovať, aj keď značne zriedkavejšie, aj v Banskej Štiavnicí. Konkrétne ide o vzorku BŠ—13, v ktorej už bol identifikovaný diopsidický skarn. V mikroskope pozorovať frontálne zatlačanie karbonátu diopsidom. Makroskopicky pozorovať, na styku karbonátu a diopsidického skarnu, zónu tvorenú epidotom. S ním asociuje magnetit. Tento výskyt magnetitového skarnu v Ban. Štiavnicí nie je ojedinelý. J. Michalenko — J. Pastor — M. Koděra (1967) uvádzajú tiež magnetitový skarn v asociácii s karbonátmi.

Hematit je po magnetite druhým najdôležitejším rudným minerálom. Časť hematitu sa vylúčila na konci magnetitovej etapy a prejavuje sa zatláčením magnetitu. Martitizáciu pozorovať niekedy len mikroskopicky pri veľkom zväčšení, keď hematit tvorí povlaky na magnetite dosahujúce hrúbku len jeden mikrón. Hematit je na rozdiel od magnetitu sivobiely, v prechádzajúcom svetle hematitové povlaky ukazujú červené reflexy. Magnetit je svetlosivý s hnedým odtieňom. Hematit okrem povlakov preniká do magnetitu sústavou jemných žíl po puklinách. V niektorých prípadoch tvorí hematit lem na obvode celého magnetitového zrna.

Hlavná masa hematitu sa vylúčila po magnetitovej etape v samostatnej etape. Hematit tejto etapy je vyvinutý prevažne vo forme spekularitu, ktorý sa vyznačuje lištovitou stavbou, vytvárajúc samostatné polohy, alebo sú lišty rozptýlené v nerudnom skarne, alebo sa zhľukujú v paralelnom alebo vejárovitom usporiadaní. Niekedy sa tieto lišty koncentrujú v dutinách, na obvode lemovaných granátom. Dochádza tu k nádhernému vejárovitému usporiadaniu spekularitu. Lišty spekularitu dosahujú až 3,5 mm a prenikajú do granátu. Inokedy hematit tvorí lupienky s určitým usmernením. Lupienky sú niekedy priesvitné, červené, slabo pleochroické. Usporiadanie lupienkov je chumáčovité. Tieto hematitové chumáče zatláčajú nerudný skarn tvorený wollastonitom a to tak, že hematitový lupienok preráža viacerými lupienkami wollastonitu. Spekularit je vylúčený niekedy na okraji magnetitu lúčovite do nerudného skarnu. Ku koncu hematitovej etapy došlo k mušketovitizácii hematitu. Najmladší hematit sa vyskytuje na žilkách vo forme spekularitu v asociácii s kalcitom.

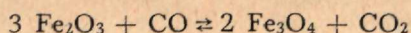
Zaujímavé sú hematitové lišty a trsy vejárovite usporiadané, tvoriace pravdepodobne výplne dutín v magnetite. Trsy sú článkované a z väčšej časti sú zatláčané od obvodu do stredu červenkavohnedým karbonátom, pri skrížených nikoloch výrazne anizotrópnym. RTG dáta tohto materiálu ukázali, že ide najskôr o Fe-karbonát, najbližší ankeritu z Kremnice (R. Kúšik, 1968) v asociácii s hematitom a magnetitom.

RTG dáta červenkavohnedého materiálu:

K-17a	Ankerit (Kúšik 1968)		Hematit (Mi- chejev 243a)		Magnetit (Mi- chejev 319)		Poznámka:
I d	I	d	I	d	I	d	
2 3,13 3 2,88 3 2,61 8 2,46 3 2,40 3 2,24 4 2,06 4 1,891 5 1,678 7 1,594 8 1,465 4 1,404	10	2,86	10 10 6 6 7 8 7 7	2,69 2,51 2,20 1,842 1,692 1,481 1,455	10 7 9 9	2,54 2,098 1,612 1,479	?

I keď sa makroskopicky i mikroskopicky zdá, že karbonát v trsoch prevláda, na RTG zázname sa výraznejšie uplatnil hematit a magnetit. Pokiaľ ide o génezu karbonátu metasomatickou cestou z hematitu možno uvažovať redukciu

Fe^{+3} na Fe^{+2} prostredníctvom CO, ako uvádza V. A. Vachrušev (1965) pri vzniku magnetitu z hematitu:



Prínos Mg sa dial zrejme z pôvodných karbonátov, keďže Ca a Mg z karbonátov sa javí značne pohyblivé a javia sa najdôležitejšími činiteľmi ovplyvňujúcimi endoskarnové prejavy.

Pyrit je najrozšírenejším minerálom zo sulfidov. Najvýznamnejšie znaky pyritu sú:

1. Viazanie na puklinky a odtiaľ preniká do magnetitu, kde vytvára šmuhy.
2. Viazanie pyritu v prípade páskovitých textúr na nerudné partie.
3. Tvorenie hniezd skoro čistého pyritu znečisťovaného len v malej miere chloritom.
4. Tvorí výplň dutín v granátite.
5. Pyrit niekedy asociuje s chloritom, pričom sa vyskytuje na obvode chloritových zhlukov.

6. Nakoniec treba uviesť všeobecný výskyt pyritu v rozptýlenej forme v horninách rôzneho druhu (nerudné skarny, mramory).

Na ložisku Treiboltz-západ tvorí pyrit hojne sa vetviace žilky s priebehom pozdĺž líst mušketovitu, pričom vytvára často zdureniny a podieľa sa na výplni pórov. Stred póru vyplňa kremeň, na obvode je pyrit.

Chalkopyrit. Najčastejšie sa vyskytuje na ložisku Klokoč, kde tvorí makroskopicky výrazne pozorovateľné impregnácie jednak v granátovom skarne, prípadne v magnetite i erláne. Na ložisku Treiboltz západ je dosť hojný v asociácii s pyritom. Na lokalite Treiboltz—stred tvorí chalkopyrit roztratené zrná v magnetite, alebo tmelí magnetitové zrníčka. Na Treiboltzi—východ tvorí roztrúsené zrníčka, zatláčajúce magnetit, alebo obaluje pyritové zrná, prípadne preráža vo forme žiliek magnetitom. Ináč bol výskyt chalkopyritu zistený v rôznych vrtoch, obyčajne v asociácii s pyritom, niekedy aj magnetitom a hematitom.

Sfalerit a galenit sa vo význačnejších koncentráciách vyskytujú len na ložisku Klokoč. Prevláda tu sfalerit nad galenitom. Tvorí tu výplne dutín spolu s kalcitom a kremeňom, prípadne impregnácie ako chalkopyrit.

Na Treiboltzi—stred, vo vrte V—131 v hĺbkach 38,6 a 64,4 m, boli zistené dve polohy s polymetalickým zrudnením. Ide predovšetkým o nepravidelné zrníčka sfaleritu, pozorovateľné mikroskopicky v nerudnom skarne, len zriedkavo v magnetite. Galenit je pozorovateľný len pri veľkom zväčšení ako zatláča sfaleritové zrníčka.

Markazit som pozoroval na ložisku Treiboltz—východ, kde sa navzájom prerastá markazit s pyritom. Zatiaľ čo pyrit sa vyznačuje idiomorfne obmedzenými plochami na styku s kalcitom (kocky a pod.), markazit nejaví snahy po idiomorfnom obmedzení, tvorí výplň puklín v magnetite.

V asociácii s pyritom pozorovať aj prítomnosť kovelínu (Treiboltz—stred) a tiež chalkozínu (Treiboltz—východ, západ). Na poslednej lokalite je zatláčaný chalkopyrit chalkozínom a to na obvode zrna. Chalkozín má svetlo-modrú farbu, pôsobením KCN tmavie, až černie, pôsobením HNO_3 sa stáva modrejší.

Nakoniec treba uviesť výskyt limonitu, ako sekundárneho produktu, vznikajúceho oxidáciou rôznych Fe^{+2} obsahujúcich minerálov, či už rudných (napr. pyrit), alebo nerudných (ankerit, siderit, atď.).

Genetické závery

Záverom možno uviesť, že v oblasti štiavnického ostrova sme svedkami rozsiahlych exokontaktných premien, zatiaľ čo endokontaktná metamorfóza sa prejavila menej výrazne. Toto silne kontrastuje s ultrabázikami Spišsko-gemerského rudohoria, ktoré boli totálne serpentinizované, naproti tomu ich exokontaktné prejavy sú pomerne nepatrné. Rozdielnosť väzí pravdepodobne v tom, že kyslejšie intrúzie majú väčší obsah prchavých zložiek, ktoré podmieňujú (popri teplote a tlaku) metasomatické procesy v okolných horninách. Úloha prchavých zložiek spočíva v tom, že ony sú nositeľmi prvkov ako Fe, Si, Al, ktoré sú hlavnými komponentmi a karbonát je o ne obohatený pri metasomatóze.

Vychádzajúc z chemického zloženia karbonátov obklopujúcich skarny, uzatváram, že z 18. chemických analýz karbonátov len málo postihnutých rekrytalizáciou (mramorizáciou), zodpovedá 9 vzoriek dolomitu vždy s určitým podielom vápnitej zložky a občasne aj zložky slienitej, prípadne kremitej. Osem vzoriek pripadá vápencu s dolomitickou a tiež aj slienitou prímесou a len jedna vzorka predstavuje dolomitický slieňovec slabovápnný.

Naproti tomu zo 17. chemických analýz nerudných skarnov vyplýva, že priemerný obsah Al_2O_3 a SiO_2 sa pohybuje v hraniciach zodpovedajúcich priemernému obsahu týchto zložiek u slieňovcov. Naproti tomu je tu značne vyšší obsah Fe, z čoho vyplýva, že hlavným komponentom prinášaným z magmatického zdroja počas skarnového štádia bolo Fe. Keďže prevaha metasomaticky zmenených karbonátov nemala zloženie slieňovcov, nutne sa musí pripustiť aj prínos Si, Al.

Ako príklad uvediem vzorku V-168/18 (211,00–211,70 m) s nasledujúcim zložením:

$\text{SiO}_2 = 29,54$	$\text{CaO} = 13,73$
$\text{Al}_2\text{O}_3 = 7,21$	$\text{MgO} = 8,51$
$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 15,57$	$\text{TiO}_2 = 0,47$
	$\text{P}_2\text{O}_5 = 0,17$

Ide o chloritový skarn tohto minerálneho zloženia: 41 % chlorit; 18 % kremeň; 25 % kalcit + aragonit. Spolu: 84 percent. Zvyšnú časť, podľa chemickej analýzy, tvorí hematit.

Vychádzajúc z mikroskopického štúdia je zjavné, že na mramorizované karbonáty je len veľmi zriedka viazaný rudný materiál. Zrudnenie sleduje predovšetkým polohy, ktoré predtým podľahli skarnizačným procesom, teda polohy nerudných skarnov. Môže to súvisieť s tým, že pri skarnizácii vznikajú minerály s vyššou špecifickou váhou, t. j. minerály s hustejšou kryštalickou mriežkou. Toto má za následok vznik pórovitosti v skarnoch, čo usnadňuje difúziu rudných roztokov. Podľa literárnych údajov pripadá počet puklín u vápence na 1 m—3, kým v skarnoch až sedem (Rozanov — Timčenko, 1965). Z uvedeného vyplýva, že pri pôsobení tlakov sa budú skarny chovať ako veľmi krehké horniny, zatiaľ čo vápence sa plasticke deformujú.

Zo štúdia materiálu, ktorý bol mineralogicky vyhodnotený v predchádzajúcej časti, vyplýva, že skarnizácia v mnohých prípadoch zachováva pôvodné textúrne znaky sedimentu. V dôsledku toho vznikajú páskované textúry vytvárané striedaním pásikov chloritu a epidotu, prípadne epidotu a magnetitu (dosť výrazne vyvinuté na ložiskách Klokoč a Treiboltz). Inokedy pôvodný sediment tvorený striedaním lamín karbonátu a ílovca dal vznik aktinolitú (na úkor karbonátu) a z ílovca vznikol jemnozrnný až kryptokryštalický materiál šedých interferenčných farieb. Z toho dôvodu sa nesmie opomenúť význam selektívnej metasomatózy pri skarnizačných procesoch.

Pokiaľ ide o teploty kryštalizácie diskutovaných minerálnych asociácií, posledné experimentálne výskumy Winklera (1967) ukazujú, že fácia albit-epidotických rohovcov začína trochu pod 400 °C; fácia amfibolických rohovcov začína pri 520–540 °C, pri tlaku 500–2000 barov; fácia ortoklas-kordieritických rohovcov začína pri 580–630 °C a pri tlaku 500–2000 barov. Ku tvoreniu forsteritu môže dochádzať len v metamorfitech bez kremeňa za podmienok fácie amfibolických až ortoklas-kordieritických rohovcov. Hyperstén sa zas tvorí za podmienok ortopyroxénovej subfácie ortoklas-kordieritických rohovcov. Diopsid, wollastonit a granát sa môžu tvoriť pri týchto podmienkach, ako tiež pri podmienkach fácie amfibolitických rohovcov. Za podmienok fácie albit-epidotických rohovcov sa tvorili: aktinolit, tremolit, epidot, chlorit, serpentín, flogopit, minnesotaít, greenalit, atď. Prvé dva amfiboly prirodzene v prvom rade za fácie amfibolických rohovcov.

Trochu vyššie teploty kryštalizácie skarnov uvádza Žarikov (1965) a to pre magnezialné skarny magmatického štádia 600–1000 °C, pre skarny postmagmatického štádia 450–600 °C a pre vápnité skarny uvádza široké rozpätie od 400–900, niekedy až do 1000 °C, pre kontaktne-infiltračné vápnité skarny uvádza teplotu od 400–600 °C. Tvorenie rúd prebieha podľa termometrických meraní a podľa paragenézy pri 250–300 °C, až 500 °C.

Pokiaľ ide o opisovanú asociáciu chlorit-minnesotaít-greenalit, vznikla táto z montmorillonitu kampilského slienitého vápenca (Kúšik, 1969) zrejme za prínosu Fe.

Doručené: 10. 9. 1971
Doporučil: Cyril Varček

Geologický prieskum, n. p.,
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

- BURIAN J. A KOL., 1968: Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov, oblasť B. Štiavnica. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- FÖLDVÁRI A. – VOGL M., 1958: The role of differential thermal analysis in mineralogy and geological prospecting. Acta geol. Hung., Tom V., Budapest.
- HEJTMAN B., 1962: Petrografie metamorfovaných hornín. Praha.
- IVANOVA V. P., 1961: Termonogrammy mineralov. Zap. vses. min. obšč. Časť 90, Vyp. 1.
- KODĚRA M., 1960: Predbežná správa o mineralogickom výskume skarnového ložiska Vyhne – Klokoč. Manuskript.
- KUŠIK R., 1968: Kremnica Sb. Záverečná petrograficko-mineralogická správa so stavom k 1. 9. 1968, Manuskript – Geofond, Bratislava.
- KUŠIK R., 1969: Príspevok k poznaniu ílovitých horninotvorných minerálov mezozoika centrálnej časti bansko-štiavnického rudného revíru. Minerália slovac, roč. I, č. 3–4 Spišská Nová Ves.
- KUŠIK R., 1970: Onkolity z intraformačných brekcií triasového podložja neovulkanitov v Banskej Štiavnici. (V tlači).
- MICHALENKO – PASTOR J. – KODĚRA M., 1967: Geologická správa o vyhľadávacom prieskume žilno-metasomatického Pb, Zn, Cu (S, Au, Ag) zrudnenia na ložisku Banská Štiavnica – I. etapa, za obdobie od 1. I. 1965 – 1. VII. 1967. Manuskript, Geofond, Bratislava.
- MICHEJEV V. I., 1957: Rentgenometrickij opredelitel' mineralov. Moskva.
- ROZANOV Ju. – TIMČENKO J. P., 1965: Izmenenija uprugich svojstv gornych porod pod vlijaniem postmagmaticeskich procesov. Geol. rud. mestor., Tom VII, No 6. Moskva.
- STRUNZ H., 1962: Mineralogičeskije tablicy. Preklad z nemčiny. Moskva.
- ŠALÁT J., 1950: Kontaktné horniny z okolia Hodruše. Geol. zbor., č. 1, Bratislava.
- ŠAMAJOVÁ E., 1966: Granate der kontakt-metasomatischen Lagerstätte bei Tisovec. Geol. zbor. XVII/2, Bratislava.

- VACHRUŠEV V. A., 1965: Mineralogija, geochimija i genetičeskije grupy kontaktovo-metasomatičeskich železoporudnych mestorozdenij Altae-Sajanskoj oblasti. Moskva.
- WINCHELL A. N. — VINCHELL H., 1953: Optičeskaja mineralogija. Moskva.
- ZÁBRANSKÝ F., 1969: Skarnové ložiská v oblasti štiavnického ostrova. Mineralia slovaca, roč. I, č. 3—4. Spišská Nová Ves.
- ŽARIKOV V. A., 1965: K razvitiu teorii procesov skarnoobrazovanija. Geol. rud. mestor., Tom VII, No 4. Moskva.

Mineralogy of Contact Metamorphites of the „Štiavnica Island“

RUDOLF KÚŠÍK

The mineralogy of contact metamorphites bound to the contact of granodiorite to quartz diorite with sedimentary complexes (essentially of Mesozoic complexes) is much variegated. As the highest-temperature mineral forsterite was identified, corresponding to high-temperature up to magmatic stage. To lower-temperature minerals pyroxenes belong, represented by diopside, which is most abundant, less abundant is rhombic pyroxene-hypersthene. Very abundant are also amphiboles, of which Mn tremolite was identified in Banská Štiavnica, however, actinolite is the most abundant. One of the minerals found most frequently at occurrences of skarns is garnet of the grossularite — andradite order. In the Hodruša — Vyhne area it is very abundant, in Banská Štiavnica rarer. Two groups (generations) of garnet were distinguished, that of isotropic and anisotropic garnet. In the second group two subgroups were distinguished.

Associated with garnets vesuvianite is found. Wollastonite also belongs to this group of minerals formed in the facies of amphibolic to pyroxenic hornfelses. At the minerals of the epidote-zoisite group up to four generations were distinguished: 1. Fine grained, little individualized epidote mass. 2. Hypidiomorphically delimited epidote forming coarser grained masses and clusters in the first generation. 3. Hypidioblastic small crystals of epidote found in the form of druses in cavities. 4. Epidote forming veinlets.

At the boundary of the facies of amphibole and albite-epidote hornfelses, however, mostly to the latter one, minerals like tourmaline, biotite, from feldspars albite and adular, also minerals like phlogopite, chlorites (of penninite-leuchtenbergite order respectively clinocllore) may be ranged, then minnesotaite, pyrophyllite, greenalite, antigorite; to the detriment of clay minerals of the original sediments sericite originated. Carbonates are relict ones of forming veinlets. The following minerals were found of them: calcite, aragonite, dolomite, ankerite, siderite. Quartz also partly belongs to relict minerals respectively is present on veinlets. Rarely chalcedony and lutecite are to be observed. To the relict minerals also anhydrite belongs.

Translated by J. Pevný



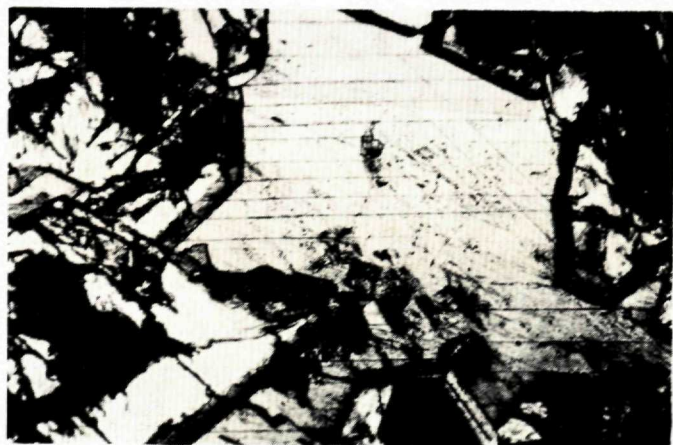
Obr. 4.: Granát a epidot v mramorizovanom kalcite na styku s granodioritom. B. Štiavnica. Výbrus VŠ-5/10, nik. $\times$, zväčš. 66 $\times$.

Fig. 4.: Garnet and epidote in marmoritized calcite at the contact with granodiorite. Banská Štiavnica. Thin section VŠ-5/10, nicols $\times$, magnif. 66 $\times$.



Obr. 5.: Granátovec. Granát tvorí typické šesťboké prierezy, v dutinách kalcitu. Treiboltz. Výbrus K-23a nik. $\times$, zväčš. 66 $\times$.

Fig. 5.: Garnetite. Garnet forming typical hexagonal cross sections, in the cavities calcite. Treiboltz. Thin section K-23a, nicols $\times$, magnif. 66 $\times$.



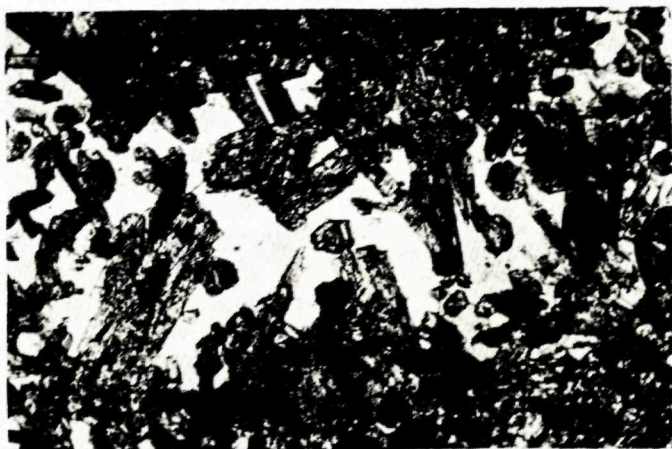
Obr. 6.: Hypidioblastické kryštáliky granátu v dutinách. V strede kryštálikov granát izotrópný, na obode anizotrópný. Stred dutiny vyplnený kalcitom. Vyhne. Výbrus K-1, nik. $\times$, zväčš. 66 $\times$.

Fig. 6.: Hypidioblastic small crystals of garnet in cavities. In the centre of the crystals the garnet is isotropic, at the periphery anisotropic. The centre of the cavity is filled in with calcite. Vyhne. Thin section K-1, nicols $\times$, magnif. 66 $\times$.



Obr. 7.: Wollastonit. Vyhne. Výbrus K-19, nik. $\times$, zváčš. 105 $\times$.

Fig. 7.: Wollastonite. Vyhne. Thin section K-19, nicols $\times$, magnif. 105 $\times$.



Obr. 8.: Epidotovec. V strede dutiny kalcit. Vyhne. Výbrus K-4a, nik. $\times$, zváčš. 66 $\times$.

Fig. 8.: Epidotite. In the centre of the cavity calcite. Vyhne. Thin section K-4a, nicols $\times$, magnif. 66 $\times$.



Obr. 9.: Drúza albitu v dutine vyplnenej kalcitom. Jemnozrnná hmota predstavuje diopsid. B. Štiavnica. Výbrus BŠ-13, nik. $\times$, zváčš. 66 $\times$.

Fig. 9.: Druse of albite in cavity filled in with calcite. The fine grained mass represents diopside. Banská Štiavnica. Thin section BŠ-13, nicols $\times$, magnif. 66 $\times$.



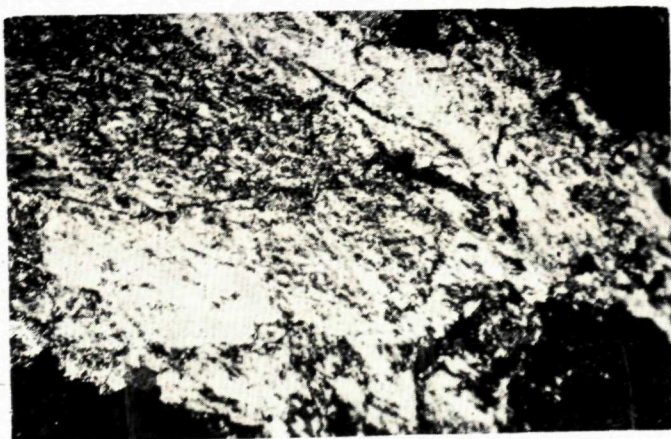
Obr. 10.: Breccie chloritu i anhydritu obalo-
vané chloritom s kolo-
morfnou štruktúrou, i
greenalitom. B. Štiavni-
ca. Výbrus BŠ-37,
nik. $\times$, zväčš. 66 $\times$.

Fig. 10.: Breccias of
chlorite and anhydrite
enveloped with chlorite of
colloform structure and
greenalite. Banská Štiav-
nica. Thin section BŠ-
37, nicols $\times$, magnif.
66 $\times$.



Obr. 11.: Oválné úlomky
karbonátu i anhydritu,
obaľované greenalitom,
základná hmota kalcit
a anhydrit. B. Štiavni-
ca. Výbrus BŠ-37,
nik. $\times$, zväčš. 66.

Fig. 11: Oval breccias
of carbonate and anhy-
drite enveloped with
greenalite, groundmass
calcite and anhydrite.
Banská Štiavnica. Thin
section BŠ-37, nicols
 $\times$, magnif. 66 $\times$.



Obr. 12.: Minnesotait.
B. Štiavnica. BŠ-36,
nik. $\times$, zväčš. 66 $\times$.

Fig. 12.: Minnesotait.
Banská Štiavnica. BŠ-
36, nicols $\times$, magnif.
66 $\times$.