

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 9 • ČÍSLO 2

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1977

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ

Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GREČULA, CSc.

Technický redaktor: Ing. Vasil HRINKO

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁN (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Ivan ŠARIK, Ing. Milan ŤAPÁK, prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., RNDr. Imrich VARGA.

OBSAH — CONTENTS

<i>Blažej Kusák — Ivan Matula: Nové poznatky z prieskumu granitov v oblasti Delava — Peklisko — Majzlová — New information obtained from the research of the Gemeride granites in the Delava — Peklisko — Majzlová area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)</i>	81
<i>Ján Hurný: Príspevok k mineralógii a geochemii pyritovo-polymetalického zrudnenia stratiformného typu pri Mníšku nad Hnilcom — On the mineralogy and geochemistry of the polymetallic pyrite mineralization of stratiform type at Mníšek nad Hnilcom (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)</i>	93
<i>Blažej Tyleček: Pôsobenie mäkkej agresívnej vody na injekčné clony — The effects of aggressive soft waters on grouting</i>	123
<i>Jozef Daniel — Ľudovít Kucharič: Rádiogeochemická charakteristika niektorých rhyolitov stredoslovenských neovulkanitov podľa výsledkov terénnej gamaspektrometrie — Radiogeochemical characteristics of some rhyolites central Slovakian neovolcanics based on results of terrain gamma-ray spectrometry</i>	133

SPRÁVY — REPORTS

<i>Rudolf Duďa — Pavol Burda — Michal Kaličiak — Elena Kaličiaková: Prejav barytovo-fluoritovej mineralizácie na Hg-ložisku Dubník — Manifestations of barytes-fluorite mineralization at the Dubník Hg-deposit (Slanské vrchy, eastern Slovakia)</i>	147
<i>Ladislav Števula — Ján Petrovič — Mária Kubranová — Jaroslav Čorba: Fázové premeny metahalloyzitu za hydrotermálnych podmienok — Phase changes of metahalloysite under hydrothermal conditions</i>	151

RECENZIA

<i>Josef Taraba: B. V. Borevskij, M. A. Chordikajnen, L. S. Jazvin — Razvedka i ocenka expluatacionnych zapasov mestoroždenij podzemnyh vod v treščinnokarstovych plastach</i>	91
<i>Jiří Losert: Metasomatity i orudnenie. Sborník statí</i>	122

Nové poznatky z prieskumu gemeridných granitov v oblasti Delava — Peklisko — Majzlová

(6 obr. v texte)

BLAŽEJ KUSÁK — IVAN MATULA*

Новые сведения полученные при разведке гемеридных гранитов в районе
Делава-Пеклиско-Майзлова (Спишско-гемерское-рудогорье)

В статье приводятся новые сведения полученные при проведении геолого-разведочных работ на олово содержащих гранитах гемерид в районе Гннца—Делава—Пеклиско—Майзловой за последние годы. Геологическим картированием было определено пространственное распределение делавских и пеклинских гранитов. Геофизическими и геохимическими работами было определено поверхностное распределение касситерита и проведена характеристика некоторых обнаженных гранитов.

New information obtained from the research of the
Gemeride granites in the Delava—Peklisko—Majzlová area
(Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

The paper brings information obtained by geological exploratory works carried out during the last years in tin-bearing Gemeride granites in the Hnilec — Delava — Peklisko — Majzlová area. Geological mapping determined spatial distribution of the Delava and Peklisko granites. Geophysical and geochemical research works studied the surficial distribution of cassiterite and characterized some outcropping granite types.

Pozitívnymi výsledkami pri overovaní čiastkovej geochemickej anomálie v oblasti Medvedieho potoka pri Hnildi a zistením výskytu kassiteritu v oblasti Poproča (J. Baran — L. Drnžíková — K. Mandáková 1970, I. Matula — P. Grecula 1973) sa podstatne rozšíril záujem o gemeridné granity.

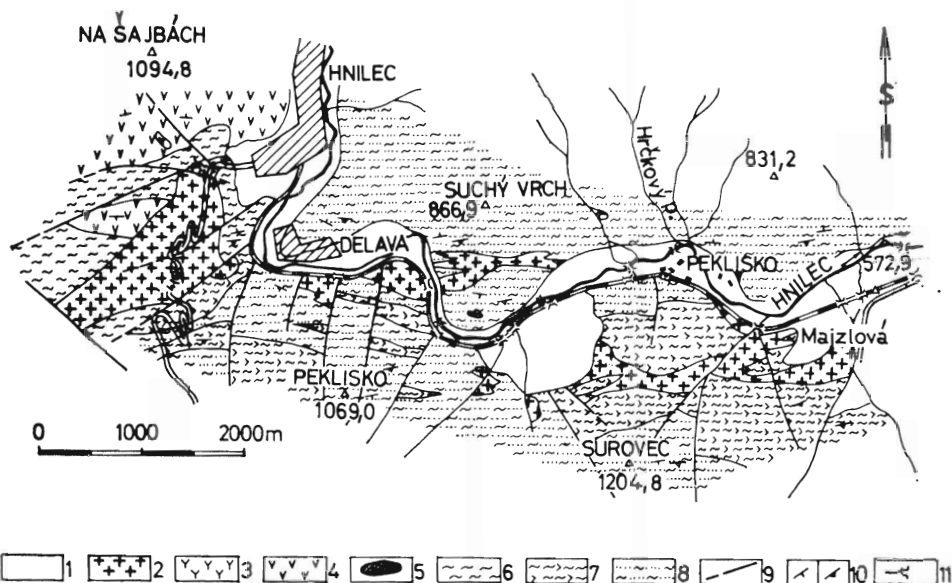
* RNDr. Blažej Kusák — RNDr. Ivan Matula, Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves.

Intenzívnejší prieskum sa sústredil do oblasti východného pokračovania hnilleckej žulovej intrúzie, do oblasti Delavy, Pekliska a Tretieho Hámru.

Ďalšie práce by mali preskúmať aj ostatné výskyty gemeridných granitov.

Predmetom práce sú granity vystupujúce v oblasti Delavy, Pekliska a Tretieho Hámru východne od obce Hnilec študované v prvej etape geologicko-prieskumných prác. Hlavnou úlohou tejto etapy je spresniť poznatky o rozšírení a morfológii granitového telesa a zistiť základné údaje o jeho potenciálnej rudonosti.

Na geologickej stavbe územia sa podstatnejšie zúčastňujú (obr. 1):



Obr. 1. Geologická mapa oblasti Hnilec — Delava — Peklisko (B. Kusák 1973)
1 — alúvium, suta a hliny, 2 — gemeridné granity, 3 — gabbroamfibolity, 4 — horniny diabázového vulkanizmu rakoveckej série, 5 — diabázy, 6 — metamorfované peliticko-psamitické súvrstvie rakoveckej série, 7 — metamorfované horniny kyslého vulkanizmu (kremité porfýry) — gelnická séria, 8 — metamorfované peliticko-psamitické súvrstvia gelnickej série (fylity, kvarcity), 9 — tektonické línie, 10 — smer a sklon vrstvitosti a bridličnatosti, 11 — štôlna.

Fig. 1. Geologic map of the Hnilec — Delava — Peklisko area (B. Kusák 1973)
1 — Alluvium, debris and loam, 2 — Gemeride granite, 3 — gabbro-amphibolite, 4 — rocks of diabase volcanism of the Rakovec Group, 5 — diabase, 6 — metamorphic psammitic-pelitic complex of the Rakovec Group, 7 — metamorphic rocks of acid volcanism (quartz porphyry) — Gelnica Group, 8 — metamorphic psammitic-pelitic complex of the Gelnica Group (phyllite, quartzite), 9 — tectonic lines, 10 — strike and dip of stratification and foliation, 11 — gallery

1. *Metamorfované sedimentárno-vulkanogénne súvrstvie* reprezentuje litologicky pestrá škála hornín s miernou prevahou sedimentárnej fácie. Sú to prevažne kvarcitické fylity, kvarcity, chloriticko-sericitické fylity, laminované fylity a lydyty. Vulkanogénnu fáciu zastupujú metamorfované kyslé pyroklastiká — porfýroidy, tufity, tufitické fylity a výlevy kremitých porfýrov. Vzácné sú prítomné aj bázické horniny, ako metadiabázy a diabázové pyroklastiká.

2. *Granitové intrúzie* sú obnažené v dvoch paralelných pruhoch. Severný v dĺžke okolo 2500 m prechádza hrebeňom Suchého vrchu, Mikovkou a končí sa na severojužnej dislokácii južne od osady Delava. Južný pruh sa sledoval od dislokácie Suroveckej doliny asi 4000 m na západ. Zhruba možno pri granitoch rozlíšiť dve skupiny: a) bridličnaté granity, b) masívne granity.

Bridličnaté granity zaberajú asi 50 % z celkovej plochy odkrytých granitov. V prevahe sú muskoviticko-turmalinické granity s kolísavou veľkosťou zrna.

Masívne granity zastupujú dvojsľudové turmalinické granity tiež s rozličnými zrnitostnými varietami. Otázka ich vzájomného vzťahu doteraz nie je definitívne vyriešená.

Autometamorfne účinky a prejavy greisenizácie sa dajú lokálne pozorovať a miestami sú výrazné. Turmalinizácia je významná vo vlastných granitoch i v horninách plášťa. Termické účinky granitových intrúzií na horniny plášťa sú badateľné v celej oblasti, pričom sa zóny rozličného stupňa kontaktnej a regionálnej metamorfózy vzájomne prekrývajú.

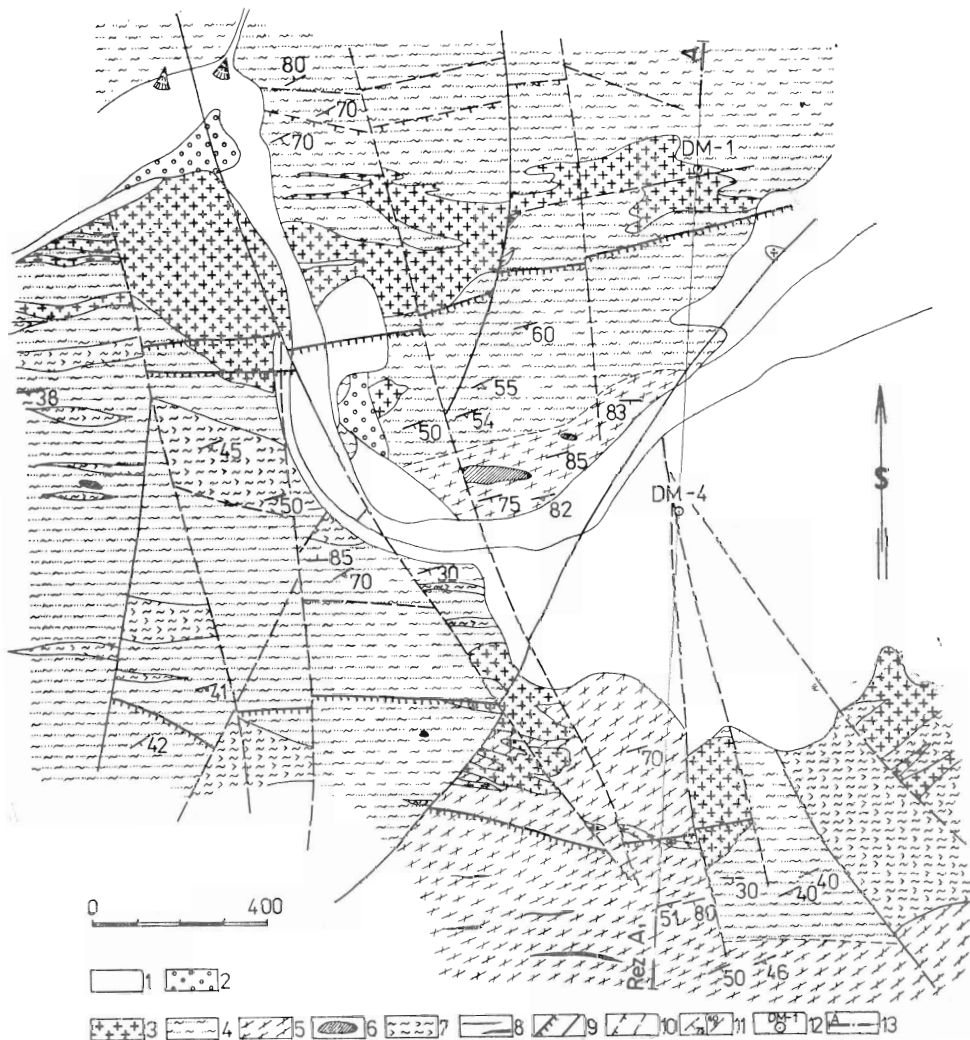
Kontaktné účinky sa prejavujú intenzívnou rekryštalizáciou, vznikom škvrnitých bridlíc, kontaktných rohovcov, prekremením a turmalinizáciou. Lokálne sú v plášti vyvinuté i kremeňovo-turmalínové žily, vzácne s arzenopyritom, a čisté kremenné žily (severne od kóty Surovec). Kontaktné účinky možno miestami sledovať až do vzdialenosti 1000 m od východu žulového telesa.

O tektonickej stavbe územia sa zistilo, že má vrásovo-prešmykový charakter s význačným podielom mladších priečných zlomov, ktoré segmentujú celý rajón na rad vyzdvihnutých a poklesnutých blokov. Zlomy možno rozdeliť do dvoch základných skupín. Sú to buď prešmyky prevažne smeru V—Z, ktoré možno pokladať za najstaršie, alebo zlomy smeru S—J, SV—JZ a SZ—JV, ktoré sú oproti prvým prevažne mladšie. Ich vzájomné vzťahy sa v detailoch pokúšame definitívne určiť pomocou geofyzikálnych prác (obr. 2, 3).

Na určovanie a vyhľadávanie tektonických štruktúr a vodivých štruktúr rudných žíl sa použila geofyzikálna metóda VDV. Potvrdila, že základný smer štruktúr v oblasti je približne východozápadný. V detailoch sa potvrdilo, že tieto štruktúry sú narušené priečnymi zlomami najmenej dvoch smerov. Analýza výsledkov geologických a geofyzikálnych prác dovoľuje zatiaľ urobiť tieto závery (V. Bláha — P. Ferenc — B. Kusák 1975):

- a) Dokázateľne najstaršie tektonické prvky sú východozápadného smeru. Ide pravdepodobne o prešmykové plochy so sprievodnými poruchami.
- b) Zlomy smeru SZ—JV, miestami S—J, porušujú staršie geologické štruktúry smeru V—Z, pričom sa zdá, že posuny pozdĺž jednotlivých dislokácií nedosahujú väčšie hodnoty.
- c) Zlomy smeru SV—JZ, o ktorých je doteraz málo údajov, sa podľa získaného materiálu javia ako najmladšie. Pozdĺž nich došlo k väčším horizontálnym posunom.
- d) Pole VDV nad známymi východmi žúl v severnej časti je relatívne pokojné, s nepatrným výskytom vodivých indikácií. V južnej časti územia sú dve plochy s analogickým charakterom poľa, pričom v južnej z nich vychádzajú žuly, v druhej porfyroidy. Súvrstvie s prevažujúcimi fylitmi a výskytmi bázičkejších hornín je charakteristické veľkým počtom výrazne vodivých indikácií a značným porušením poľa.
- e) Magnetometricky sa sledovali bázičkejšie typy hornín; diabázy a diabázové pyroklastiká, ktoré sa nachádzajú v pásme V—Z. Anomálie sú veľmi kom-

plikované a ťažko interpretovateľné. V južnej časti oblasti ich sprevádzajú aj vysoké odpory a anomálie spontánnej polarizácie (SP). Vzhľadom na to



Obr. 2. Geologická mapa územia východne od Delavy (B. Kusák 1973)

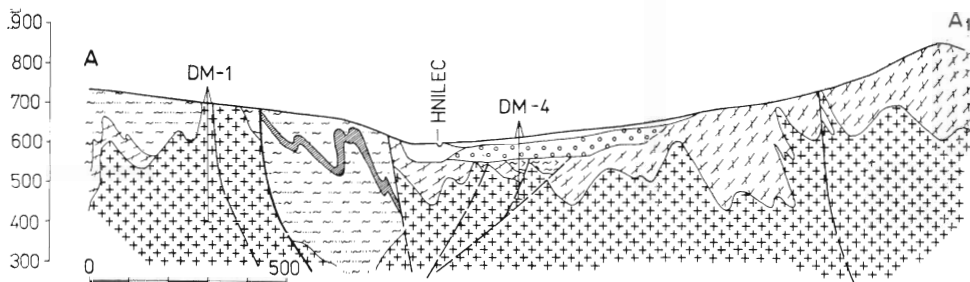
1 — alúvium, suť a hlina, 2 — terasy Hnilca, 3 — granity, 4 — kvarciticke fylity, laminované fylity, fylity, 5 — kvarcicity, fylity, kvarcicity, 6 — diabázy, 7 — metamorfované horniny kyslého vulkanizmu (porfýroid, tufty, kremité porfýry), 8 — lydity, 9 — zistené tektonické línie, 10 — predpokladané tektonické línie, 11 — smer a sklon vrstvitosti a bridličnatosti, 12 — vrty, 13 — línia rezu.

Fig. 2. Geologic map east of Delava (B. Kusák 1973)

1 — Alluvium, debris and loam, 2 — Hnilce terraces, 3 — granite, 4 — quartzitic phyllite, laminated phyllite, phyllite, 5 — quartzite, phyllite, quartzite, 6 — diabase, 7 — metamorphic rocks of acid volcanism (porphyroid, tuffite, quartz porphyry), 8 — lydite, 9 — tectonic lines established, 10 — tectonic lines inferred, 11 — strike and dip of stratification and foliation, 12 — boreholes, 13 — line of section.

nemožno vylúčiť ani výskyt sulfidického zrudnenia.

- f) Dôležitým poznatkom z geofyzikálnych prác je zistenie istej cyklickosti v štruktúrnej stavbe. Pred čelami prešmykových zón smeru V—Z sú pásma vysokých odporov a tam sú aj východy žúl. Prešmykovú zónu charakterizujú nízke odpory, na juhu aj anomálie SP. Južne od interpretovaných prešmykov sú zóny vysokých odporov, v ktorých sa zistili magnetické anomálie rozličného tvaru a intenzity. Možno tu predpokladať výskyt bázickejších hornín.



Obr. 3. Geologický rez oblasťou Pekliška

Fig. 3. Geologic section through Pekliška area. Explanations as in fig. 2

Jednotlivé druhy vystupujúcich hornín sa doteraz podrobne petrograficky nesledovali, okrem už spomenutých premien granitoidov.

Geochemické metódy sme použili na prebádanie povrchových indícií kassiteritovej mineralizácie v deluviálnych a eluviálnych uloženinách granitov vystupujúcich na povrch a ich blízkeho plášťa a na ocenenie hĺbkových prognóz v granitoch. Pomocou geochemických metód sme charakterizovali primárne geochemické pole, ale v tomto smere máme ešte málo údajov.

Na povrchové prognózy sa použila povrchová šlichová prospekcia. Realizovala sa v sieti 100×100 m odberom jemnozrnej frakcie z jamiek do hĺbky 60 cm s odberom 6—8 kg materiálu. Tento materiál sa preosial sitom s veľkosťou ôk 2,0 mm a podsitný podiel sa v terénnych podmienkach vyryžoval na ťažkú frakciu sivého odtieňa. Opticky sa sledovali tieto minerály: kassiterit, wolframit, scheelit, zlato a rumelka. Povrchová mapa distribúcie kassiteritu je na obr. 4.

Z vykonaných prác vychodí, že kassiterit v pripovrchových eluviálnych a deluviálnych uloženinách je rozptýlený (do 10 zrn vo vzorke) v celom sledovanom území bez výrazných lokálnych anomálií, a zdá sa, že aj bez výraznej závislosti od východov granitu. V západnej okrajovej časti bol zistený okraj anomálie (s koncentraciami do 100 zrn vo vzorke) na ploche asi 100×100 m, ktorá je veľmi perspektívna.

Ďalšie anomálie (do 100 zrn) sa zistili rozptýlene najmä západne od Tretieho Hámru a pod kótou Surovec.

Jednotlivé zóny rozptýlenej mineralizácie sú od centrálnej časti úseku Pekliška smerom na kótou Surovec vo východnej časti úseku Majzlóva. Tieto výsledky viac-menej korešpondujú s pôdnou metalometriou, ktorú vykonal J. B a r a n (1962—1969).

Všeobecne možno konštatovať, že koncentrácie sú v severnej časti územia

v deluviálnych uloženinách blízko údolnej nivy rieky Hnilec, kým v južnej časti sa vyskytujú aj vo vyšších polohách v blízkosti hrebeňa.

Pri kritickom zhodnotení tejto metódy musíme zdôrazniť, že podáva len povrchový obraz o rozložení kassiteritu v produktoch zvetrania pôvodných hornín. Výsledky poukazujú na to, že súčasne na povrch vychádzajúce granity neobsahujú výrazné akumulácie kassiteritu, s výnimkou výskytu v priestore Mikovky v západnej časti sledovaného územia. Nezistili sa ani výrazné anomálne deluviálne prúdy vo svahových uloženinách, ktoré by lokalizovali výraznejšie zdroje.

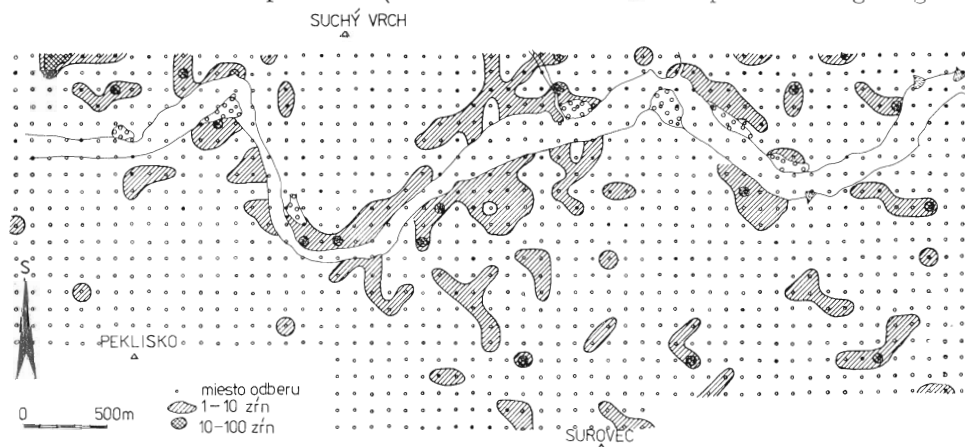
Výskyty scheelitu sú sporadické. Počet zistených zŕn v ťažkej frakcii sa pohybuje do 10 zŕn vo vzorke. Výrazná je závislosť obsahu od výskytu granitu v západnej časti (priestor Mikovky), kde výskyty scheelitu korešpondujú s granitom v dĺžke 300 až 600 m.

Wolframit sa zistil iba v niekoľkých vzorkách.

Mapovacími prácami sme v oblasti vymedzili mohutné sute dosahujúce až 14 m, ktoré pokrývajú mocné alúvium rieky Hnilec južne od železničnej trate, asi v strede medzi zastávkami Delava a Peklisko. Vrt DM-4 prevrätal alúvium, ktorého mocnosť dosahovala 43,0 m. Alúvium tvoria valúny kvarcitov, fylitov, porfyroidov, kremeňa, karbonatických hornín, tmelom je piesok zo žuly s ojedinelými piesčito-ílovitými uloženinami. Na báze je vyvinutá balvanito-štrkovitá poloha. Ide zrejme o starý meander rieky Hnilec.

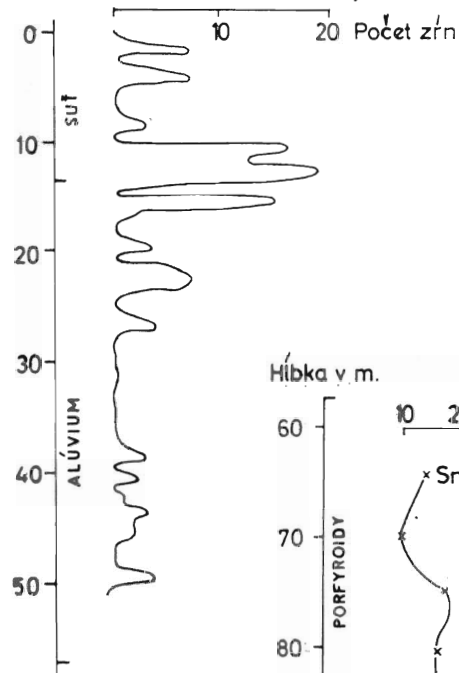
Povrchové prospekčné práce nad alúviom výrazné koncentrácie kassiteritu nezistili. Sľichovaním vzoriek z vrtu DM-4 v metrových intervaloch sa sledoval obsah kassiteritu, wolframitu, scheelitu a rumelky. Zaujímavý je obsah kassiteritu. Vo vrte možno vyčleniť 4 polohy s jeho zvýšeným obsahom, najviac v úseku od 10 do 14 m, s obsahom od 10 do 100 zŕn kassiteritu vo vzorke. Ďalšie zóny sú od 1 do 5 m, od 19 do 27 m, od 38 do 50 m s obsahom do 10 zŕn kassiteritu vo vzorke. Táto oblasť sa bude sledovať podrobnejšie. Je perspektívna (obr. 5).

Geochemickým vzorkovaním dvoch vrtov (DM-4 a DM-1), ktoré boli lokalizované na účely geofyziky a geochemie, sa sledovali procesy intenzity greisenizácie a zrudňovacích procesov (situovanie vrtov vidieť v priloženom geologic-



Obr. 4. Povrchová distribúcia kassiteritu v oblasti Delava — Peklisko — Majzlová
Fig. 4. Surficial distribution of cassiterite in the Delava — Peklisko — Majzlova area

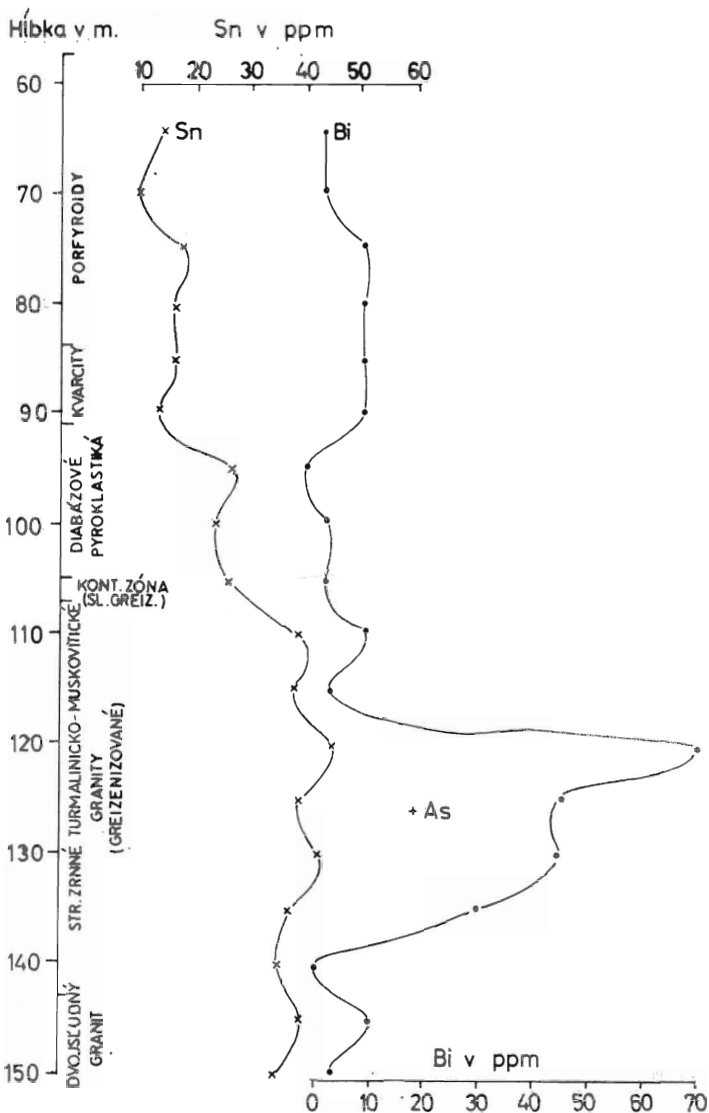
Hĺbka v m. Obsah kasiteritu v jadre Počet zŕn



DELAVA - Vrt DM-4

Priem. obsah Sn v ppm

Porfyroidy	14,1
Exokont. zóna	24,6
Endokont. zóna (str. zŕnný turm. musk. granit)	39,0
Dvojsl. granit	35,0



kom reze na obr. 3). Vrt DM-4 prechádzal až do hĺbky okolo 57 m suťami a mocným alúviom, potom prešiel do kontaktnej zóny granitu, ktorú tvoria porfyroidy, kvarcity a metadiabázové pyroklastiká. V hĺbke 105 m prešiel priamo kontakt granitov s plášťom. Zónu od 105 do 107 m možno charakterizovať ako greisenizovaný turmalinizovaný granit až greisen, ktorý rýchle prechádza do strednozrnných turmalinicko-muskovitických granitov, miestami greisenizovaných (prekremenených), a to až asi do 143 m, kde sa začína strednozrnný granit bez turmalinizácie. Vrt sa od 65 m systematicky vzorkoval v intervale 5 m a sledovali sa Sn, W, Mo, As, Bi v plášti, ako aj Sb, Ag, In, Pb, Cu. Z týchto prvkov má zaujímavý obsah Sn, ďalej Bi, s ktorými koreluje As. Mo koreluje s W, ale bez výrazných anomálnych koncentrácií. Zistené obsahy Sn a Bi ukazuje obr. 5.

Podľa obsahu cínu sa exokontaktná zóna vo vrte prejavuje od 95 m miernym zvýšením obsahu (priemerný obsah Sn je 24,6 ppm). Samotná zóna kontaktu nie je mineralizovaná. Endokontaktnú zónu — od 110 do 130 m — charakterizuje zvýšený obsah Sn (priemerný obsah Sn je 39,5 ppm). Samotnú zónu kontaktu už charakterizuje nižší obsah Sn — 34,0 ppm.

Kvantitatívnu charakteristiku možno zhrnúť v tabuľke:

Typ hornín	Obsah Sn v ppm	Mocnosť vo vrte	Hĺbka
porfyroidy, kvarcity, diabázové pyroklastiká	14,1	cca 48 m	57—105
exokontaktná zóna	24,6	10 m	95—105
strednozrnný turmalinicko-muskovitický granit, endokontaktná zóna	39,5	30 m	105—135
strednozrnný dvojsľudový granit	34,0		135—150

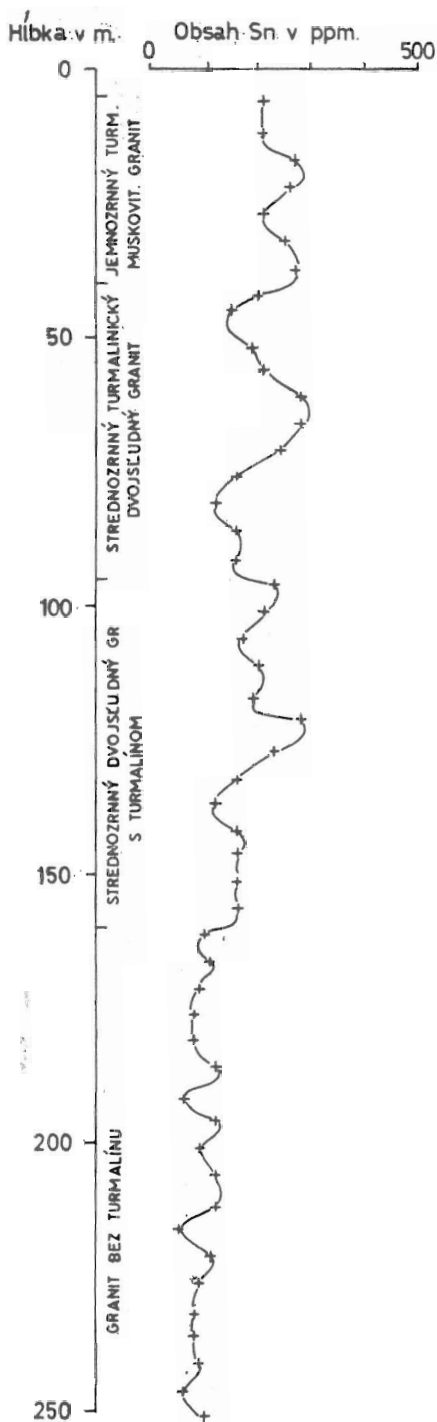
Ako vidieť, zóny exo- i endokontaktu charakterizuje slabšia mineralizácia ako v oblasti Hnilca, kde sa obsah cínu v turmalinicko-muskovitických granitoch pohybuje okolo 50—60 ppm.

Profil vrtu DM-1 ukazuje obr. 6.

Vrt prechádza po prevrtaní sutín (asi 5 m) jemnozrnným kataklazovaným turmalinicko-muskovitickým granitom, v 50 m prechádza do strednozrnného turmalinicko-dvojsľudového granitu, ktorý sa v hĺbke 90 m mení na hrubozrnný granit s turmalínom. Od hĺbky 160 m turmalinizácia výrazne slabne a predchádzajúca hornina sa mení na masívny strednozrnný až porfyrický granit.

Podľa priemerného obsahu Sn možno jednotlivé typy charakterizovať takto:

Typ hornín	Obsah Sn v ppm	Mocnosť vo vrte	Hĺbka
turmalinicko-muskovitický jemnozrnný granit	33,6	asi 45 m	0— 45
turmalinicko-dvojsľudový strednozrnný granit	29,8	50 m	45— 95
turmalinický hrubozrnný granit	29,1	65 m	95—160
masívny granit bez turmalínu (až porfyr. charakter)	19,3		160—250



DELAVA - Vrt DM-1

	priem. obsah Sn v ppm	Poč. vz.
Jemnozrný turmal. muskovit. granit	33,6	7
Strednozrný turmal. dvojslud. granit	29,8	11
Strednozrný dvojsl. granit s turmalínom	29,1	13
Granit bez turmalínu	19,3	19

S obsahmi cínu čiastočne koreluje Li a Bi, ktoré vykazujú nevýrazne zvýšený obsah od 95 do 160 m.

Záver

Výsledky sú najnovšími poznatkami z geologickoprieskumných prác v oblasti delavsko-peklišťanských granitov.

Podľa výsledkov geologického mapovania a geofyzikálnych prác sa spresnila geologická a tektonická stavba územia a zistili sa základné údaje o distribúcii cínu na povrchu a v základných horninových typoch.

Možno konštatovať, že mineralizácia v základných typoch granitov nedosahuje takú intenzitu ako v oblasti Hnilca, len v západnej časti územia sa zistila pozoruhodná indícia, ktorá bude predmetom ďalších overovacích prác.

Doručené 22. VII. 1976

Odporučil I. Varga

LITERATÚRA

- Baran, J. — Drnzíková, L. — Mandáková, K. 1970: Sn—W zrudnenie viazané na hnilecké granity. *Mineralia slov.*, 2, č. 6, s. 159—165.
- Baran, J. 1971: Geologické a metalogenetické pomery medzi Rakovcom, Hnilcom a Tretím Hámrom. Manuskript — GÚDS Bratislava.
- Bláha, V. — Ferenc, P. — Kusák, B. 1976: Postavenie geofyziky v metodike vyhľadávania cínonosných granitových intrúzií v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. průzk.*, 17, 8, s. 229—233.
- Matula, I. — Grecula, P. 1973: Kasiteritová mineralizácia v gemeridnej žule medzi Zlatou Idkou a Popročom. *Mineralia slov.*, č. 1, s. 65—69.

New information obtained from the research of the Gemeride granites in the Delava — Pekliško — Majzlová area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

B. KUSÁK — I. MATULA

Tin mineralization in the area of Delava—Pekliško—Majzlová north of the village of Hnilec was studied by geological works. The granites which were the subject of our interest, crop out in this area in two parallel belts. The rocks represented are predominantly muscovite-tourmaline granites with a variable grain-size and extensive manifestations of tourmalinization and greisenization.

The tectonic structure of the area has an overthrust-fold character. It was studied by means of detail geophysical measurements, on the basis of which several tectonic systems were determined, of which the most significant are the following fault lines: the lines of E—W direction which are older and faults of N—S or NE—SW direction which are younger.

Surficial indications of cassiterite mineralization were determined by geo-

chemical methods (fig. 4). The concentration of cassiterite varies from 10 to 110 grains in the sample and it is dispersed especially in the central part of the section Peklisko in the direction of the elevation point Surovec, and in the eastern part of the Majzlová section.

The contents of Sn in the individual granite types were studied by geochemical sampling from the DM-4 and DM-1 boreholes. It may be stated that the tin mineralization is not so intense as in the area of the Hnilec deposits. The average maximum tin content is in the medium-grained tourmaline-muscovite granite (39.5 ppm Sn). The contents determined are presented in table and on figs. 5 and 6.

Preložila E. Česánková

RECENCIA

B. V. Borevskij, M. A. Chordikajnen, L. S. Jazvin: **Razvedka i ocenka expluatacionnych zapasov mestoroždenij podzemnych vod v treščinnokarstovych plastach** (Moskva, vyd. Nedra, 1976, 274 str., náklad 2300 výt.)

V publikaci známých vědeckých pracovníků VSEGINGEO (Vsesojuznyj naučno-issledovatel'skij institut gidrogeologii i inženernoj geologii) v Moskvě jsou vyloženy zvláštnosti metodiky průzkumu a vyhodnocování využitelných zásob podzemních vod puklinově a krasově propustných hornin.

První kapitola obsahuje údaje o puklinově a krasově propustných horninách, o jejich rozšíření na území SSSR a vodo-hospodářském významu; dále jsou zde velmi stručně uvedeny charakteristiky puklinatosti a zkrasování a údaje o propustnosti hornin. Poněkud podrobněji jsou popsány základní zvláštnosti filtrace kapalin v puklinově a krasově propustných kolektorech (podmínky filtrace ka-

palin, základní směry studia procesů filtrace, hlavní rozdíly filtrace v průlinovém a puklinovém prostředí, metody řešení filtrace v anizotropních horninách) a zákonitosti změn intenzity puklinatosti a zkrasování hornin (litologicko-faciální, strukturnětektonické a geomorfologické faktory).

Druhá kapitola je věnována podmínkám vzniku a formování využitelných zásob podzemních vod a typizaci míst výskytu. Jsou zde uvedeny hlavní geologicko-hydrogeologické rysy jednotlivých ložisek podzemních vod a jsou popsány a klasifikovány výskytu podzemních vod v artéských pánvích platformního typu, v říčních údolích i plošně ohraničených strukturách a masívech puklinově a krasově propustných hornin a zónách tektonických poruch.

V třetí části publikace jsou diskutovány zvláštnosti metodiky výpočtů využitelných zásob podzemních vod, které jsou podmíněny především velkou proměnlivostí filtračních vlastností zvodněných hornin, složitostí okrajových podmínek, nedostatečně vysokou přesností stanovení výchozích hydrogeologických

parametrů a základních zdrojů dotace exploatačních zásob podzemních vod.

Pro výpočty využitelných zásob podzemních vod puklinově a krasově propustných hornin se doporučuje využití hydrodynamických metod (přičemž jsou v kapitole uvedeny jak základní analytické vzorce pro různé typy okrajových podmínek, tak doporučení analogového modelování jako nejvhodnější metody při složitých hydrogeologických podmínkách), dále metody hydraulické, a to jak pro ustálené, tak neustálené filtrační proudění), bilanční metody, metody stanovení z pozorování vydatnosti pramenů a metody hydrogeologické analogie. Nutno zejména vyzvednout to, že jsou zde stručně a jasně formulovány podmínky použití jednotlivých výpočetních metod, jejich přednosti i nevýhody.

V následující kapitole popisují autoři zvláštnosti metodiky průzkumu podzemních vod puklinově a krasově propustných zvodněných horizontů, a to ve stadiích prognózního, vyhledávacího, předběžného, podrobného a exploatačního průzkumu. V závislosti na stadiu průzkumu, stupni prozkoumanosti, složitosti hydrogeologických poměrů a na velikosti průzkumem zajišťovaného množství podzemní vody jsou pro jednotlivé typy ložisek podzemních vod doporučovány komplexy hydrogeologických průzkumných prací, jsou uvedeny hlavní cíle těchto prací, úkoly, které je nutno při průzkumu splnit i nejčastěji se vyskytující chyby a nedostatky, vznikající při průzkumu a stanovení využitelných zásob podzemních vod.

Geofyzikální metody studia puklinově a krasově propustných zvodněných horizontů jsou obsahem páté kapitoly. Stručně, přehledně a pro hydrogeologickou praxi vhodným způsobem jsou zde uvedeny jak základní povrchové geofyzikální metody, zaměřené na poznání plošného i vertikálního rozsahu zvodněných souvrství, struktury a složení hornin (anizotropie, stupeň puklinatosti, charakter výplně puklin a krasových dutin) a zejména na poznání podmínek filtrace podzemních vod (směr a rychlost proudění), tak karotážní metody, jejichž hlavním cílem je zjištění a vymezení puklinových zón v profilu průzkumných vrtů, zhodnocení propustnosti hornin zastižených vrtem (stanovení koeficientu filtrace) a studium objemových vlastností puklinově a krasově propustných hornin.

Náplní šesté kapitoly je studium zdrojů doplňování a způsobů odvodňování

podzemních vod puklinových a zkrasovělých kolektorů. Zvláštní pozornost je věnována polním metodám stanovení jednotlivých členů vodní bilance, což má rozhodující význam při hodnocení využitelných zásob podzemních vod zejména v plošně omezených strukturách. V této kapitole je uvedena řada prakticky použitelných metod pro zhodnocení zdrojů doplňování podzemních vod, například bilančníhydrometrická metoda, režimně meteorologická metoda, dále jsou doporučovány metody konečných rozdílů, celkové vodní bilance, genetické metody řešení diferenciálních rovnic neustáleného proudění a další. Jsou zde rovněž popsány základní faktory a způsoby odvodňování podzemních vod, k nimž patří výpar, transpirace rostlin, odtok prameny, skryté odvodňování do řek, odtok podzemní vody do okolních území (mimo bilančně hodnocené území) a hydro-metrické a hydrologické metody studia odvodňování podzemních vod.

Nejdůležitější částí knihy z hlediska jejího využití při řešení praktických hydrogeologických úkolů je sedmá kapitola, v níž se autoři zabývají problematikou metodiky provádění čerpacích zkoušek a zpracováním jejich výsledků. Pro stanovení výpočetních hydrogeologických parametrů puklinově a krasově propustných zvodněných horizontů doporučují realizaci čerpacích zkoušek s konstatní vydatností z hydrogeologických vrtů opatřených pozorovacími sondami a graficko-analytické Jacobovy metody vyhodnocení výsledků čerpání (sestrojení grafů závislosti $S - \log t$, $S - \log r$, $S - \log^2 (r^2)$). Autoři upozorňují na nevýhody a nedostatky výpočtů hydrogeologických parametrů při čerpání vrtů bez pozorovacích objektů, dále pak ukazují na základní zvláštnosti, se kterými je třeba počítat při interpretaci výsledků čerpacích zkoušek.

Poměrně podrobně jsou uvedeny způsoby zpracování výsledků čerpání ovlivněných okrajovými podmínkami, vyhodnocení výsledků čerpacích zkoušek ve složitých hydrogeologických poměrech i způsoby určování hydrogeologických parametrů při akceptování nehomogenity zvodněných horizontů.

Závěrečná část sedmé kapitoly je věnována metodice provádění čerpacích zkoušek z puklinově a krasově propustných zvodněných horizontů. Autoři uvádějí jednotlivé druhy čerpacích zkoušek

Pokračovanie na str. 121.

Príspevok k mineralógii a geochemii pyritovo-polymetalického zrudnenia stratiformného typu pri Mníšku nad Hnilcom

(8 tab., 15 obr. v texte)

JÁN HURNÝ*

Сообщение к минералогии и геохимии пиритополиметаллического орудинения
стратиформного типа при Мнишку над Гнилцом (Спишско-гемерское-рудогорье)

V сообщении приведены до сих пор известные результаты минералогическо-геохимического исследования пирито-полиметаллического орудинения стратиформного типа при Мнишку над Гнилцом в Спишско-гемерском-рудогории. Главное внимание уделялось изучению минералов и характеристике первичных и вторичных структурно-текстурных признаков орудинения. Геохимические исследования были направлены на изучение содержания редких элементов в минералах. В заключении сообщения предложен взгляд на происхождение и развитие орудинения.

On the mineralogy and geochemistry of the polymetallic pyrite mineralization of stratiform type at Mníšek nad Hnilcom (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

The paper brings the to-date achieved results of a mineralogico-geochemical study of the polymetallic pyrite mineralization of stratiform type at Mníšek nad Hnilcom (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.). Main attention was paid to the identification of minerals and to the characteristics of the primary and secondary structural-textural features of the mineralization. The geochemical study included the analysis of the content of trace elements in the minerals. In the conclusion the author presents his preliminary view on the origin and development of the mineralization.

Oblasť medzi Mníškom nad Hnilcom a Prakovcami leží vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Je známa indíciami pyritovo-polymetalického zrudnenia stratiformného typu. Zrudnenie leží vo fylitoch gelnickej série. Celkove je tu známych niekoľko šošovkovitých polôh v smere V—Z. Najzápadnejšiu časť tohto pruhu tvorí mníšeká šošovka, lokalizovaná západne od Hutnej doliny pri Mníšku nad Hnilcom.

Geologickými a litologickými aspektmi zrudnenia sa zaoberal P. Grecula (1972) a jeho všeobecné závery možno zhrnúť takto: Zrudnenie sa viaže na komplex vulkanických hornín (diabázy a ich pyroklastiká), ktorý je v nadloží zelenkavých fylitov s polohami sivozelených kvarcitov. Nad komplexom sú mocné masy kyslých pyroklastik a kremitých porfýrov.

* RNDr. Ján Hurný, Geologický prieskum, n. p., 052 01 Spišská Nová Ves.

Rudy majú vtrúsený, pásikový a vrstvovitý charakter, miestami s masívnejšími polohami. Rudonosné horniny a nahromadené sulfidy boli následne metamorfované, o čom svedčia štruktúrne-textúrne znaky mineralizácie. Závislosť tvorby zrudnenia od vulkanickej činnosti je evidentná a z exhaláčno-sedimentárny pôvod zrudnenia sa pokladá za dostatočne dokumentovaný.

Stručnú geologickú charakteristiku mineralizácie podali L. Drnčíková — K. Mandáková (1968). Opisujú zrudnenie v chloritolitoch (impregnačný typ), chloritických kvarcitoch (prevládajú pružkovité textúry nad impregnačnou textúrou) a v sericitických kvarcitoch kombinácia impregnačnej, pružkovitej a žilkovitej textúry popretínanej sekrečným kremeňom). Z minerálov uvádzajú pyrit, chalkopyrit, sfalerit, galenit, arzenopyrit, markazit, tetraedrit, pyrotín, kobaltín (?), kremeň, chlorit, sericit a karbonáty. Vyčleňujú niekoľko generácií minerálov, uvádzajú štruktúry a textúry mineralizácie a stanovujú genézu zrudnenia ako polygénny, resp. exhalačno-sedimentárno-metamorfogénny typ. Geochemickú charakteristiku zrudnenia potvrdzujú orientačné spektrálne analýzy.

V rokoch 1973—1975 sme prieskumom zistili niektoré údaje, ktoré rozširujú poznatky o minerálnej asociácii, geochemii, štruktúrach a textúrach mineralizácie. Hlavnými rudnými minerálmi sú pyrit (zreteľne prevláda), sfalerit, chalkopyrit a galenit. Sú vtrúsené v horninách, prípadne sa hromadia do pásikov, vrstvičiek a ojedinele tvoria aj masívne textúry. Nepatrná časť minerálov sa vyskytuje v metamorfných žilách (konformne a priečne), ktoré vznikli remobilizáciou menej stabilných zložiek už existujúceho zrudnenia počas metamorfózy. Vyplňa ich kremeň a pestrá paleta minerálov v akcesorických množstvách, ktoré nemajú praktický význam. Prehľad o kvantitatívnom zastúpení

Výsledky planimetrických analýz zrudnenia
Result of Planimetric Analyses of Mineralization

Tab. 1

Č.	Kvantitatívne zastúpenie minerálov v %						suma
	py	cp	sp	gn	ar	ho	
1.	27,2	0,3	0,4	—	—	72,1	100,0
2.	48,5	3,4	—	—	0,2	47,9	100,0
3.	35,9	1,4	0,1	0,2	1,5	60,9	100,0
4.	12,2	6,0	17,9	0,3	—	63,6	100,0
5.	19,3	2,9	17,6	7,5	0,3	52,4	100,0
6.	19,5	0,5	7,4	0,4	3,8	68,4	

Poznámka: py — pyrit ar — arzenopyrit gn — galenit
 sp — sfalerit cp — chalkopyrit ho — hornina

1 — chloriticko-sericitické fylity (pyritová asociácia), 2 — sericitické kvarcity (pyritovo-chalkopyritová asociácia), 3 — sericitické kvarcity (pyritovo-chalkopyritovo-arzenopyritová asociácia), 4 — chloritické fylity (sfaleritovo-pyritovo-chalkopyritová asociácia), 5 — chloritické fylity až chloriticko-sericitické fylity (pyritovo-sfaleritovo-galenitovo-chalkopyritová asociácia), 6 — sericiticko-chloritické fylity (pyritovo-chalkopyritovo-arzenopyritová asociácia)

	Rudonosné horniny	Metamorfné žily
Pyrit	++++	++
Sfalerit	++++	+++++
Chalkopyrit	++++	+++
Galenit	++++	+++
Arzenopyrit	+++	
Markazit	+++	
Tetraedrit	+++	+++
Bournonit*	++	++
Pyrotín	+	+
Ullmannit*		+
Kubanit*		+
Boulangerit*		+
Dyskrazit*		+
Rýdze Au (?)*		+
Bi-minerál*		+
Kremeň	++++	+++++
Chlorit	++++	++
Sericit	++++	++
Albit*	++++	++
Siderit		++
Fe-dolomit		++
Apatit*		++
Rutil*		+

Poznámka: ++++ hlavný minerál
 +++ vedľajší minerál
 ++ zriedkavý minerál
 + veľmi zriedkavý minerál
 * novozistený minerál

minerálov je v tab. 2. Treba podotknúť, že kvantitatívne zastúpenie minerálov v jednotlivých typoch hornín je variabilné, čo dokumentujú planimetrické analýzy (tab. 1). Aj keď v dôsledku premenlivosti možno vyčleniť niekoľko typov minerálnych asociácií, má zrudnenie ako celok pyritovo-polymetalický (Zn—Cu—Pb) charakter.

Opis minerálov

Pri výskume sme sa metodicky opierali o sledovanie nábrusov a výbrusov zamerané na identifikáciu minerálov a štúdium textúr a štruktúr. Pri stanovení makrochemizmu a mikrochemizmu sme použili kvantitatívne analýzy, semikvantitatívne spektrálne analýzy a lokálne elektrónové mikroanalýzy. Rtg. analýzy sme použili pri identifikácii neznámych minerálov.

Podmienky rtg. analýz: Mikrometa II s rtg. goniometrom, metóda Bragg — Brentano, žiarenie Cu K α , filter Ni, štrbiny 5,10, rýchlosť otáčania 2°/1', napätie 30 kV, intenzita 10 mA, exponoval B. Zamiška, zhodnotila M. Kušnyerová, Geol. prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.

Celkove sme v zrudnení zistili 23 minerálov (z toho 10 minerálov odtiaľto

doteraz neznámych). Sú zoradené v tab. 2, a to s odlišením ich kvantitatívneho zastúpenia.

Pyrit je najrozšírenejším rudným minerálom. Býva vtrúsený alebo sa zhromažďuje do rudných vrstvičiek a vytvára až masívny pyrit. Zrná a agregáty pyritu sa vyznačujú premenlivosťou tvarov. Celkove možno vyčleniť:

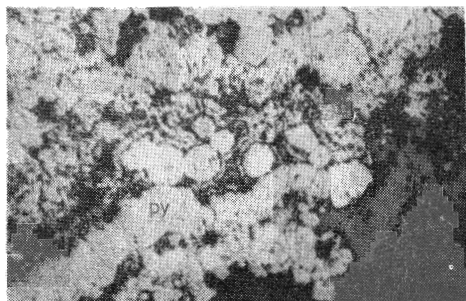
Pyrit v rudonosných horninách, ktorý má podľa štúdia textúr a štruktúr primárne znaky. Zachoval sa vo forme reliktov alebo ako uzavreniny uprostred idioblastických zŕn metamorfného pôvodu. Zaznamenali sme tieto typy:

- a) Globuly a globulárne agregáty. Sú to zrná v tvare guľičiek rozličnej veľkosti (obr. 1a, b).
- b) Sferolity. Sú charakteristické radiálne lúčovitou a koncentricky zonálnou štruktúrou. Medzeru medzi nimi vyplňa rudný alebo nerudný minerál. Tvorí tzv. atolky, v prípade neúplného vývinu prstence (obr. 1a, b, c).
- c) Kolomorfne štruktúry (s. s.). Predstavujú rozličné kôrkové, obličkové agregáty pyritu. Zvyčajne sú spolu s globulami a sferolitmi (obr. 1a, b).
- d) Idiomorfne zrná pyritu. Vyskytujú sa v samostatných polohách alebo bývajú vo forme uzavrenín v metamorfnom pyrite (obr. 1d, e).

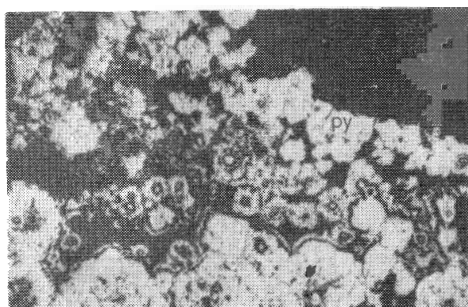
Metamorfny pyrit vytvára idiolasty, xenolasty alebo poikilolasty (obr. 1d). Častá je sitovitá stavba zŕn pyritu, tzv. idioblastické sito s uzavreninami chalkopyritu, sfaleritu a pod. (obr. 1f). Okrem toho sa vyskytujú drobné zrnká pyritu usporiadané v paralelných pruhoch (obr. 1g), ktoré možno interpretovať ako produkt premeny pyrotínu na pyrit. Malá časť pyritu sa vyskytuje aj v metamorfných žilách.

Obr. 1. a) — Kolomorfne štruktúry pyritu (py), ktoré tvoria globulárne agregáty, sferolity, kôrkové a nátekové agregáty. Nábrus, // N, zv. 160×, foto J. Hurný, b) — Kolomorfne štruktúry pyritu (py). Sivé zrno na okraji patrí sfaleritu (sp). Nábrus, // N, zv. 160×, foto J. Hurný, c) — Sferolit pyritu s radiálne lúčovitou a koncentricky zonálnou stavbou. Nábrus, // N, zv. 160×, foto J. Hurný, d) — Poikiloblastická štruktúra tvorená porfyroblastom metamorfného pyritu, ktorý uzatvára jedince staršieho pyritu. Nábrus, // N, zv. 160×, foto J. Hurný, e) — Narastanie metamorfného pyritu na zrná staršieho pyritu. Nábrus, // N, zv. 160× foto J. Hurný, f) — Štruktúra idioblastického sita, kde porfyroblast pyritu (py) uzatvára chalkopyrit (cp). Nábrus, // N, zv. 100×, foto J. Hurný, g) — Agregát „pórovitého pyritu“, ktorý sa javí produktom hypogénnej premeny pyrotínu na pyrit. Nábrus, // N, zv. 160×, foto J. Hurný, h) — Idiomorfny jedinec arsenopyritu (asp) s lemom drobných agregátov arsenopyritu vo forme „glorioly“. Na okraji je pyrit (py). Nábrus, // N, zv. 160×, foto J. Hurný.

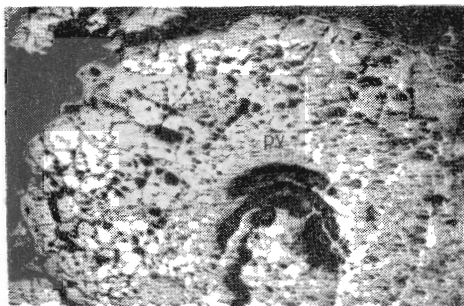
Fig. 1. a. — Colloform pyrite (py) textures forming globular aggregates, spherulites, crustified, reniform and filmy aggregates. Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný, b. — Colloform pyrite (py) textures. Grey grain on rim is sphalerite (sp). Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný, c. — Spherulite of pyrite with radial and concentric zonal structure. Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný, d. — Poikiloblastic texture formed of porphyroblast of metamorphic pyrite which encloses crystal of older pyrite. Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný, e. — Growth of metamorphic pyrite on older pyrite grains. Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný, f. — Texture of idioblastic net in which pyrite (py) porphyroblast encloses chalcopyrite (cp). Polished section, ordinary light, $\times 100$. Photo J. Hurný, g. — Aggregate of „porous pyrite“ which seems to be a product of hypogene alteration of pyrrhotite to pyrite. Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný, h. — Idiomorphic individual of arsenopyrite (asp) rimmed by fine aggregates of arsenopyrite in form of „aureolae“. On the rim is pyrite (py). Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný.



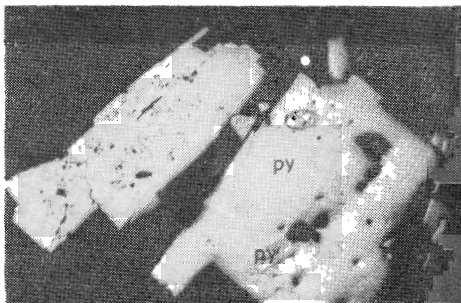
a



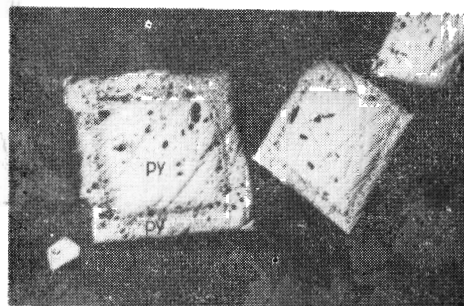
b



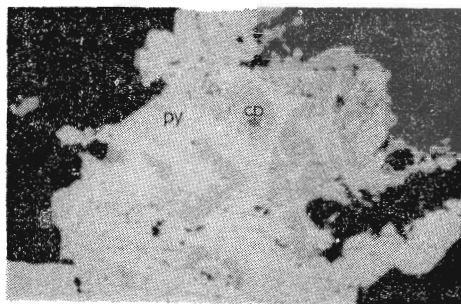
c



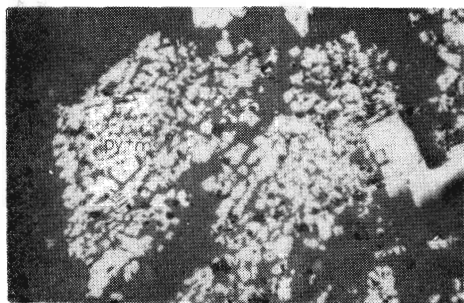
d



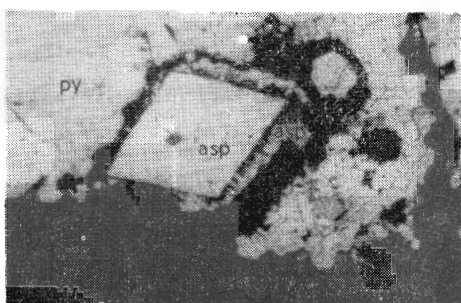
e



f



g



h

Sfalerit je po pyrite najrozšírenejším sulfidickým minerálom. V rudonosných horninách je rozptýlený, alebo sa zhromažďuje do pásikov. Sfalerit v metamorfných žilách býva hrubozrnný a vytvára aj 5 cm veľké agregáty. Je hnedej, tmavohnedej až čiernohnedej farby a je kataklazovaný. V ojedinelých prípadoch sme zistili aj medovožlté zrnká sfaleritu ako výplň mikrotrhliniek v priečných metamorfných žilách.

Zná sú nepravidelné a vytvárajú alotriomorfne štruktúry. Hojné je dvojčatné lamelovanie. Sfalerit býva intenzívne zatláčaný chalkopyritom, galenitom, tetraedritom a bournonitom vo forme zálivkov, žiliek, aj frontálne. S chalkopyritom vytvára emulziovité štruktúry (opísané sú pri chalkopyrite). Časť inklúzií vznikla rozpadom roztokov a časť je nepochybne mladšia.

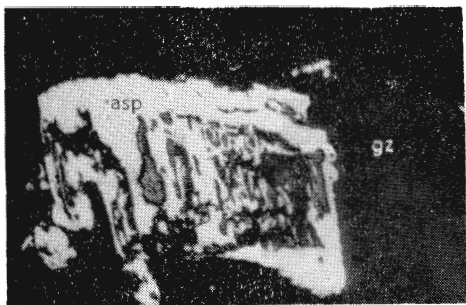
O zistených stopových prvkoch hovoríme v samostatnej časti, preto sa zmienieme len o železe, ktoré izomorfuje Zn v sfalerite a tvorí významné koncentrácie. Najviac zastúpený je sfalerit hnedej a hnedočiernej farby, ktorý obsahuje Fe v rozmedzí 4,99—6,34 %. Obsah Fe je v skutočnosti o niečo nižší a po odpočítaní Fe v chalkopyrite sa pohybuje v rozmedzí 4,60—5,70 %. V žltom sfalerite dosahuje obsah Fe 1,34 %.

Chalkopyrit je jedným z hlavných rudných minerálov. Vyskytuje sa v rudonosných horninách a v menšej miere aj v metamorfných žilách. Tvorí alotriomorfne zrná a jeho štruktúry sa vyznačujú mnohotvárnosťou. Úzko asociuje so sfaleritom, s ktorým vytvára:

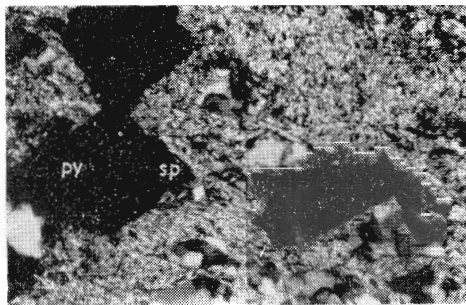
- a) emulziovité štruktúry s chaotickým usporiadaním inklúzií chalkopyritu (obr. 2g);
- b) emulziovité štruktúry s pravidelným usporiadaním inklúzií chalkopyritu,

Obr. 2. a) — Selektívna korózia arzenopyritového zrna kremeňom (gz) a sfaleritom (sp). Nábrus, // N, zv. 100×, foto J. Hurný. b) — Tlakové tieňe sfaleritu (sp) okolo zrna pyritu (py). Výbrus, X N, zv. 32×, foto J. Hurný. c) — Lem rekrystalizovaného kremeňa okolo metakryštálu pyritu. Výbrus, X N, zv. 32×, foto J. Hurný. d) — Ohyb lamiel rekrystalizovaného kremeňa okolo metakryštálu pyritu. Výbrus, X N, zv. 32×, foto J. Hurný. e) — Sfalerit (sp) s orientovanými inklúziami chalkopyritu s prechodom do celistvej masy chalkopyritu (cp). Nábrus, // N, zv. 200×, foto J. Hurný. f) — Časť mikrotrhlín, ktorú vyplňa rutil a karbonát v priečnej metamorfnej žile. Nábrus, // N, zv. 250×, foto J. Hurný. g) — Sfalerit s chaotickými inklúziami chalkopyritu je popretínaný mikrožilkami chalkopyritu v metamorfnej žile. Nábrus II N, zv. 320×, foto J. Hurný. h) — galenit (gn) zatláča sfalerit popretínaný žilkami chalkopyritu v priečnej metamorfnej žile. Nábrus, // N, zv. 250×, foto J. Hurný.

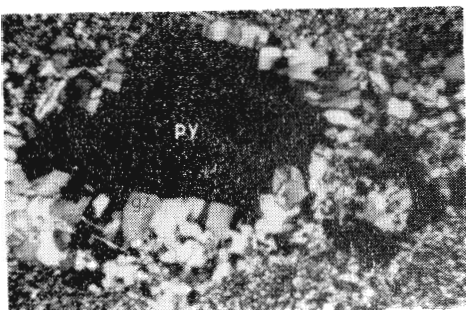
Fig. 2. a. — Selective corrosion of arsenopyrite grain by quartz (z) and sphalerite (sp). Polished section, ordinary light, $\times 100$. Photo J. Hurný. b. — Strain shadows of sphalerite (sp) around pyrite (py) grain. Thin section, crossed nicols, $\times 32$. Photo J. Hurný. c. — Rim of recrystallized quartz around metacryst of pyrite. Thin section, crossed nicols, $\times 32$. Photo J. Hurný. d. — Bend of lamellae of recrystallized quartz around pyrite metacryst. Thin section, crossed nicols, $\times 32$. Photo J. Hurný. e. — Sphalerite (sp) with oriented inclusions of chalcopyrite which pass into solid chalcopyrite mass (cp). Polished section, ordinary light, $\times 200$. Photo J. Hurný. f. — Part of microfissures infilled with rutile and carbonate in a metamorphic cross vein. Polished section, ordinary light, $\times 250$. Photo J. Hurný. g. — Sphalerite with chaotic inclusions of chalcopyrite is transected by microveinlets of chalcopyrite in metamorphic vein. Polished section, ordinary light, $\times 320$. Photo J. Hurný. h. — Galena (gn) replaces sphalerite transected by chalcopyrite veinlets in a metamorphic cross vein. Polished section, ordinary light, $\times 250$. Photo J. Hurný.



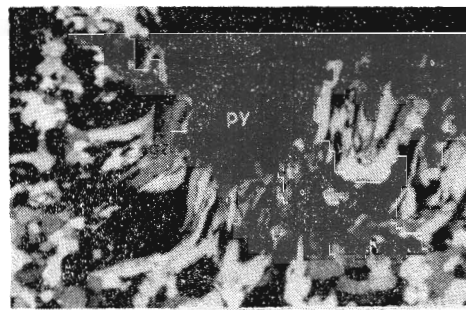
a



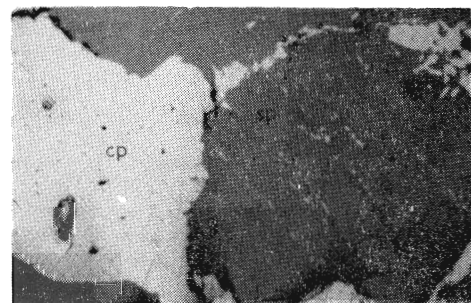
b



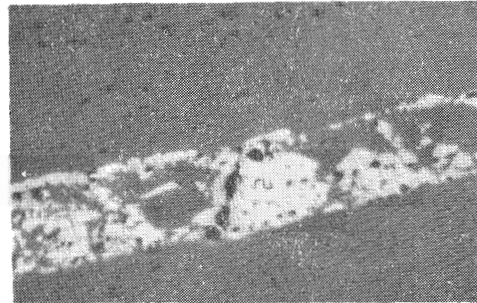
c



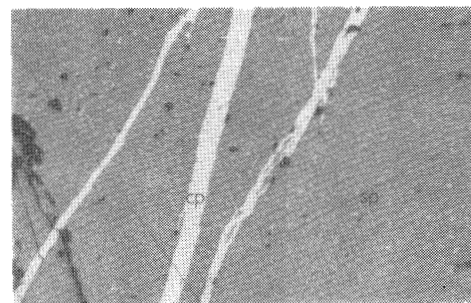
d



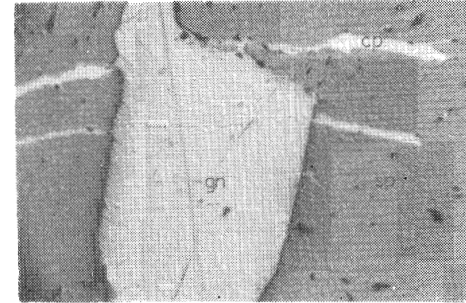
e



f



g



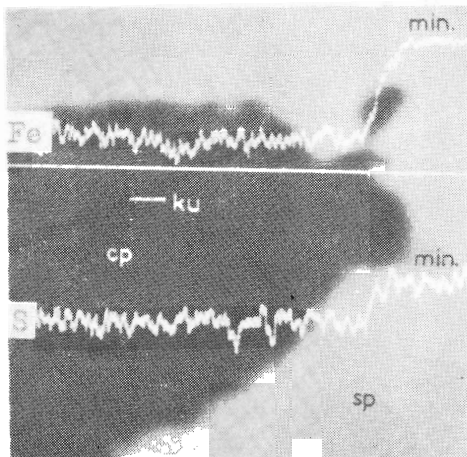
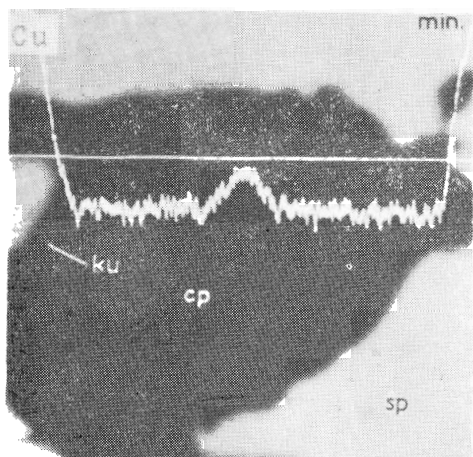
h

ktoré sú usmernené paralelne so smerom štiepatelnosti a vytvárajú systémy ružencových, hviezdicových, kosých až žilkových tvarov (obr. 2e):

c) korozívne štruktúry s reliktnými sfaleritmi v chalkopyrite:

d) mikrožilky chalkopyritu v sfalerite, ktoré sú späté s javmi deformácie (obr. 2g, h).

S tetraedritom tvorí intímne zrasty, príp. tetraedrit zatláča alebo ním prenikajú žilky. Tento vzťah býva aj obrátený, keď chalkopyrit zatláča tetraedrit. Inklúzie chalkopyritu vo sfalerite niekedy obsahujú lamelovité odmiešania kubanitu (obr. 3) ako produkt rozpadu pevného roztoku. Zistili sme aj odmiešania pyrotínu.



Obr. 3. Lamela kubanitu v inklúzii chalkopyritu v sfalerite. Zv. 1200 $\times$, foto J. Krištín

a) — Líniový profil Cu K α , b) — Líniový profil Fe K α a S K α .

Fig. 3. Lamella of cubanite in inclusion of chalcopyrite in sphalerite $\times 1200$. Photo J. Krištín

a. — Line profile of CuK α , b. — Line profile of FeK α and SK α .

Galenit je v sledovanom zrudnení rozšírený minerál. V rudonosných horninách býva rozptýlený a drobnozrnný. V metamorfných žilách tvorí hrubozrnné agregáty v kremeň vo veľkosti až 5 cm. Je dosť kataklazovaný. Na styku s kremeňom možno pozorovať výraznú agresivitu galenitu na kremeň, a to tam, kde plochy kryštálov kremeňa rozbrázdzuje spleť drobných žiliiek a prieniky galenitu do kremeňa.

Tvar zŕn galenitu je nepravidelný, niekedy tvorí lemy a drobné žilky. Zatláča sfalerit, chalkopyrit a tetraedrit vo forme zálivkov alebo frontálne. Býva obklopený bournonitom alebo ho sám obkolesuje a frontálne zatláča. Ojedinele možno pozorovať ohyb trojuholníkových vyštiepenín, čo je znakom tlakovej deformácie.

Arzenopyrit sme v rudonosných horninách zaznamenali ako vedľajší minerál. Vystupuje v jemných pásikoch v kremeň, kde sa striedajú pásiky arzenopyritu a pyritu. Je idiomorfne obmedzený a obklopujú ho sulfidy. Často je kataklazovaný, pričom vzniknuté priestory vyhojuje galenit, chalkopyrit, sfalerit a kremeň. Zistili sme aj prejavy korózie zŕn (obr. 2a). Korózia pre-

bieha od okrajov zrna do centra, pričom ostáva len kostra pôvodne idiomorf-
ného zrna vo forme skeletových štruktúr. Obrastá a obkolesuje pyrit (kryšťa-
lický aj kolomorfný) s markazitom. Bežné sú prejavy blastézy a vznik porfy-
roblastov arzenopyritu. Zistili sme aj štruktúry, v ktorých zrno arzenopyritu
uzatvára chalkopyrit a sfalerit. Bežné je aj narastanie porfyroblastov arzeno-
pyritu na už existujúce idiomorfne jedince arzenopyritu. Inokedy možno po-
zorovať len zrníčka arzenopyritu okolo väčšieho porfyroblastu arzenopyritu
v tvare „glorioly“ (obr. 1h).

Markazit sa vyskytuje spolu s pyritom v miestach, ktoré boli slabšie
metamorfované a kde sa zachovali kolomorfné štruktúry. Možno ho opticky
odlíšiť v odrazenom svetle. Je o niečo belší ako pyrit a má zelenkavý odtieň.
Dvojdráz je pozorovateľný a pri skrížených nikoloch je anizotropný. Vzhľa-
dom na jeho prítomnosť spolu s kolomorfnými štruktúrami možno predpo-
kladať, že bol v primárnych nahromadeninách sulfidov hojnejší. Neskoršie
sa pod vplyvom metamorfných premien štruktúrne premenil na pyrit.

Tetraedrit netvorí v študovanej mineralizácii výrazné koncentrácie. Vše-
obecne možno povedať, že v rudonosných horninách je zastúpený slabšie, ale
v metamorfných žilách býva hojnejší. Asociuje sa chalkopyritom, tvorí lemy,
žilky a zálivky. Ojedinele je táto pozícia opačná. Zatláča ho galenit a na styku
s ním vzniká bournonit ako výsledok ich vzájomnej reakcie (obr. 4). V meta-
morfných žilách tvorí lemy na styku sfaleritu a galenitu. Žilky tetraedritu
v chalkopyrite často obsahujú dyskrazit (obr. 5).

Základné chemické zloženie tetraedritu sme sledovali chemickými analýzami
a bodovými analýzami na rtg. analyzátore. Podľa nízkeho obsahu As (0,04 až
0,85 ‰) a vysokého obsahu Sb (23,85—28,78 ‰) ide o okrajový člen — te-
traedrit. Z ďalších prvkov je výrazne zastúpené Fe (3,28—6,69 ‰) a Zn (2,87 až
4,45 ‰). Možno ho označiť ako železnato-zinočnatý tetraedrit. Zaujímavé je
zistenie, že tetraedrit v rudonosných horninách má vyšší obsah Ag (1,95 ‰),
kým tetraedrit v metamorfných žilách má obsah Ag nižší (0,65 ‰). Spôsobila
to metamorfná diferenciácia, pri ktorej nastáva „vyčistenie“ tetraedritu.
O ostatných zistených prvkoch sa hovorí v samostatnej časti.

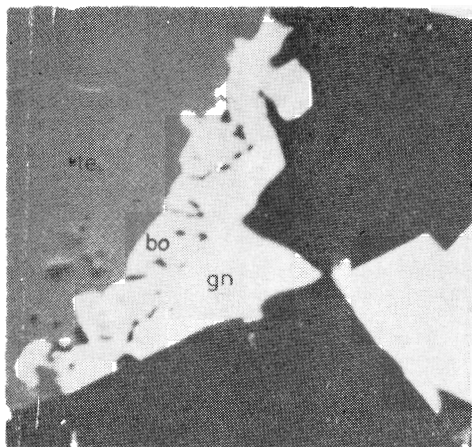
Bournonit je relatívne hojne zastúpený v zrudnených polohách aj v me-
tamorfných žilách. Má oceľovosivú farbu a v porovnaní s tetraedritom vyšší
lesk. V odrazenom svetle je biely so sivým odtieňom. Má vyššiu odrazivosť ako
tetraedrit, ale nižšiu ako galenit. Slabý dvojdráz vidieť v imerzii a pri skrí-
žených nikoloch je anizotropný. Dvojčatné lamelovanie sme nespozorovali. Vy-
tvára lemy a nepravidelné zrná na okraji tetraedritu, ktorý zvyčajne aj zatláča.
Bournonit vzniká často na styku galenitu a tetraedritu ako výsledok ich vzá-

Chemické zloženie bournonitu
Electron Probe Microanalyses of Bournonite

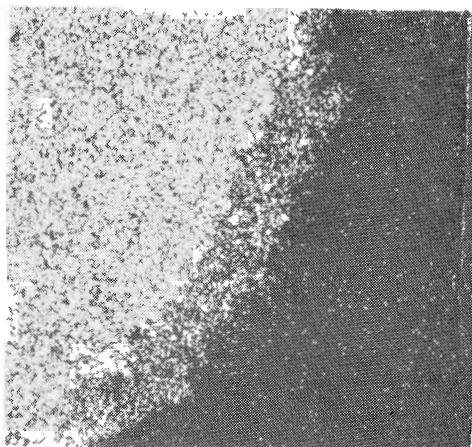
Tab. 3

	Váhové percentá				
	Pb	Sb	Cu	S	Suma
HP-1	42,7	25,6	15,7	17,8	101,8

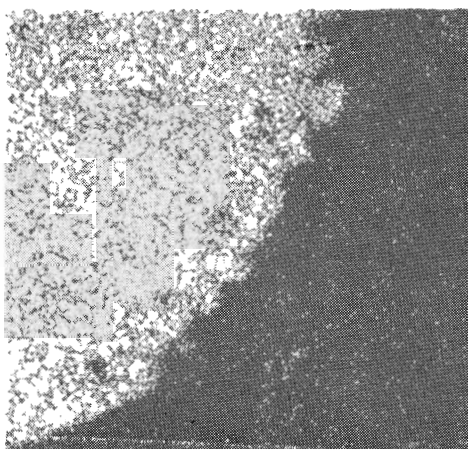
El. mikrosonda JXA 5A, Joel
Analyzoval J. Krištín



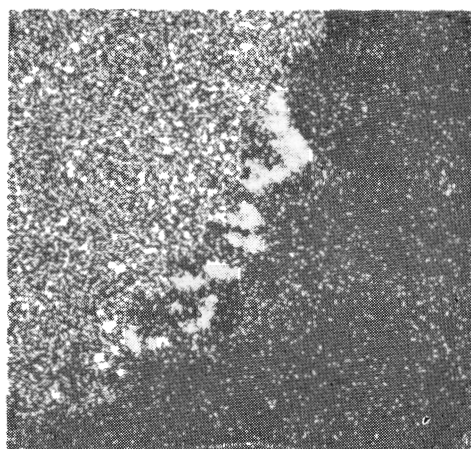
a



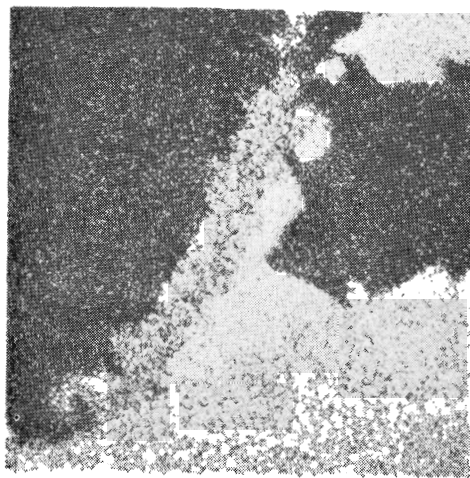
b



c



d



e

Obr. 4. Reakčný lem bournonitu s odmiešaninami sfaleritu na styku galenitu a tetraedritu. Zv. 600 $\times$, foto J. Kristín
a) — Kompozícia, b) — Distribúcia Cu K α .
c) — Distribúcia Sb L α . d) — Distribúcia Zn K α . e) Dvojexpozícia distribúcie Pb L α a As K α .

Fig. 4. Reaction rim of bournonite with segregations of sphalerite at contact with galena and tetrahedrite. $\times 600$. Photo J. Kristín

a. — Composition. $\times 600$. b. — Distribution of Cu K α . c. — Distribution of Sb L α . d. — Distribution of Zn K α . e. — Double exposure of distribution of Pb L α and As K α .

jomnej reakcie, pričom v ňom možno pozorovať jemné inklúzie sfaleritu (obr. 4). Na zistenie chemického zloženia sme použili bodové rtg. mikroanalýzy (tab. 3). Zo zisteného základného chemizmu sme vypočítali kryštalochemický vzorec bournonitu — $\text{Pb}_{1,01}\text{Cu}_{1,21}\text{Sb}_{1,04}\text{S}_{2,74}$. Bournonit bol identifikovaný aj rtg. analýzou. Namerané hodnoty a ich intenzity sú v zhode s tabuľkovými údajmi.

Pyrotín je v študovanom zrudnení zriedkavý. Ojedinelé zrnká pyrotínu sme zistili len mikroskopicky. Pôvodne však bol pravdepodobne dosť rozšírený. Svedčia o tom svojrázne agregáty pyritu a markazitu, ktoré vznikli premenou pyrotínu (obr. 1g).

Ullmannit (NiSbS) patrí v metamorfných žilách k veľmi zriedkavým minerálom. Tvorí samostatné nepravidelne obmedzené zrná alebo agregáty v asociácii s chalkopyritom, sfaleritom a galenitom (obr. 6). Makroskopicky je tmavosivej farby, ma nepravidelný lom a je veľmi krehký. V odrazenom svetle má výraznú bielu farbu, vysokú odrazivosť a je anizotropný. Zatláča ho chalkopyrit a galenit. Pri diagnostickom leptaní reagoval veľmi slabo s FeCl_3 a intenzívne s HNO_3 . Identifikovala ho aj rtg. analýza. Namerané hodnoty d a ich intenzity sú výrazne zhodné s tabuľkovými hodnotami. Základný chemizmus sme merali bodovými rtg. mikroanalýzami (tab. 4). Zo zisteného chemizmu sme vypočítali kryštalochemický vzorec: $(\text{Ni}_{0,95}\text{Co}_{0,07})_{1,02}(\text{Sb}_{0,96}\text{As}_{0,02})_{0,98}\text{S}$.

Chemické zloženie ullmannitu
Electron Probe Microanalyses of Ullmannite

Tab. 4

	Váhové percentá					
	Ni	Sb	S	Co	As	Suma
HP-1	26,3	55,4	15,1	2,1	0,8	99,7

El. mikrosonda JXA 5A, Joel

Analyzoval J. Krištín

Kubanit (CuFe_2S_3) sa vyskytuje sporadicky v odmiešavinách chalkopyritu uprostred sfaleritu v metamorfných žilách. Tvorí lamely, ojedinele aj nepravidelné zrná rozličnej veľkosti a hrúbky, ktoré sa končia na hranici zrna chalkopyritu. V odrazenom svetle je bronzový a ružovožltý a má podobnú odrazivosť ako chalkopyrit. V porovnaní s chalkopyritom má vystupujúci reliéf.

Chemické zloženie kubanitu
Electron Probe Microanalyses of Cubanite

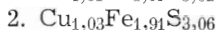
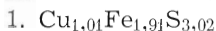
Tab. 5

		Váhové percentá			
		Cu	Fe	S	Suma
1.	HP-1	23,2	38,4	35,6	97,2
2.	HP-1	23,9	39,0	35,9	98,8

El. mikrosonda JXA 5A, Joel

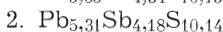
Analyzoval J. Krištín

Základný chemizmus sme zistili bodovými rtg. mikroanalýzami (tab. 5). Z toho sme vypočítali kryštalochemické vzorce:



Sledovaním koncentrácie líniovými profilmi naprieč lamely kubanitu možno odlišiť koncentrácie jednotlivých prvkov (obr. 3). Lúnia Cu pri prechode cez lamelu kubanitu zaznamenáva v porovnaní s chalkopyritom zníženie koncentrácie. Lúnia Fe má pri prechode cez lamelu kubanitu málo výrazné zvýšenie. Lúnia S ukazuje zhodné koncentrácie v chalkopyrite i v kubanite.

Boulangerit ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$) sa vyskytuje vo forme jemných ihličiek na styku kremeňa a tetraedritu v metamorfných žilách. Ihličky sú rozptýlené v kremeň, prenikajú však aj do tetraedritu. Dosahujú hrúbku 0,1 mm a dĺžku 1 mm. V odrazenom svetle je sivobiely a má vysokú odrazivosť. Má slabý dvojdráz a silné efekty anizotropie. Základné chemické zloženie zistili bodové rtg. mikroanalýzy (tab. 6). Z výsledkov sme vypočítali kryštalochemické vzorce:



Váhové množstvá jednotlivých prvkov v analýzach, ako aj vypočítané vzorce sú dosť variabilné, ale svojím zložením sa blížia najviac k boulangeritu.

Chemické zloženie boulangeritu
Electron Probe Microanalyses of Boulangerite

Tab. 6

		Váhové percenta			
		Pb	S	Sb	Suma
1.	HP-1	54,2	15,3	24,9	94,4
2.	HP-1	56,1	16,8	25,6	98,5

El. mikrosonda JXA 5A, Joel
Analyzoval J. Krištín

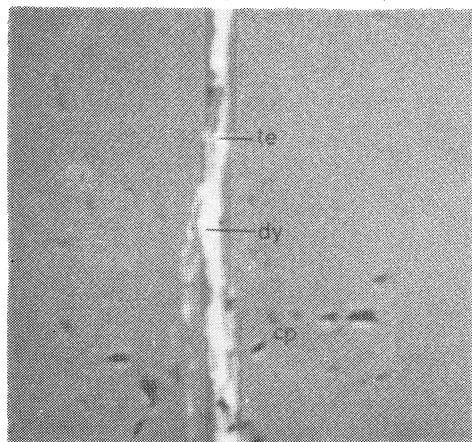
Dyskrazit (Ag_3Sb) tvorí ojedinelé zrnká v tetraedrite na styku s chalkopyritom v metamorfných žilách. Vznikol ako výsledok vzájomnej reakcie chalkopyritu a tetraedritu odmiešaním Ag a Sb. Rozmer zrn neprevyšuje 20 μm . V odrazenom svetle je biely, s krémovým odtieňom. Má veľmi vysokú odrazivosť. Dvojdráz nemožno pozorovať a pri skrížených nikoloch je slabó anizotropný. Kvalitatívnou plošnou analýzou na mikrosonde sme ako hlavné prvky zistili Ag a Sb (obr. 5). Na základe toho sme zrnká identifikovali ako dyskrazit.

Rýdze Au (?) sme zistili vo forme drobných uzavrení žltej farby s veľmi vysokou odrazivosťou v tetraedrite (obr. 7). Rozmer zrn neprevyšuje 5 μm , preto sme ho nemohli bližšie identifikovať. Podľa optických vlastností a spektrálne zvýšeného obsahu Au v tetraedrite možno usudzovať, že ide pravdepodobne o rýdze Au. To sa v submikroskopickú formu pravdepodobne vyskytuje aj v pyrite. Poukazujú na to aj niektoré spektrálne analýzy.

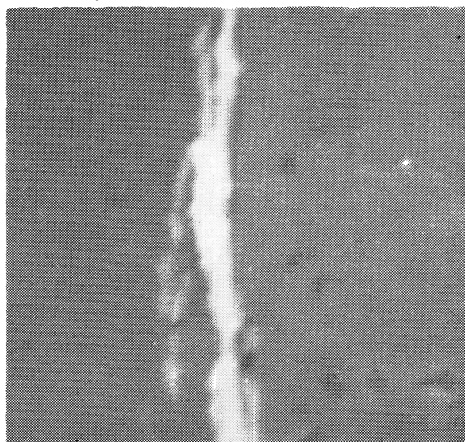
Bi-minerál sme zistili mikroskopicky v galenite, v ktorom tvorí ihličkovité a lamelovité agregáty (obr. 8). Je biely a má odrazivosť podobnú ako

galenit. V porovnaní s galenitom má vystupujúci reliéf. Je slabo anizotropný. Narastá na tetraedrit, chalkopyrit ho pretína. Pomocou laserového mikroanalyzátoru sme zistili ako hlavný prvok Bi. Na základe toho usudzujeme, že ide o Bi-minerál, najskôr Bi-sulfosol (Pb, resp. Pb—Cu).

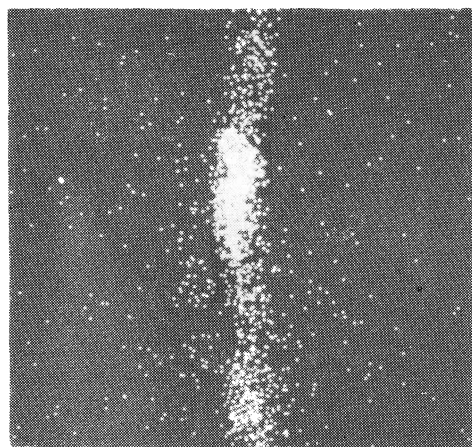
Kremeň je jedným z hlavných minerálov v zrudnení. Vyskytuje sa v rudonosných horninách a je hlavným minerálom metamorfných žíl. V rudonosných horninách je rozptýlený v základnej hmote spolu so sericitom a chloritom a tmelí zrná rudných minerálov. Býva vodovopriezačný, sivobiely a zriedkavo aj mliečnobiely. V metamorfných žilách (prične aj konformne) je výraznej mliečnobilej farby, hrubozrnnitý a kataklazovaný.



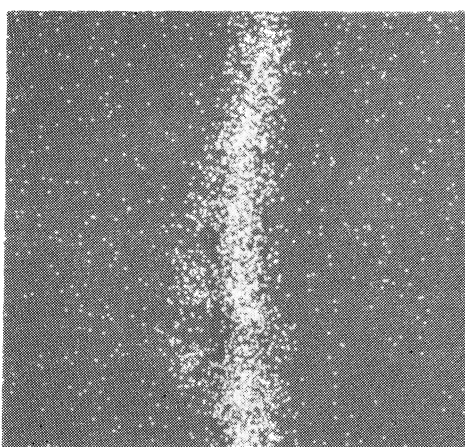
a



b



c



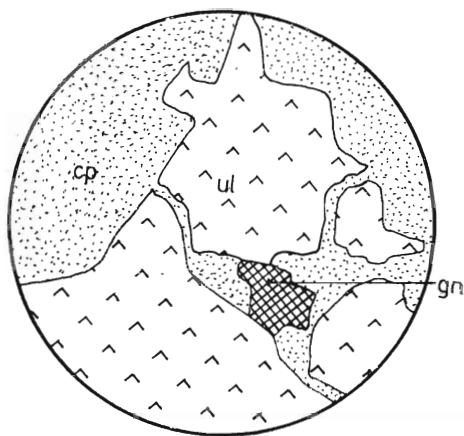
d

Obr. 5. Žilka tetraedritu s odmiešaniami dyskrazitu v chalkopyrite. Foto J. Krištín

a) — Kompozícia, zv. 600×, b) — Kompozícia, zv. 1200×, c) — Distribúcia Ag $L\alpha$, zv. 1200×, d) Distribúcia Sb $L\alpha$, zv. 1200×.

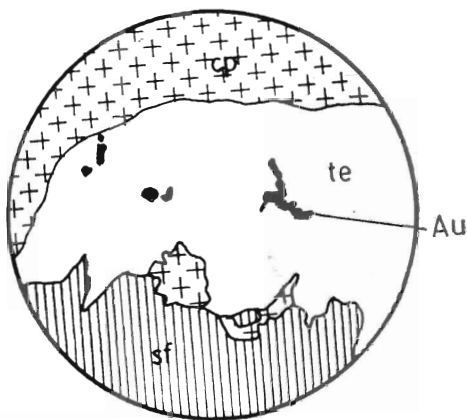
Fig. 5. Veinlet of tetrahedrite with segregations of dyscrasite in chalcopyrite. Photo J. Krištín

a. — Composition, $\times 600$, b. — Composition, $\times 1200$, c. — Distribution of Ag $L\alpha$, $\times 1200$, d. — Distribution of Sb $L\alpha$, $\times 1200$.



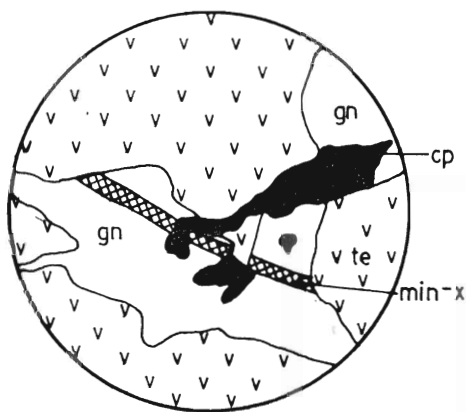
Obr. 6. Zrno ullmannitu (ul) korodované a zatlačované chalkopyritom (cp) a galenitom (gn). Zv. 250 $\times$.

Fig. 6. Grain of ullmannite (ul) corroded and replaced by chalcopyrite (cp) and galena (gn). $\times 250$.



Obr. 7. Nepravidelné zrno rýdzeho Au (?) v tetraedrite (te) na rozhraní sfaleritu (sp) a chalkopyritu (cp). Zv. 630 $\times$.

Fig. 7. Irregular grain of native Au (?) in tetrahedrite (te) on boundary between sphalerite (sp) and chalcopyrite (cp). $\times 630$.



Obr. 8. Lamela Bi-minerálu (min x) v galenite (gn) narastajúca na tetraedrit (te). Celú hmotu pretína žilka chalkopyritu (cp). Zv. 630 $\times$.

Fig. 8. Lamella of Bi mineral (min x) in galena (gn) growing on tetrahedrite (te). Veinlet of chalcopyrite (cp) transects the entire mass. $\times 630$.

Chlorit je horninotvorným minerálom zelených bridlíc. Často sa vyskytuje spolu so sericitom. Okrem toho tvorí hniezda a závalky drobošupinkovitého charakteru v metamorfných žilách.

Sericit je bežne rozptýlený v rudonosných horninách ako horninotvorný minerál. V niektorých miestach sa lokálne nahromadili šupinky sericitu vo forme silno deformovaných paralelných vrstvičiek. Často asociuje s chloritom. Ojedinele tvorí jemný povlak a film v kremeň metamorfných žíl.

Albit je bežný a vytvára aj kvázimonominerálne horniny (albitity), tvorí medzivrstvičky sulfidických póloh s mocnosťou niekoľkých deci-

Chemické zloženie sideritu a kryštalochemické vzorce
Chemical Composition of Siderite and Crystallochemical Formulae

Tab. 7

No	Lokalizácia	Obsah vo váhových percentách						Prepočet na 100 %						
		CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	SiO ₂	Suma	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	Suma
1.	HP-1/133,0	0,78	8,55	42,70	5,03	39,14	0,82	97,02	0,81	8,88	44,38	5,24	40,69	100,00
2.	HP-1/S-1-V/15,0	2,58	14,67	32,00	4,67	40,00	4,67	98,60	2,74	15,54	34,08	4,97	42,67	100,00
3.	HP-1/S-1-V	1,50	14,55	34,24	5,50	41,15	0,85	97,79	1,54	15,01	35,33	5,67	42,50	100,00
4.	HP-1/S-1-V/11,0	2,90	12,20	32,80	2,07	36,97	6,90	93,84	3,34	14,03	37,73	2,38	42,52	100,00
5.	HP-1/ž	0,38	16,96	31,92	7,64	43,10	0,38	100,38	0,38	16,96	31,92	7,64	43,10	100,00
6.	HP-1/ž	0,34	16,74	32,32	7,55	43,00	0,18	100,13	0,34	16,75	32,34	7,55	43,02	100,00

Kryštalochemické vzorce: 1. $(\text{Ca}_{0,02}\text{Fe}_{0,67}\text{Mg}_{0,24}\text{Mn}_{0,07})_{1,00}\text{CO}_3$

2. $(\text{Co}_{0,05}\text{Fe}_{0,40}\text{Mg}_{0,40}\text{Mn}_{0,07})_{1,00}\text{CO}_3$

3. $(\text{Co}_{0,03}\text{Fe}_{0,51}\text{Mg}_{0,38}\text{Mn}_{0,08})_{1,00}\text{CO}_3$

4. $(\text{Ca}_{0,06}\text{Fe}_{0,056}\text{Mg}_{0,37}\text{Mn}_{0,03})_{1,00}\text{CO}_3$

5. $(\text{Ca}_{0,01}\text{Fe}_{0,45}\text{Mg}_{0,43}\text{Mn}_{0,11})_{1,00}\text{CO}_3$

6. $(\text{Ca}_{0,01}\text{Fe}_{0,46}\text{Mg}_{0,42}\text{Mn}_{0,11})_{1,00}\text{CO}_3$

metrov. V malom množstve býva remobilizovaný v metamorfných žilách. Je celistvý, jemne a stredne zrnitý. Často ho znečisťujú drobné žilky kremeňa, jemne dispergovaný pyrit a šupinky sericitu a chloritu. Má sivobielu, ojedinele aj bielu farbu. V mikroskope má optické vlastnosti zodpovedajúce albitu. Dvojčatné lamelovanie sme nespozorovali.

Siderit sa viaže na priečne metamorfné žily. Kvantitatívne nepredstavuje veľké koncentrácie. Vyskytuje sa v asociácii s kremeňom, Fe-dolomitom, apatitom a i. Tvorí jemnozrnné, strednozrnné a hrubozrnné agregáty svetlohnedej a svetložltelhnedej farby. Vyskytuje sa vo forme závalkov, žiliel a výplne dutiniek v kremeň. Chemizmus sme sledovali kvantitatívnymi chemickými analýzami (tab. 7). Z nich sme vypočítali kryštalochemické vzorce. Podľa klasifikácie A. N. Winchella — H. Winchella (1953) možno tieto siderity zaradiť medzi sideroplezity až pistomezity.

Fe-dolomit je v porovnaní so sideritom zastúpený v podstatne menšom množstve. Vyskytuje sa v priečných metamorfných žilách. Býva bielej a sivobielej farby, stredne zrnitý a tvorí závalky a výplň dutiniek v kremeň. Asociuje so sideritom a apatitom. Kvantitatívnymi chemickými analýzami (tab. 8) sme sledovali chemizmus, z čoho sme vypočítali aj kryštalochemické vzorce. Zo získaných výsledkov je jasná prevaha MgO nad FeO, preto ich označujeme ako Fe-dolomity.

No	Lokalizácia	Obsah vo váhových percentách							Prepočet na 100 %					
		CaO	MgO	MnO	FeO	CO ₂	SiO ₂	Suma	CaO	MgO	MnO	FeO	CO ₂	Suma
1.	HP-1/S-1-V/15,0	27,80	14,10	1,58	7,80	43,60	3,90	98,78	29,30	14,86	1,66	8,22	45,96	100,00
2.	HP-1/S-1-V	28,33	14,00	st.	7,80	43,77	3,94	97,84	30,17	14,91	—	8,31	46,61	100,00
3.	HP-1/S-1-V/R-S	25,37	11,60	st.	6,10	36,80	19,78	99,65	31,76	14,52	—	7,64	46,08	100,00

Kryštalochemické vzorce: 1. $\text{Ca}_{1,01}(\text{Fe}_{0,22}\text{Mg}_{0,71}\text{Mn}_{0,04})_{0,97}(\text{CO}_3)_2$
 2. $\text{Ca}_{1,03}(\text{Fe}_{0,22}\text{Mg}_{0,71})_{0,95}(\text{CO}_3)_2$
 3. $\text{Ca}_{1,09}(\text{Fe}_{0,20}\text{Mg}_{0,69})_{0,89}(\text{CO}_3)_2$

Apatit sme zistili v priech-
 ných metamorfných žilách. Tvorí
 ojedinelé zhluky a agregáty veľ-
 ké 1—2 cm v kremeň, niekedy
 spolu s karbonátmi. Agregáty sú
 hrubozrnné, kryštalicke tvary
 sme nespozorovali. Je biely a
 bledoružový s modrofialovým
 odtieňom. Identifikovali sme ho
 rtg. analýzou ako minerál zo
 skupiny apatitu. Zvýšený obsah
 fluóru (2,45 %) a znížený obsah
 chlóru (0,70 %) zistený chemi-
 ckou analýzou hovoria, že ide
 o fluórapatit. Pri osvecovaní
 kremíkovou UV lampou s vlnou
 dĺžkou 366 nm sme spozo-
 rovali luminescenciu ružovkast-
 tých odtieňov.

Rutil sa vyskytuje spora-
 dicky v zrudnených polohách.
 V relatívne väčšom množstve sa
 zistil v metamorfných žilách ako
 výplň mikrotrhliniek (obr. 2f).
 Makroskopicky je tmavohnedý,
 hnedozelený až čierny. Agregáty
 sú ihličkovité, vzájomne popre-
 rastané a tmelené kremeňom,
 sideritom a Fe-dolomitom. Iden-
 tifikácia sa opiera o údaje rtg.
 analýzy. Chemickou analýzou
 sme zistili TiO₂ (95,20 %), Fe₂O₃
 (1,23 %) a FeO (0,20 %).

Stopové prvky v mineráloch

Distribúciu stopových prvkov
 v mineráloch sme sledovali za
 účelom geochemickej charakte-
 ristiky zrudnenia a na zistenie
 geochemických zvláštností. Na to
 sme použili kvantitatívne chemi-
 cké analýzy, semikvantitatívne
 spektrálne analýzy a údaje bo-
 dových rtg. mikroanalýz. Použi-
 tými metódami sa nám podarilo
 získať údaje o koncentracii Au,
 Ag, Bi, As, Ni, Co, Cd, In, Ga,

Tl, Ge. Okrem spomenutých prvkov možno na základe analógie iných kýzových a kýzovo-polymetalických ložísk u nás (J. Babčan — J. Ilavský 1966) a s ohľadom na zvýšený obsah galenitu očakávať aj zvýšený obsah selénu, resp. telúru, čo bude predmetom ďalšieho výskumu.

Spôsob výskytu stopových prvkov v zrudnení je rozmanitý. Niektoré prvky sú prítomné vo forme drobných minerálnych inklúzií, iné tvoria izomorfnú prímes.

Zlato sme zistili vo forme ojedinelých zrníčok rýdzeho Au mikroskopickej veľkosti v tetraedrite. Okrem toho semikvantitatívne spektrálne analýzy zaznamenali Au v kolomorfnom pyrite, arzenopyrite a tetraedrite. Koncentrácie dosahujú rádovo $n \cdot 10^{-3}$ ‰. Analyticky zaznamenané Au predstavuje pravdepodobne jemne dispergované submikroskopické častice rozptýlené v mineráloch. Keď berieme do úvahy ťažkú buditeľnosť Au pri spektrálnej analýze, možno predpokladať, že koncentrácie budú ešte vyššie.

Striebro tvorí samostatný minerál dyskrazit. Ten je však zastúpený nepatrne a neviaže na seba hlavnú časť prítomného Ag. Najvýraznejšie akumulácie Ag sa viažu vo forme prímiesi v tetraedrite (0,003—2,115 ‰), galenite (0,052—0,200 ‰), chalkopyrite (0,023—0,083 ‰), sfalerite (0,01—0,032 ‰) a bournonite ($n \cdot 10^{-1}$ ‰). Časť striebra zistená v tetraedrite patrí zrnkám dyskrazitu a časť je prítomná vo forme izomorfných prímiesi. Podobne je to aj v bournonite. Striebro v galenite patrí sčasti mechanickým, ale väčšia časť je vo forme izomorfných prímiesi. Keďže galenit tvorí významné koncentrácie, je táto časť Ag najdôležitejšia.

Bizmut tvorí samostatný minerál Bi. Okrem toho sa zaznamenal v galenite (0,007—0,050 ‰), čo predstavuje najskôr mechanické prímiesi. Významné koncentrácie sú v ullmannite ($n \cdot 10^{-1}$ ‰) a tetraedrite ($n \cdot 10^{-1}$ — $n \cdot 10^{-3}$ ‰), kde Bi izomorfuje Sb. V malých množstvách ($n \cdot 10^{-2}$ — $n \cdot 10^{-3}$ ‰) sa zistil v pyrite, sfalerite, apatite a arzenopyrite, v ktorých je vo forme mechanických prímiesi.

Arzén tvorí v študovanom zrudnení významné koncentrácie a vstupuje do zloženia arzenopyritu ako hlavný prvok. Okrem toho je prítomný v tetraedrite (0,04—0,85 ‰), ullmannite (0,8 ‰), bournonite ($n \cdot 10^{-2}$ ‰), kde izomorfuje Sb. Bol zistený aj v pyrite (0,09—0,49 ‰) a chalkopyrite ($n \cdot 10^{-2}$ — $n \cdot 10^{-3}$ ‰), čo spôsobujú mechanické prímiesi.

Nikel tvorí samostatný sulfoantimonid — ullmannit. V zrudnení celkove netvorí väčšie koncentrácie. Zaznamenali sme ho v tisícinách percenta v arzenopyrite, chalkopyrite a siderite. V pyrite je prítomný v rozmedzí 0,02—0,046 ‰. Ojedinelé zvýšené koncentrácie (do $n \cdot 10^{-1}$ ‰) v pyrite, galenite a sfalerite spôsobuje prímes ullmannitu.

Kobalt sa vyskytuje vo forme prímiesi v rade minerálov. V ullmannite dosahuje až 2,1 ‰, kde izomorfuje Ni. Zistené koncentrácie v pyrite (0,002—0,010 ‰), chalkopyrite ($n \cdot 10^{-3}$ ‰) a sfalerite ($n \cdot 10^{-1}$ — $n \cdot 10^{-3}$ ‰) sú heterogénneho pôvodu.

Kadmium tvorí významné koncentrácie vo sfalerite (0,10—0,195 ‰). Izomorfne v ňom zastupuje zinok. Malé množstvá sú v chalkopyrite (0,004 ‰), v tetraedrite ($n \cdot 10^{-3}$ ‰), galenite ($n \cdot 10^{-3}$ ‰), pyrite ($n \cdot 10^{-2}$ ‰) a arzenopyrite ($n \cdot 10^{-3}$ ‰).

Indium je veľmi zriedkavý prvok. Bol zaznamenaný systematicky vo sfalerite, rádovo v stotínach a tisícinách percenta. Ojedinele je v pyrite a chalko-

pyrite ($n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$). Prítomnosť india súvisí s jeho geochemickou spätosťou s Cu, Zn, Fe.

Gálium sa vyskytuje systematicky v malých koncentráciách v pyrite, chalkopyrite, siderite a arzenopyrite ($n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$). Ojedinele bol aj v galenite, boulanderite, Fe-dolomite, apatite a albite ($n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$). Významnejšie koncentrácie sa zistili vo sfalerite (0,021—0,027 ‰).

Tálium sme zistili v pyrite priemerne v tisícinách percenta. Pyrit sa javí ako minerál-koncentrátor. Je zaujímavé, že sa koncentrácie viažu na kolomorfný pyrit. To korešponduje so zistenými údajmi na iných kýzových ložiskách (N. D. Sindejeva — M. S. Vorobjeva 1966), pri ktorých sa spôsob väzby vysvetľuje sorpciou.

Germanium má v analyzovaných mineráloch nízky obsah vyznačujúci sa značnou variabilitou. Bolo zistené v galenite ($n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$) a v tetraedrite ($n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$). V pyrite, sfalerite a chalkopyrite je prítomné ako problematický prvok.

Štruktúrne a textúrne znaky mineralizácie

Pri štúdiu genézy pyritových a pyritovo-polymetalických ložísk sú popri tektonických, litologických, stratigrafických a morfológických kritériách dôležité štruktúrno-textúrne znaky zrudnenia. Odrážajú špecifické podmienky zložitej histórie tvorby a premeny zrudnenia, a preto sú predmetom detailného korelačného štúdia. Dešifrovanie procesu tvorby týchto rúd v nedávnom čase sťažovala skutočnosť, že neexistovala rovnaká predstava o ich metamorfóze (T. N. Šadlun 1950). Postupne sa náhľady na metamorfózu rúd stabilizovali a poukazovalo sa na to, že ak existuje metamorfóza rudonosných hornín, muselo sa to prejavíť aj metamorfózou rúd (A. G. Betehtin et al. 1958, T. N. Šadlun 1959). V tom zmysle postihujú metamorfné premeny všetky zložky hornín, teda aj sulfidy, ba tie sú na faktory metamorfózy citlivejšie (A. A. Marakušev 1973). Základné kritériá pre štruktúrno-textúrne znaky rozpracoval nedávno A. A. Betehtin et al. (1964), R. L. Stanton (1964), N. L. Markham (1968), R. L. Stanton — H. Gorman (1969), F. M. Vokes (1969), A. Mookherjee (1970), J. Havelka (1972a, b), R. Sen — A. D. Mukherjee — A. K. Bannerjee (1973) a i. O ich závery sme sa pri štúdiu opierali aj my.

Študované zrudnenie má charakteristické štruktúrno-textúrne znaky, ktoré sú na ložiskách tejto formácie známe. Základný obraz sme získali makroskopickým a mikroskopickým štúdiom priestorových vzťahov minerálov a minerálnych asociácií. Zistené znaky sa v zmysle N. L. Markhama (1968) rozdelili na primárne a sekundárne.

Primárne textúrne a štruktúrne znaky

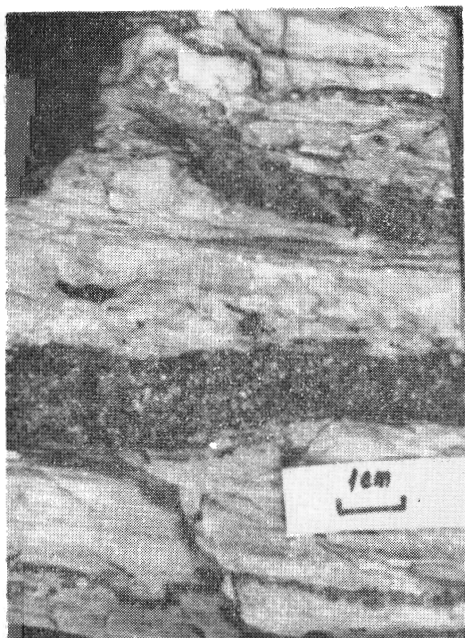
Sú to predmetamorfné znaky a predstavujú relikty primárnej stavby. Pri genetickej interpretácii sú najdôležitejšie, pretože odrážajú prvotné hromadenie rudného materiálu. Na základe známych kritérií sa niektoré primárne znaky interpretujú jednoznačne (vrstvité textúry, gradácia zvrstvenia a pod.). V iných prípadoch je v otázke ich pôvodu nejednotnosť, pretože môžu byť výsledkom činnosti rozličných geologických procesov.

1. Vrstvovité textúry sú v študovanom zrudnení dosť rozšírené. Charakterizuje ich striedanie vrstvičiek rúd s medzivrstvičkami rudonosných hornín (obr. 9). Rudné vrstvičky sa skladajú hlavne zo sulfidov a ich mocnosť sa pohybuje v rozmedzí 0,5—10 cm. Typická je vytrvalosť mocnosti a stabilita zloženia v horizontálnom smere. Vo vertikálnom smere možno pozorovať variabilitu minerálneho zloženia. Rudný materiál a rudonosné horniny majú syngenetický vzťah a sú to sedimentárne štruktúry.

2. Páskovité textúry možno zaznamenať mikroskopicky, ojedinele aj makroskopicky. Pozostávajú zo striedania minerálov usporiadaných do páskov. Najvýraznejšie sa uplatnili pri striedaní páskov pyritu a arzenopyritu. Ich genetická interpretácia nie je jednoznačná. Ich vznik je pravdepodobný pri sedimentárnych alebo pri metasomatických procesoch. V ojedinelých prípadoch sa uvádza aj vznik v dôsledku metamorfnej diferenciácie.

3. Vtrúsené textúry sú vcelku najbežnejšie. Typické je nepravidelné usporiadanie zŕn rudných minerálov (najviac pri pyrite) v hornine. Predpokladáme, že vznikli v procesoch primárnej akumulácie (sedimentárne alebo metasomatické), hoci otázka ich vzniku je otvorená.

4. Brekciovité textúry sú pozorovateľné makroskopicky a zistili sa ojedinele ako reliktové textúry. Skladajú sa z úlomkov hornín alebo kremeňa, kde sa v tmeliacej hmote najviac uplatnili sulfidy. Úlomky sú v centrálnej časti rudných vrstvičiek. Vzhľadom na ich pozíciu ide pravdepodobne o úlomky vulkanogénneho materiálu obalené sulfidmi. Vzťah rudného materiálu a rudonosných hornín môže byť syngenetický (pyroklastiká a rudný materiál sa hromadili v procesoch sedimentácie) alebo epigenetický (impregnovanie nespevnených pyroklastík plynohydrotermami, ktoré postupovali v širokom fronte do vhodných litologických horizontov).

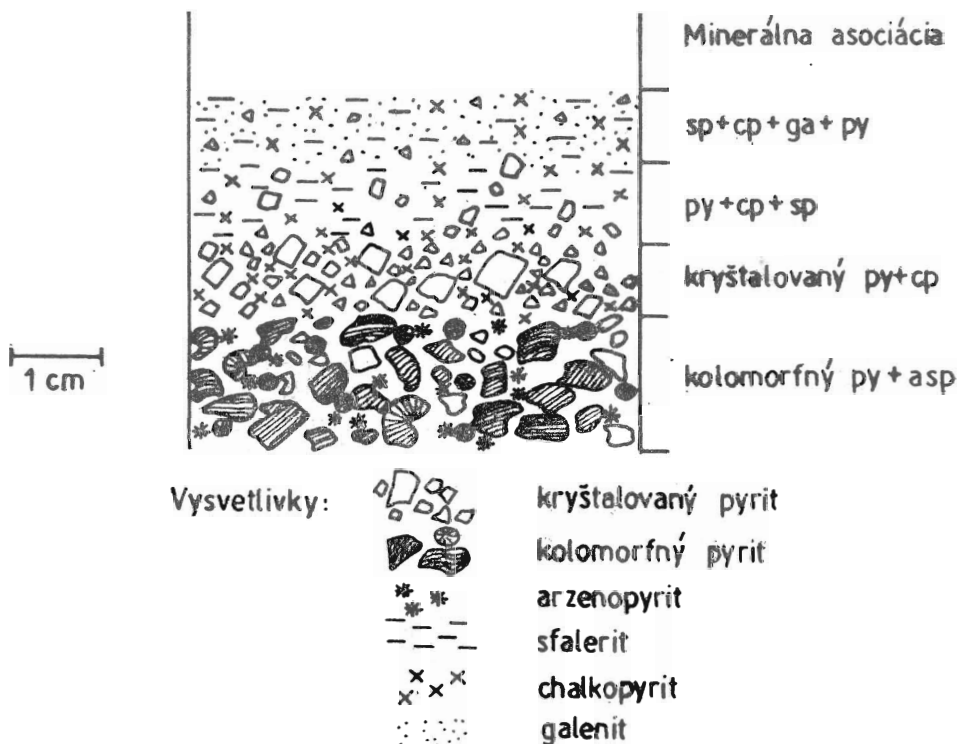


5. Gradácia zvrstvenia a rytmickosť sedimentácie sa prejavujú kvalitatívnou zmenou rudných minerálov vo vrstvičke a ubúdaním veľkých zŕn sulfidov vo vertikálnom smere (obr. 10). Vertikálna sekvencia minerálnych asociácií odráža postupnosť vylučovania v rámci rudného rytmu.

6. Kolomorfné štruktúry sú dosť rozšírené najmä pri pyrite. Podľa morfo-

Obr. 9. Vrstvovitá textúra tvorená striedaním rudných (pyritovo-sfaleritovo-chalkopyritovo-galenitová asociácia) a nerudných vrstvičiek. Foto K. Hegenbart.

Fig. 9. Layered texture composed of alternation of ore layers (pyrite — sphalerite — chalcopyrite — galena association) with nonmetallic layers. Photo K. Hegenbart



Obr. 10. Gradácia zvrstvenia a vertikálna sekvencia minerálnych asociácií v rámci rudného rytmu

Fig. 10. Graded bedding and vertical sequence of mineral associations within ore rhythm

logických odlišností (L. M. Lebedev 1965) možno vyčleniť globuly, globulity, sferolity, koncentricky zonálne a radiálne lúčovité agregáty, kôrkovité a obličkové agregáty, alebo ide o ich kombináciu, ktorá je najčastejšia (obr. 1a, b, c). Na ich pôvod sú dve skupiny náhľadov. Časť autorov spája ich vznik s koloidnými roztokmi (W. Lindgren 1935, A. G. Betechtin 1950, L. M. Lebedev 1965, N. S. Skripčenko 1967 a i.), ktorých koaguláciou vznikli kolomorfné štruktúry. Druhá názorová skupina nepokladá kolomorfné štruktúry za dôkaz ich koloidného pôvodu. Existujú príklady z ložísk, kde je prítomnosť koloidných roztokov vylúčená, a kolomorfné štruktúry sa vyskytujú (D. V. Rundkvist 1958, D. P. Grigorijev 1961). Rad experimentálnych údajov potvrdzuje vznik kolomorfných štruktúr z pravých roztokov. E. Roedder (1968) na základe mnohých príkladov dokazuje, že vznikajú z pravých roztokov vyznačujúcich sa vysokým stupňom presýtenia. Pri rapidnej zmene fyzikálno-chemických podmienok vzniká veľké množstvo kryštalizačných zárodkov a spontánna kryštalizácia rudného materiálu s kolomorfnými štruktúrami. Vhodným miestom na ich vznik je v našom prípade styk postupujúcich plynohydroteriem s morskou vodou na dne panvy alebo v blízkosti povrchových častí nespevnených pyroklastík, kde presakovala morská voda.

Zahrňajú všetky zmeny textúr a štruktúr už existujúceho zrudnenia. Premeny sa začali procesmi diagenézy a litifikácie. Najevidentnejšia je regionálna metamorfóza (vo fácií zelených bridlíc). Eventuálny vplyv hydrotermálnych roztokov (sideritovo-kremeňovo-sulfidická formácia a i.) je pravdepodobný len v metamorfných žilách. Premeny neprebehli naraz, ale boli viacaktové a sú výsledkom niekoľkonásobne sa opakujúcich procesov. Sú zaznamenané fenomény deformácie, rekryštalizácie a remobilizácie.

1. Deformačné fenomény predstavujú všetky zmeny štruktúr a textúr zrudnenia v dôsledku pôsobenia jednosmerného tlaku. Pohybom jednotlivých častí sa pretvára vnútorná stavba a podľa povahy ich možno rozdeliť na plastické a klastické. V študovanom zrudnení sme zaznamenali:

a) Vrásové textúry. Sú späté s plastickou deformáciou za vzniku vrásových deformácií. Možno ich pozorovať najmä v častiach, kde sú vrstvité a pási-kové textúry zrudnenia (obr. 11, 12, 13).

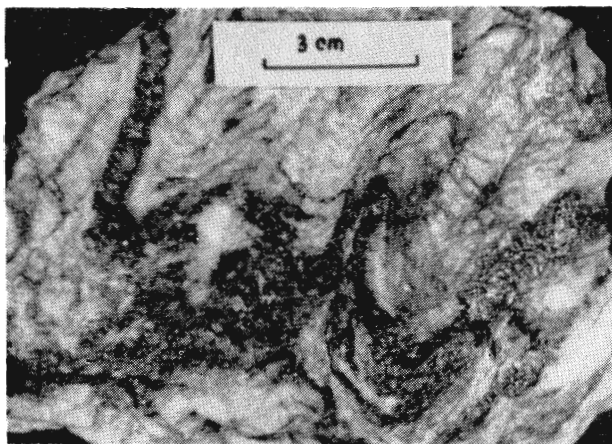
b) Kataklastické štruktúry. Prejavujú sa pri krehkých mineráloch (pyrit, arzenopyrit), a to najmä pri väčších jedincoch. Tektonické pohyby sa prejavujú drvením a šmykovou kataklázou. Vzniknuté priestory vyplňajú mobilnejšie sulfidy a kremeň.

c) Vznik priečných trhlín. Je spätý s doznievaním tektonických pohybov. Ich vyplnením vznikli metamorfné žily tzv. alpského typu.

d) Vznik mikrotrhliniek. Prebiehal až pri relatívnom tektonickom pokoji po vzniku metamorfných žíl. Mikrotrhlinky sú v kremeň, sfalerite, galenite a i. Vyhojuje ich rutil, chalkopyrit, tetraedrit a pod. (obr. 2f, g, h, 5).

2. Rekryštalizačné fenomény sú výsledkom metamorfných premien, pri ktorých sa mení veľkosť, orientácia a tvar zŕn, nastávajú polymorfné premeny, pričom sa pôvodné zloženie nemení. Prebiehajú na mieste a pohyb minerálov zapríčiňuje vzájomné pôsobenie minerálov počas rastu zŕn v pevnom stave. V študovanom zrudnení sme zaznamenali:

a) Rekryštalizácia sulfidov a rast metakryštálov. Je to najcharakteristickejší znak zrudnenia. Prejavuje sa rekryštalizáciou rudného materiálu (hlavne pyritu a markazitu), pričom sa ich pôvodný charakter stráca. Sú výsledkom



Obr. 11. Vrásové textúry stratiformného zrudnenia s pyritovo-sfaleritovo-chalkopyritovo-galenitovou asociáciou. Foto K. Hegenbart.

Fig. 11. Fold structures of stratiform mineralization with pyrite — sphalerite — chalcopyrite — galena association. Photo K. Hegenbart.

kryštalizačnej sily minerálov pri ich synkinetickom raste. Evidentné sú najmä v prípade kolomorfných štruktúr, ktoré sa zachovali v centrálnych častiach porfyroblastov alebo glomeroblastov. Možno pozorovať idioblasty, hypidioblasty, xenoblasty alebo ich zárodky. Hojne sú rozšírené štruktúry „idioblastické sito“ s inklúziami sfaleritu, chalkopyritu a tetraedritu v pyrite (obr. 1d, e). Ojedinele vidieť drobné zrnká pyritu uzavreté v porfyroblaste toho istého minerálu a vytvárajúce poikiloblastické štruktúry (obr. 1f).

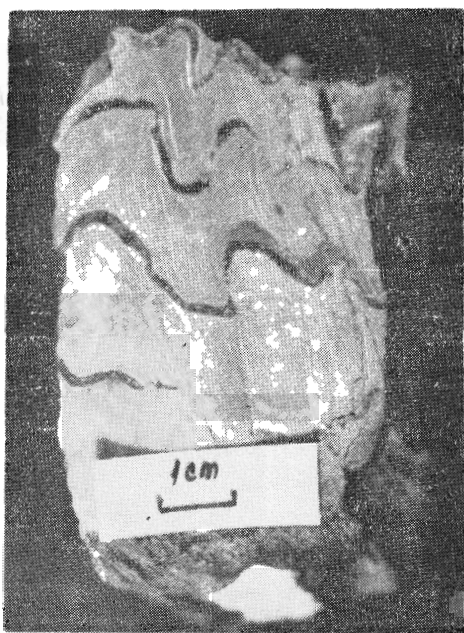
b) Rekryštalizácia kremeňa okolo metakryštálov. Je pozorovateľná v prechádzajúcom svetle na styku novotvaru a okolitej horniny. Kremeň narastá kolmo na pyritové zrno a tvorí steblá a lamelky (obr. 2c). Niekedy možno pozorovať ohýbanie lamiel (obr. 2d).

c) Prednostná orientácia a paralelný rast minerálov. Sú výsledkom pôsobenia čiastočnej rotácie zŕn (pyrit) a pohybu pozdĺž existujúcich plôch foliácie. Podobne došlo k paralelnému rastu sľudnatých minerálov.

d) Hypogénna premena pyrotínu na pyrit a markazit. Prejavuje sa v tvare jemných zrníek a chumáčikov usporiadaných paralelne a subparalelne v smere bazálnej odľučnosti pyrotínu (obr. 1g). Sú pravdepodobne výsledkom premeny počas metamorfných procesov.

3. Remobilizačné fenomény sú výsledkom pohybu minerálov počas tektonických a metamorfných procesov, ktoré viedli k ich redepozícii. Ide o proces mobilizačnej migrácie (A. Mookherjee 1970), pri ktorej nastáva premiestňovanie mobilnejších minerálov. V študovanom zrudnení sme zaznamenali:

a) Hromadenie minerálov v tlakových tieňoch. Prejavuje sa akumuláciou galenitu, sfaleritu a chalkopyritu na okrajoch pyritových zŕn (obr. 2b). Je podmienené tlakovými deformáciami, pri ktorých mobilizovaný materiál migruje a znovu sa ukladá na okrajoch veľkých zŕn (pyrit) v miestach odľahčenia.



b) Korozívne štruktúry. Prejavujú sa selektívnou koróziou zŕn (najmä arzenopyrit).

c) Konformné metamorfné žily a sekrečné šošovky. Sú späté s metamorfnými deformáciami a zodpovedajú raným tektonickým mobilizátorom (J. Havelka 1974a, b). V procese ich vzniku sa premiestňujú menej stabilné

Obr. 12. Vrásové textúry stratiformného zrudnenia s rudnými vrstvičkami, ktoré tvorí pyritovo-chalkopyritová asociácia. Foto K. Hegenbart.

Fig. 12. Fold structures of stratiform mineralization with thin ore layers composed of pyrite-chalcopyrite association. Photo K. Hegenbart.

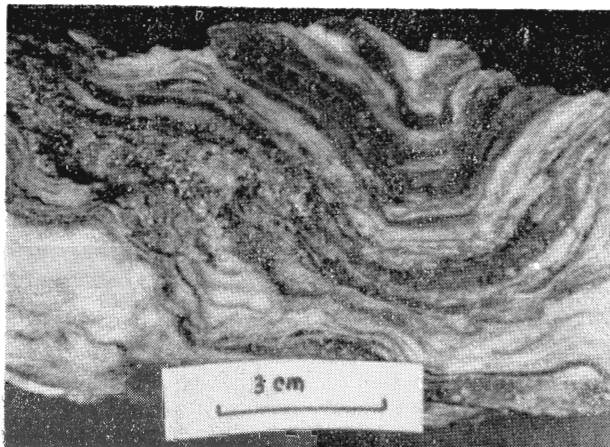
zložky. Tie sa ukladajú na odľahčených a priotvorených častiach vrás pozdĺž existujúcich plôch foliácie. Minerálnu výplň tvorí kremeň s hniezdami galenitu, sfaleritu a chalkopyritu.

d) Priechne metamorfné žily. Vznikajú v puklinách a trhlinách v štádiu doznievania tektonických pohybov a zodpovedajú neskorým tektonickým mobilizátorom (J. Havelka 1974a, b). Majú charakter ostro ohraničených žíl malej mocnosti (0,5—20 cm) a označujú sa aj ako žily alpského typu. Minerálnu výplň tvorí kremeň s hniezdami galenitu, sfaleritu, chalkopyritu, karbónátov, apatitu, rutilu a pod. (obr. 14, 15). Zloženie sulfidov v žilách je zhodné so zložením sulfidov v okolitých horninách. V prípade, že žila prebieha v nezrudnených častiach, sulfidy sa v žile nevyskytujú. Prítomnosť sideritu a Fe-dolomitu (ich chemizmus korešponduje s chemizmom týchto minerálov v hydrotermálnych žilách) a tiež ullmannitu, boulangeritu, Bi-minerálu a dyskrazitu poukazuje aj na možnú účasť juvenilných roztokov pri ich vzniku. Keďže medzi vznikom žíl alpského typu a hydrotermálnych žíl nie je ostrá hranica, je ich odlíšenie založené len na prítomnosti alebo neprítomnosti zložiek, ktoré prinášajú juvenilné roztoky. Základné prvky spomenutých minerálov v metamorfných žilách sú okrem toho prítomné v rozptýlenej forme ako stopové prvky v mineráloch rudonosných hornín. Preto je pravdepodobnejšie, že vznikli metamorfným prepracovaním.

e) Vznik nových minerálov z prvkov dispergovaných v základných mineráloch je spätý s metamorfným prepracovaním zrudnenia. Výraznú migračnú schopnosť Au a Ag v procesoch metamorfózy udáva A. A. Marakušev (1973). Analyzovaný pyrit, arzenopyrit a tetraedrit vykazoval i Au v malých množstvách. V metamorfných žilách sme zaznamenali drobné zrnká rýdzeho Au. Podobne tetraedrit v rudonosných horninách pri meraní bodovými rtg. mikroanalýzami obsahuje 1,95 % Ag, zatiaľ čo tetraedrit v metamorfných žilách len 0,65 % Ag, ale s drobnými inklúziami dyskrazitu.

Genetické aspekty zrudnenia

Otázke vzniku pyritovo-polymetalického zrudnenia v tejto oblasti sa už pozornosť venovala. Na základe charakteristickej spätosti zrudnenia s obzormi



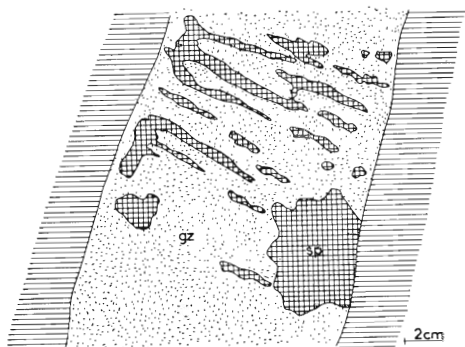
Obr. 13. Vrásové textúry stratiformného zrudnenia s pyritovo-sfaleritovo-galenitovo-chalkopyritovou asociáciou. Foto K. Hegenbart.

Fig. 13. Fold structures of stratiform mineralization with pyrite — sphalerite — galena — chalcopyrite association. Photo K. Hegenbart.

vulkanogénnych hornín sa závislosť tvorby od vulkanickej činnosti pokladá za dostatočne dokumentovanú (P. Grecula 1972). V súvislosti s tým sa vyslovil náhľad o ich exhalačno-sedimentárnom pôvode v zmysle Ch. Oftedahl (1958). Z opisu štruktúr a textúr stanovili L. Drnzíková — K. Mandáková (1968) polygénny, resp. exhalačno-sedimentárno-metamorfogénny typ zrudnenia. Za rozhodujúce pritom pokladajú prítomnosť kolomorfnych štruktúr, hoci ich genetická interpretácia nie je jednoznačná. Podobne problematike sa z časového hľadiska javí aj vymedzenie siedmich generácií pyritu.

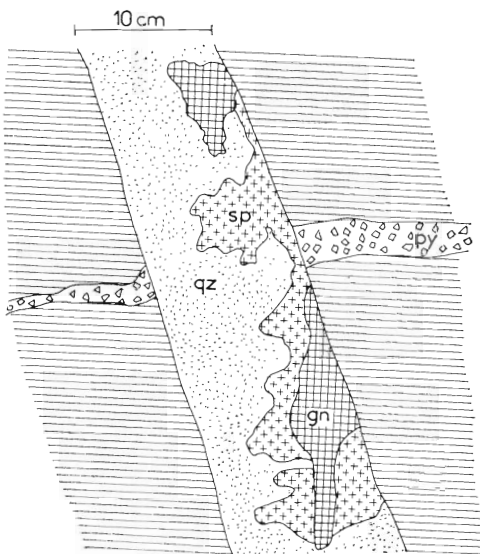
Pri štúdiu sme analýzou štruktúr a textúr mineralizácie vyčlenili primárne a sekundárne znaky. Na stanovenie genézy sú dôležité primárne znaky, lebo odrážajú proces prvotného hromadenia rudného materiálu. Niektoré primárne znaky majú jasne sedimentárny charakter a svedčia o exhalačno-sedimentárnom alebo o sedimentárnom pôvode. V prípadoch, kde nie je genetická interpretácia jednoznačná, môže byť ich vznik výsledkom rozličných geologických procesov.

Stratiformný charakter (väzba na litologicko-stratigrafický horizont bez ohľadu na genézu) a súvislosť zrudnenia s vulkanizmom poukazuje na jeho heterogénny charakter v zmysle V. I. Smirnova (1968), P. Greculu (1972) a J. Havelku (1974a). Ten možno v modifikovanej úprave zhrnúť takto: Vulkanická aktivita spôsobila vznik vulkanogénnych hornín a mineralizovaných plynohydroteriem, ktoré sú derivátmi spoločnej magmy. Časť postupujúcich plynohydroteriem môže na svojej ceste vytvoriť subvulkanické rudné telesá (žilný, žilníkový alebo impregnačný charakter s epigenetickým



Obr. 14. Rebrikovité textúry, ktoré tvorí sfalerit (sp) v kremeni (gz) v priečnej metamorfnej žile.

Fig. 14. Ladder structures composed of sphalerite (sp) in quartz (gz) in a metamorphic cross vein.



Obr. 15. Nepravidelné sfaleritovo (sp) — galenitové (gn) agregáty v kremeni (gz) priečnej metamorfnej žily. Žila pretína naprieč rudnú vrstvičku s masívnym pyritom (py).

Fig. 15. Irregular aggregates of sphalerite (sp) — galena (gn) in quartz (gz) of metamorphic cross vein. Vein transects an ore veinlet with massive pyrite (py).

vzťahom k okolitým horninám), časť sa mohla vyvráť v nespevnených súvrstviach pyroklastík, vytvoriac stratiformné polohy (masívne a vtrúsené rudy impregnačno-metasomatického charakteru s epigenetickým vzťahom k okolitým horninám) a časť, ktorá dosiahla dno bazénu, sa vyvráťala vo forme exhalačno-sedimentárnych polôh (masívny, vtrúsený a vrstvomitý charakter so syngenetickým vzťahom k okolitým horninám). Napokon časť materiálu mohlo odniesť podmorské prúdenie aj mimo centier výstupu plynohydroteriem a vytvoriť sedimentárne polohy (masívny, vtrúsený a vrstvomitý charakter so syngenetickým vzťahom k okolitým horninám). Existencia vzájomného prekryvania štruktúr je zrejme, a to zväčšuje zložitost' riešenia týchto vzťahov.

Opísané sekundárne štruktúrno-textúrne znaky mineralizácie svedčia o tom, že akumulovaný rudný materiál bol metamorfné premenený. Minerálne zložky boli zmobilizované selektívne v dôsledku pôsobenia tlaku, teploty a za chemického spolupôsobenia roztokov. Menej pohyblivé zložky boli deformované klasťicky, plasticky a rekryštalizované. Prítomné pohyblivejšie zložky sa v procese migrácie remobilizovali. Rozmanitosť sekundárnych znakov a ich vzájomné prekryvanie svedčí o dlhodobosti a viacfázovosti procesov premeny.

Otázka časového vývoja mineralizácie je komplikovaná. Proti platnosti niektorých zvyčajných textúrnych a štruktúrnych interpretácií stratiformných rúd sú vážne námietky (R. I. Stanton 1964). Sukcesia mineralizácie neodráža vzťahy kryštalizácie, ale je najpravdepodobnejšie odrazom metamorfného prepracovania. Keď neberieme do úvahy pyrit a arzenopyrit, ktoré majú sklon vytvárať metakryšťály, možno stanoviť túto generálnu postupnosť rudných minerálov: sfalerit → chalkopyrit → tetraedrit → bournonit → galenit. Táto sukcesia platí tak pre stratiformné polohy, ako aj pre metamorfné žily. Prímárne hromadenie však možno sledovať kvalitatívnou zmenou minerálnych asociácií a ich vertikálnou sekvenciou v rámci rudného rytmu. Zdá sa, že riešenie časového vývoja mineralizácie si v budúcnosti vyžiada ešte veľa bádateľského úsilia a použitie netradičných prístupov.

Z náčrtu niektorých problémov, ktoré vystupujú pri štúdiu genézy zrudnenia, je zrejme, že doterajšia predstava o exhalačno-sedimentárnom pôvode nevyhŕtuje všetky možnosti a javí sa ako čiastková. Rovnako by bolo predčasné odvrhnúť jednu a prijímať druhú hypotézu, keď ešte nie sú rozpracované všetky detaily priamo na mieste. Treba brať do úvahy aj to, že sa študovala len časť teraz známeho zrudnenia, a preto sa zistené poznatky nemôžu v celom rozsahu vzťahovať na celok. Okrem toho svojráznost' podmienok a lokalizáciu stratiformných ložísk určuje súhrn regionálnych a lokálnych kritérií (R. Gräbe 1972, J. Ilavský 1973). Podľa nášho náhľadu si ako pracovná hypotéza zaslúži pozornosť koncepcia submarinného vulkanogénno-sedimentárneho vzniku s následným metamorfným prepracovaním existujúceho zrudnenia, resp. možno hovoriť o metamorfovanom submarinnom paleovulkanickom type zrudnenia.

Záverom treba podotknúť, že v podstate ide len o začiatok výskumu. Indície zrudnenia majú relatívne veľké priestorové rozšírenie. Rozpracovanie jeho ďalších častí z mineralogickej a geochemickej stránky, analýza štruktúr a textúr mineralizácie a ich korelačné štúdium, ktoré bude pokračovať, prinesú určite viac svetla do celkového riešenia. Stanovenie podmienok vzniku v priestore

za použitia týchto metód prispeje k operatívne orientovaniu metodiky prieskumu tohto potenciálne perspektívneho zrudnenia.

Doručené 5. 3. 1976

Odporúčil C. Varček

LITERATÚRA

- Babčan, J. — Ilavský, J. 1966: Geochemie des Selens auf der stratiformen Kieslagerstätte der FeS_2 — Cu — Erze in Smolník. Zbor. geol. vied, rad ZK, 6, s. 85—106.
- Betechtin, A. G. 1950: Mineralogija. Moskva, Gos. izd. geol. literatury. Moskva, 956 s.
- Betechtin, A. G. — Genkin, A. D. — Filomonova, A. A. — Šadlun, T. N. 1958: Textury i struktury rud. Moskva, Gosudarst. naučno-techničeskoje izd. literatury po geol. i ochrane neдр., 438 s.
- Betechtin, A. G. — Genkin, A. D. — Filomonova, A. A. — Šadlun, T. N. 1964: Strukturno-tekturnyje osobennosti endogennyh rud. Moskva, Izd. Nedra, 599 s.
- Drnziková, L. — Mandáková, K. 1968: Mineralogicko-petrografické štúdium kýzovej mineralizácie v priestore Jalovičieho vrchu. Manuskript — archív GP, Spiš. Nová Ves, 118 s.
- Gräbe, R. 1972: Analyse der metalogenetischen Faktoren stratiformer sulfidischer Geosynklinallagerstätten. Z. angew. Geol., Bd. 18, H 7, S. 289—300.
- Grecula, P. 1972: Problémy stratiformných ložísk kýzovej formácie v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slov., 4, č. 15, s. 117—133.
- Grigorjev, D. P. 1961: Ontogenija mineralov. Lvov, Izd. Lvov. universiteta. 284 s.
- Havelka, J. 1972a: Textury a struktury rud hornobenešovského stratiformního ložiska kyzové formace. Sbor. věd. práci Vys. Šk. báň. v Ostravě, Ř. horn. — geol., 18, č. 1, s. 145—174.
- Havelka, J. 1972b: Textury a struktury rud hornoměstského stratiformního ložiska kyzové formace. Sbor. věd. Práci Vys. Šk. báň. v Ostravě, Ř. horn. — geol., 18, č. 3, s. 1—34.
- Havelka, J. 1974a: Korelace polymetalických ložisek kyzové formace jeseníckého devónu (Zdaté Hory, Horní Město, Horní Benešov). Geol. průzk., 26, No 6, s. 166—169.
- Havelka, J. 1974b: K základním problémům ložisek kyzové formace v Jeseníkách. Geol. průzk., 26, No 10, s. 298—302.
- Ilavský, J. 1973: O metalotektech alebo rudolokalizujúcich faktoroch stratiformných a vulkanogénno-sedimentárnych ložísk. Geol. práce, Spr. 61 (Bratislava), s. 61—87.
- Lebedev, L. M. 1965: Metakoloidy v endogennyh mestorozhdenijach. Moskva, Nauka.
- Lindgren, W. 1933: Mineral deposits. McGraw — Hill Book Comp., New York — London, 930 p.
- Marakušev, A. A. 1973: Petrologija metamorfičeskich gornych porod. Izd. Mosk. Universiteta, 322 s.
- Markham, N. L. 1938: Some genetic aspects of the Mt. Lyell mineralization. Mineralium Deposita, 3, pp. 199—221.
- Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel mineralov. Gos. nauč. — tech. izd. liter. po geol. i ochrane neдр. Moskva, 868 s.
- Mookherjee, A. 1970: „Metamorphic“ and „metamorphosed“ sulphide deposits. Econ. Geol. (Lancaster, Pa.) 65, No 7, pp. 886—889.
- Oftedahl, Ch. 1958: On exhalative — sedimentary ores. Geol. Fören. Förh. (Stockholm), 81, No 1, pp. 1—19.
- Ramdohr, P. 1932: Rudnyje mineraly i ich srastaniya. Izd. Inostr. literatury, Moskva, 1132 s.
- Roedder, E. 1938: The noncoloidal origin of „colloform“ textures in sphalerite ores. Econ. Geol. (Lancaster, Pa.) 63, No 5, pp. 451—471.

- Rundkvist, D. V. 1958: O nekotorych osobenostijach morfologiji i vnutrennego strojenija mineralnych agregatov olovorudnych blizpoverchnostnyh mestoroždenij. Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., Ser 2 (Leningrad), č. 87, s. 423—437.
- Sen, R. — Mukherjee, A. D. — Bannerjee, A. K. 1973: Metamorphism and deformation of sulphides. I. General remarks. N. Jb. Miner. Abh. 119, No 2, pp. 155—162.
- Sindejeva, N. D. — Vorobjeva, M. S. 1966: Redkije elementy v serno- i med-nokolčedannyh mestoroždenijach, s. 391—413. V „Geochimija, mineralogija i gene-tičeskije tipy mestoroždenij redkich elementov“. Tom III. Izd. Nauka, Moskva, 860 s.
- Skipčenko, N. S. 1967: Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement. Econ. Geol. (Lancaster, Pa.) 62, No 2, pp. 292—293.
- Smirnov, V. I. 1968: Kolčedannyje mestoroždenija. V knihe: Genezis endogennyh mestoroždenij. Izd. Nedra, Moskva, s. 586—647.
- Stanton, R. L. 1964: Mineral interface in statiform ores. Trans. Inst. Min. Metallurgy (London) v. 74, pp. 45—79.
- Stanton, R. L. — Gorman, H. 1968: A phenomenological study of grain boundary migration in some sulphides. Econ. Geol. (Lancaster, Pa.) 63, No 8, pp. 907—923.
- Šadlun, T. N. 1950: Osobennosti mineralogičeskogo sostava, struktur i tekstur rud nekotoryh kolčedannyh mestoroždenij Urala, s. 117—147. In: Kolčedannyje mestoroždenija Urala, Izd. AN SSSR, Moskva, 328 s.
- Šadlun, T. N. 1959: O prejavoch metamorfózy sulfidických kýzových ložísk. Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geologica, No 2, s. 241—260.
- Vokes, F. M. 1969: A review of the metamorphism of sulphide deposits. Earth Sci. Rev. (Amsterdam) 5, pp. 99—143.
- Winchell, A. N. — Winchell, H. 1953: Optičeskaja mineralogija. Izd. inostr. literatury, Moskva, 561 s.

On the mineralogy and geochemistry of the polymetallic pyrite mineralization of stratiform type at Mníšek nad Hnilcom (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

JÁN HURNÝ

The polymetallic pyrite mineralization at Mníšek nad Hnilcom occurs in the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (eastern Slovakia). It forms the westernmost portion of a belt of such deposits in the area between Mníšek nad Hnilcom and Prakovce. The mineralization discussed lies in the volcanogenic complex of the Gelnica Group (Early Palaeozoic).

The geology, stratigraphy, and lithology of the wider region as well as the mineralization itself were lately studied by P. Grecula (1972). The results of that study may be summarized as follows: The mineralization is stratiform and it is associated with a complex of volcanogenic rocks (diabases and their pyroclasts) which are underlain by greenish phyllites with layers of grey-green quartzites. The complex is overlain by thick masses of acid pyroclasts and quartz porphyry. The ores are disseminated, banded and bedded, in places they are more massive.

The main ore minerals are pyrite (distinctly predominant), sphalerite, chalcopyrite, and galena. The non-metallic minerals include quartz, chlorite, sericite, and albite. Arsenopyrite, marcasite, and tetrahedrite are present as secondary

minerals. In accessory amounts occur bournonite, cubanite, boulangerite, dyscrasite, native Au (?), Bi-mineral, siderite, Fe-dolomite, apatite, and rutile. An inconsiderable part of the minerals occurs in metamorphic veins (concordant and cross veins) which originated by remobilization during metamorphism. The quantitative representation of the minerals is summarized in table 2. The general character of the mineralization is pyrite — polymetallic (Zn—Cu—Pb) though in the individual rock types a variability in the mineral composition is observable, which is documented by planimetric analyses in table 1.

The distribution of trace elements in the minerals was studied geochemically. Data on Au, Ag, Bi, As, Ni, Co, Cd, In, Ga, Tl and Ge were obtained by the methods applied. Some of the elements determined are present in more significant concentrations and they might play a part in a possible complex exploitation of the ores.

The structural-textural analysis of the mineralization features was an important part of the research. These features are important for the determination of the genesis of mineralization since they reflect specific conditions of a complicated history of the generation and alternation of the mineralization. In this sense they were divided into primary and secondary features of the mineralization. Our work was based on the principal criteria and conclusions worked out recently by A. G. Betehtin et al. (1964), R. L. Stanton (1964), N. L. Markham (1968), R. L. Stanton — H. Gorman (1968), F. M. Vokes (1969), A. Mookherjee (1970), J. Havelka (1972a, b), R. Sen — A. D. Mukherjee — A. K. Bannerjee (1973), and other authors.

The primary structural-textural features represent premetamorphic relics of the primary structure and they reflect the conditions of the accumulation of the ore material. The following were determined:

1. Layered textures
2. Banded textures
3. Disseminated textures
4. Brecciated textures
5. Gradation of stratification and rhythmic sedimentation
6. Colloform textures

The secondary structural-textural features are the result of processes which effected the alteration of the pre-existing mineralization, which again affected the alteration of structures and textures. Phenomena of deformation, recrystallization, and remobilization were recorded.

1. The deformation phenomena represent all changes of structures and textures effected by the influence of unidirectional stress. Movement of the individual particles brought about the transformation of the internal structure. The following were determined:

- a. Fold structures
- b. Cataclastic structures
- c. Origin of cross fissures
- d. Origin of micro-fissures

2. The recrystallization phenomena are the outcome of the effects of metamorphic alteration, during which the size, orientation as well as the shape of the minerals change, their initial composition remaining, at the same time, unaltered. These changes take place in situ and the movement of the minerals brings about a mutual interaction during their growth. The following

phenomena were observed in the mineralization studied:

- a. Recrystallization of sulphides and growth of metacrysts
- b. Recrystallization of quartz around metacrysts
- c. Preferred orientation and parallel growth of minerals
- d. Hypogene alteration of pyrrhotite to pyrite and marcasite

3. The remobilization phenomena are the result of the movement of the minerals during tectonic and metamorphic processes which led to their redeposition. It is a process of a reactivated migration (A. Mookherjee 1970), during which the more mobile minerals are transferred. The following phenomena were observed in the mineralization:

- a. Accumulation of minerals in strain shadows
- b. Corrosive textures
- c. Concordant metamorphic veins and secretion lenses
- d. Metamorphic cross veins
- e. Origin of new minerals from dispersed elements

The analysis of the structures and textures of the mineralization has not confirmed the unambiguity of their genetical interpretation. We have therefore adopted a broader view of its stratiform features and heterogeneous character in relation to volcanism (V. L. Smirnov 1968, P. Grcula 1972, J. Havelka 1974, and others). From this aspect the theory of the exhalative-sedimentary origin of the mineralization seems to be only partly valid. It must be emphasized that the research is in its beginnings and that the information obtained cannot be applied to the whole region. Of interest as a working hypothesis is the concept of a submarine volcanogenic-sedimentary origin with subsequent metamorphic reworking, or it is even possible to speak about a submarine metamorphic palaeovolcanic type of mineralization.

Preložila E. Česánková

Pokračovanie zo str. 92

a jejich hlavní cíle, značnou pozornost věnují problematice rozmístění pozorovacích vrtů kolem vrtů odčerpávaných, charakteru a stupni ovlivnění a délce čerpacích zkoušek.

V poslední části práce jsou uvedeny příklady průzkumu a stanovení využitelných zásob podzemních vod puklinově a krasově propustných hornin. Vhodně vybrané příklady konkrétních lokalit umožnily autorům ukázat specifičnosti metodiky průzkumu a vyhodnocení jeho výsledků v rozmanitých hydrogeologických podmínkách a dokumentovat principy různých metod výpočtů exploatačních zásob podzemních vod.

Kniha je doplněna poměrně rozsáhlým soupisem literatury, v němž jsou však uvedeny převážně práce sovětských autorů.

Práce B. V. Borevského, M. A. Chordikajna a L. S. Jazvina je určena především pro pracovníky, kteří se zabývají hydrogeologickým průzkumem a oceňováním využitelných zásob podzemních vod v puklinově a krasově propustných horninách, dále pak pro studenty vysokých škol příslušných specializací.

Recenzovaná publikace pracovníků VSEGINGEO v Moskvě je velmi zářilá, hodnotná a potřebná dílo. Svým celkovým pojetím, rozsahem a způsobem zpracování základních otázek metodiky hydrogeologického průzkumu puklinově a krasově propustných zvodněných horizontů a metod ocenění využitelných zásob podzemních vod je vhodná pro nejširší okruh pracovníků, kteří se zabývají hydrogeologickou problematikou.

Josef Taraba

Metasomatity i orudnenie. Sborník statí. Vydavatel'stvo Nauka, Moskva 1975, 347 strán.

Z čestných sborníků, které se v poslední době objevují v sovětské geologické literatuře a na rozdíl od běžných periodik bohužel často unikají naší pozornosti, si sborník *Metasomatity a zrudnění* tuto pozornost zaslouží zejména pro aktuálnost zpracovávaných témat, pro široké námětové spektrum sahající od geologicko-ložiskových otázek až do pole experimentální mineralogie a petrologie, a nakonec i pro aplikaci nejmodernějších výzkumných metod (fázová analýza, chemografická analýza minerálních paragenéz aj.).

Náplní sborníku je 11 prací, z nichž první tři jsou věnovány problematice spjaté s genezí ložisek skarnového typu. Autory prvního článku s názvem *Kontaktne infiltrační skarny Čochur—Dajrona* (Tadžikistán) jsou známí vynikající petrologové D. K. Vlasovová a V. A. Zarišnikov. Ve své práci se věnovali zejména detailnímu paragenetickému studiu silikátových minerálů, provázejících scheelit-molybdenitové skarny vytvořené na kontaktech vápenců s granodiority a monzonity a studované již dříve řadou autorů. Na podkladě parageneticko-chemických analýz koexistujících nerostů a minerálních zón a s použitím termodynamických postupů dospěli k názoru, že vznik skarnů probíhal za hypabysálních podmínek a za účasti roztoků vyznačujících se zvýšenou kyselostí, vysokou aktivitou vápníku a vysokou fugacitou kyslíku. Rychlost infiltračního narůstání minerálních zón byla řádově 10^{-7} cm. s⁻¹.

Tématem příspěvku L. I. Šabynina Ještě jednou o skarnech a rohových Majchuri (jižní Gissar) jsou zajímavé hořečnaté skarny s cínovým a wolframovým zrudněním, jejichž vývoj probíhal v několika etapách. Podle autora vznikaly nejprve v dolomitech magnaziální skarny, později zrudněné scheelitem. Na rozdíl od předešlé práce se v Šabyninově studii klade hlavní důraz na texturní analýzu skarnových hornin a chemická stránka problému (s výjimkou několika analýz pyroxenů) ustupuje do pozadí.

Článek K. V. Podlesského Minerální složení a paragenéze skarnó a okolordních metasomatitů některých železo-

rudních ložisek Uralu je věnován dvěma slavným ložiskům železných rud, Gora Blagodat a Vysokaja. Jsou na nich rozlišeny různé typy skarnových zón, podána charakteristika jejich mineralogie a provedeny chemograficko-paragenetické rozborů minerálních asociací. Speciální pozornost je věnována okolordním metasomatitům, přičemž je vysloven závěr, že složení okolordních hornin je závislé na složení zatlačených, převážně silikátových hornin.

Problematickou vzácného kontaktního nerostu merwinitu a jeho rozkladných produktů je věnována studie M. M. Perceva, T. N. Zukovské a V. K. Bulatova s názvem Výzkum stability merwinitu a produktů jeho nízkoteplotního rozkladu. Jde o výsledky získané experimentálním výzkumem syntetického a přírodního merwinitu a fázovým výzkumem stabilit minerálních fází a asociací v systému $\text{CaO—MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O—CO}_2$; výsledky jsou znázorněny pomocí diagramů T—XCO_2 v izobarických řezech pro tlaky 100, 200 a 500 barů.

Příspěvek L. I. Ravinské-Jaffe Přírodní pevné roztoky systému $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3$ jako indikátory teplotních podmínek metamorfózy shrnuje výsledky fázové analýzy minerálů, vznikajících rozpadem vysoce hořečnatých kalcitů při metamorfóze. V práci je popsána metodika odběru vzorků, způsob jejich přípravy i použité analytické metody. Výsledky analýz jsou diskutovány na fyzikálně-chemickém podkladě a použity k paleotermometrii metamorfních pochodů v karbonátových sériích. Teoretické předpoklady o použitelnosti fázových přechodů v systému $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3$ v termometrii jsou aplikovány na konkrétních příkladech z území kontaktní i regionální metamorfózy ve střední Asii, ladožské oblasti, Aldanském a Anabarském štítu, východní Antarktidě, Příbajkalí aj.

Práce I. T. Rasse Prvky vzácných zemin v koexistujících minerálech asociací různé alkalinity se týká rozdílů ve výskytu a koncentraci REE v nefelinicko-pyroxenických horninách magmatické a metasomatické geneze. Jde o horniny jako jacupirangity, ijolity, meltegiity, ankaramity aj., v nichž obvyklá geologická kritéria nedovolují jednoznačně určit, jakým způsobem vznikly. Analýzami zastoupení REE v koexistujících pyroxenech, nefelínech a apatitech se autorovi podařilo zjistit, že v alkalických si-

Pokračovanie na str. 131

Pôsobenie mäkkej agresívnej vody na injekčné clony

(3 obr. a 3 tab. v texte)

BLAŽEJ TYLEČEK*

Влияние мягких агрессивных вод на инъекционные экраны

В статье решается вопрос о коррозии инъекционных экранов мягкими агрессивными водами. В первой части приводятся условия коррозии инъекционных экранов а в другой части лабораторные испытания, которые имели определить устойчивость отдельных инъекционных материалов. Результаты испытаний показывают, что в среде мягких вод самые устойчивые цементы шлакопортландские, или же цементо-глинистые.

The effects of aggressive soft waters on grouting

The paper deals with the problem of the corrosion of grouting by aggressive waters. In the first part the conditions of the corrosion of grouting are discussed and in the following part the laboratory tests the aim of which was to determine the resistance of the individual injection material. The results of the tests indicate that most resistant in the environment of soft waters is the trosko-portland cement or a cement-clay mixture.

Pri inžinierskogeologickom prieskume pre vodné diela a pri sanačných prácach rozličného druhu sú časté prípady, keď sa na lokalitách vyskytuje agresívna voda. Je prirodzené, že jednou z úloh inžinierskeho prieskumu je navrhnúť opatrenia, ktoré by v dostatočnej miere chránili základové konštrukcie proti jej účinkom. Ide najmä o prípady, keď sa navrhuje zmes na konštrukciu injekčných clôn, a prípady, keď sa robia tamponáže a sanačné práce v kúpeľoch. V doterajšej praxi sa pri výskyte agresívnej vody aplikovala ČSN 73 2020 Vodostavebné betóny, resp. ČSN 73 1001 tab. 22 Základová pôda pod plošnými základmi. Tieto normy však pri návrhu opatrení proti korózii betónu berú do úvahy iné podmienky, aké sa vyskytujú pri pôsobení agresívnej vody na injekčnú zmes alebo injekčný kameň. Dôvody, pre ktoré nie je vhodné aplikovať pri voľbe ochrany injekčnej clony pred agresívnou vodou uvedené normy, sú:

- a) rozdielnosť v použitých materiáloch, b) rozdielna konzistencia zmesí,
- c) rozdielne podmienky korózie.

Hlavnými zložkami betónu sú cement a štrkopiesok. Aj keď agresívna voda zrná štrkopiesku prakticky nekoroduje, jeho zrnitosť ovplyvňuje fyzikálne vlastnosti betónu, čo veľmi vplýva na koróziu betónu (J. Š t o r k 1965, J. J a m-

* Ing. Blažej Tyleček, IGHP, n. p., závod Žilina, Rajecká cesta, 010 51 Žilina.

b o r 1953). Injekčné zmesi neobsahujú štrkopiesok, ich hlavnou surovinou je cement, do ktorého sa podľa okolností pridáva popolček, íl, resp. ďalšie prísady. Pri tamponážnych zmesiach sa do cementu pridáva aj piesok.

Mechanické vlastnosti betónu silne ovplyvňuje východiskové množstvo vody v zmesi. Najmenšie množstvo vody je podmienené spracovateľnosťou betónovej zmesi a pohybuje sa od $w = 0,3$. Injekčné zmesi naopak zvyčajne obsahujú prebytok vody (maximálny vodný koeficient, ktorý sa v injektáži používa, je $w = 10$), ktorá má najmä transportný účel. Istá časť tejto vody sa v puklinách odfiltruje, vzniká injekčný kameň, ktorého fyzikálne vlastnosti sú odlišné od vlastností stvrdnutého betónu. Na zlepšenie fyzikálnych vlastností betónovej zmesi (spracovateľnosť) a stvrdnutého betónu (priepustnosť) sa v ostatnom čase používajú rozličné prísady (plastifikátory, prevzdušňovacie prísady). Pri injekčných zmesiach sa takéto prísady nepoužívajú, lebo sú podľa našich skúseností účinné len pri nízkom obsahu vody.

Aj podmienky, za ktorých pôsobí korózia na betón a injekčné zmesi, sú odlišné. Agresívna voda pôsobí na betón spravidla až po jeho stvrdnutí. Ak je voda veľmi agresívna, možno betón chrániť izoláciou (asfaltové izolácie, obklady a pod.). Naproti tomu sa injekčná zmes čiastočne už v tekutom stave dostáva do styku s agresívnou vodou a mieša sa s ňou. Injekčný kameň proti pôsobeniu agresívnej vody sekundárne chrániť nemožno. Z uvedeného vychádza, že nie je vhodné aplikovať ČSN 73 2020 a 73 1001 v prípadoch, keď má zodpovedný pracovník navrhnúť do agresívneho prostredia vhodné injekčné hmoty. V praxi sa v takom prípade zvyčajne volia prísnejšie kritériá. Preto sme v IGHP riešili výskumnú úlohu, ktorá mala objasniť niektoré problémy súvisiace s koróziou injekčných clôn.

Agresívne vody, ktoré pôsobia na injekčné clony, možno rozdeliť na: a) kyslé vody (ukazovateľ pH), b) síranové vody, c) mäkké („hladové“) vody a d) vody s agresívnym CO_2 .

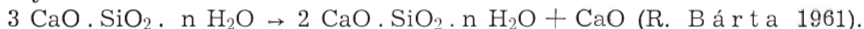
V tomto príspevku hodnotíme len účinky mäkkej vody na injekčnú clonu.

Mäkká agresívna voda

Na betón je agresívna nielen voda obsahujúca soli, lež aj málo mineralizovaná voda. Ide jednak o povrchovú vodu, ale aj o podzemnú vodu veľmi plytkého obehu, a to najmä takú, ktorá svoj chemizmus formuje v silikátových horninách.

Agresívne pôsobenie takýchto vôd na injekčné zmesi spočíva v rozpúšťaní a neskôr vo vylúhovaní voľného Ca(OH)_2 . Vylúhovanie hydroxidu vápenatého v prvej fáze styku vody s hydratovaným cementom postupuje veľmi rýchlo, neskôr sa však spomaľuje. V prvej fáze sa vylúhuje voľný Ca(OH)_2 , ktorý vznikol pri hydratácii slinkových minerálov, v ďalšej sa do vodného prostredia uvoľňuje Ca(OH)_2 , ktorý sa odštiepuje z hydratovaných slinkových minerálov. Výskumy ukázali, že voľný hydroxid vápenatý, ktorého je podľa druhu cementu okolo 10—14 % (J. Biczok 1960), sa z cementového kameňa vylúhuje vo veľmi krátkom čase. Rýchlosť jeho vylúhovania je podstatne ovplyvnená rýchlosťou difúzie Ca(OH)_2 na povrch cementového kameňa. Ak sa v cementovom kameni následkom vylúhovania zníži množstvo voľného Ca(OH)_2 , rozložia sa aj ostatné produkty hydratacie slinkových minerálov, ktoré sú sta-

bilné len pri istej koncentrácii CaO. Tak napr. ak je v roztoku nižšia koncentrácia CaO ako 1,1 g/l, nastáva rozklad trikalciú silikátu (C_3S) podľa schémy



Túto zmenu sprevádza zníženie pevnosti betónu. Pri stálom vylúhovaní hydroxidu vápenatého môže pri opätovnom pôsobení mäkkej vody na čerstvý, nedostatočne stvrdnutý injekčný kameň nastať ďalší rozklad zhydrátovaných komponentov, a to hydrosilikátov, hydroaluminátov a hydrosféritov, a to až na gél kyseliny kremičitej, hydroxidu hlinitého, hydroxidu železitého a roztoku hydroxidu vápenatého. Je zrejmé, že sa tým pôvodné vlastnosti cementového kameňa (pevnosť, hutnosť) úplne menia.

Vylúhovanie hydroxidu vápenatého z cementu, resp. injekčnej clony, závisí od: a) tvrdosti vody, b) rýchlosti prúdenia vody, c) množstva a tlaku vody, d) druhu cementu, e) priepustnosti injekčnej clony.

Tvrdosť vody závisí od množstva iónov vápnika a horčíka, resp. ich solí. V prírodnej vode sa vyskytujú najmä vápenaté a horečnaté soli hydrouhlíčanov, síranov a v menšom množstve aj chloridov. Hydrouhlíčitany vápnika a horčíka tvoria tzv. karbonátovú tvrdosť. Ak je nižšia ako 6 °nem, podľa ČSN 73 1001 označuje vodu agresívnu na betón. Z doterajšieho výkladu vychodí, že nie je správne určovať hranicu korozívneho účinku vody len podľa karbonátovej tvrdosti. Agresívnosť vody podstatne závisí aj od množstva vody, ktoré je v styku s injekčnou clonou, od rýchlosti prúdenia, resp. od vplyvov, ktoré podmieniajú odolnosť injekčnej clony. Tieto faktory berie čiastočne do úvahy aj ČSN 73 1001, v ktorej je pojem agresívnosti vody podmienený nielen karbonátovou tvrdosťou, ale aj množstvom vody, ktorá je v styku so základovými konštrukciami, a druhom použitého cementu (portlandský, troskoportlandský). Podľa J. Jambora (1953) aj voda s vyššou karbonátovou tvrdosťou ako 6 °nem môže pôsobiť agresívne na betón, a tým aj na injekčnú clonu. Naproti tomu I. Biczók (1960) tvrdí, že ak má voda vyššiu celkovú tvrdosť ako 24 °nem (súčet karbonátovej a stálej tvrdosti), už nie je agresívna.

Na odolnosť injekčných clón voči vylúhujúcim účinkom mäkkej vody má veľký vplyv druh použitého cementu. Pri cemente, ktorý pri hydratácii uvoľňuje väčšie množstvo vápna, je väčšia možnosť vylúhovania. V stuhnutom injekčnom kameni sa vytvárajú väčšie póry, a tak sa uľahčuje prestup ďalšej vylúhujúcej vody do cementového kameňa. Preto na použitie do mäkkej vody nie je vhodný cement s vysokým obsahom trikalciú silikátu (C_3S) a trikalciú aluminátu (C_3A). Vhodnejší je cement s vyšším obsahom dikalciú silikátu (C_2S), ktorý pri hydratácii uvoľňuje menšie množstvo vápnika. Do mäkkej vody sú osobitne vhodné zmesné cementy — troskové, popolčkové, lebo troska alebo popolček v nich viažu hydroxid vápenatý (uvoľnený pri hydratácii cementu) na komplexné zlúčeniny, ktoré sú proti vylúhovaniu odolnejšie ako $\text{Ca}(\text{OH})_2$.

Podstatný vplyv na odolnosť voči mäkkej vode má aj vodotesnosť injekčnej clony. Ak sa vytvorí vodotesná injekčná clona, preniká agresívna voda do telesa len v malom množstve, rozpúšťa voľné vápno a to pomaly difunduje k povrchu injekčnej clony, odkiaľ ho odplavuje ďalšia náporová voda. Keďže voda, ktorá prenikla do vodotesného injekčného telesa, sa nemôže rýchlo vymieňať, ostáva koncentračný spád roztoku hydroxidu vápenatého v týchto póroch pomerne malý, a preto je aj rýchlosť difúzie nepatrná. V dôsledku

malej rozpustnosti hydroxidu vápenatého a malej difúzie jeho roztoku na povrch betónu je postup korózie pomalý. Postup vylúhovania spomaľuje gél kyseliny kremičitej, hydroxidu hlinitého, resp. samého $\text{Ca}(\text{OH})_2$, ktorý sa môže vyzrážať v póroch injekčného telesa, a tým zamedziť ďalšie vylúhovanie vápna. Ak nie je injekčná clona dosť vodotesná, môže agresívna voda ľahko prenikať do zainjektovanej horniny, a tak pôsobiť na väčšiu vnútornú plochu. Roztok hydroxidu vápenatého, ktorý sa utvorí v kapilárach cementového kameňa, môže pomerne ľahko vytláčať nová nenasýtená náporová voda. Preto vylúhovanie prebieha oveľa rýchlejšie ako pri vodotesnej injekčnej clone, v ktorej sa pohyb vápnika uskutočňuje len difúziou, a preto podstatne pomalšie.

Výskumná úloha mala tieto ciele:

1. Vyskúšať odolnosť injekčných zmesí proti pôsobeniu mäkkej agresívnej vody, a to ako cementových, tak aj cementovo-popolčkových a cementovo-ílových.

2. Navrhnuť rýchlu skúšobnú metódu, podľa ktorej by sa v priebehu dvoch až troch mesiacov mohli určiť vhodné injekčné hmoty do agresívnej mäkkej vody. Táto požiadavka vyplynula z toho, že pri klasických skúškach odolnosti (trámce sa máčajú v agresívnej vode) možno výsledky aplikovať až po niekoľkých rokoch.

Metodika skúšania korózie spôsobenej mäkkou agresívnou vodou

Na skúšanie korózie sme ako základné suroviny použili tieto druhy cementu: 1. troskovo-portlandský cement 350 z Lietavskej Lúčky, 2. jednozložkový portlandský cement zo Štramberka, 3. síranovzdorný cement z Prachovic.

Okrem cementových zmesí sme skúšali aj kombináciu cement — íl a cement — popolček. Popolček vyhovujúci ČSN 72 2060 (popolček na stavebné účely) bol z tepelnej elektrárne v Zemianskych Kostofanoch a miešal sa s cementom v pomere 75 d. cementu a 25 d. popolčeka.

Íl, ktorý sme používali do injekčných zmesí, bol z lokality Michalovce a Lastovce. Íl z Michaloviec v prevažnej miere obsahuje kremeň (45 %), z ílových minerálov prevláda illit s prímесou montmorillonitu a kaolinitu. Íl z Lastoviec obsahuje hlavne montmorillonit. Podľa výsledkov predbežných skúšok sme miešali cement s ílom v pomere 70 : 30.

Odolnosť injekčných zmesí proti účinkom mäkkej vody sa skúšala tromi spôsobmi: 1. uložením trámcov do mäkkej vody v laboratóriách (na skúšanie sa použil vodný koeficient východiskovej suspenzie $w = 0,5$, $w = 1$, $w = 4$), 2. zrýchlenými metódami, 3. dlhodobým uložením v prírodnej agresívnej vode.

Každá z uvedených metód má prednosti i nevýhody. Pri uložení trámcov do agresívnej vody v laboratóriu sa skúša nielen chemická odolnosť použitých surovín, ale aj vplyv fyzikálnych vlastností skúšaných trámcov. Nevýhodou však je, že korózia pôsobí pomaly a výsledky sa ukazujú až po mnohých rokoch.

Zrýchlené metódy, ktoré sa používajú všeobecne, poskytujú informácie o odolnosti skúšaných hmôt v relatívne krátkom čase. Pri pôsobení mäkkej vody sa sleduje najmä množstvo $\text{Ca}(\text{OH})_2$, ktoré sa uvoľní v priebehu skúšok. Podľa množstva vylúhovaného vápna sa robí uzáver o odolnosti jednotlivých hmôt proti účinkom agresívnej vody. Pri týchto skúškach sa fyzikálne vlastnosti skúšobných telies proti účinku agresívnej vody nerešpektujú.

Skúšky v prírodných podmienkach majú prednosť v tom, že vzorky ustavične omýva nová agresívna voda, ktorá môže vylúhované zlúčeniny odplavovať. Pri terénnych skúškach sa používajú aj trámce a tak sa, prirodzene, skúša aj vplyv fyzikálnych vlastností cementového kameňa na odolnosť proti agresivite. Nevýhodou skúšok v prírodných podmienkach je, že prírodná voda často obsahuje zlúčeniny železa, ktoré upchávajú póry skúšaných telies.

Hodnotenie experimentálnych prác

Súčasne so skúškami na pevnosť v tlaku a v ťahu za ohybu sme v istom čase uloženia vzoriek v mäkkej vode sledovali nasiakavosť, pórovitosť a stupeň hutnosti (ČSN 73 1315 a 73 1316). Chceli sme zistiť, ako sa mení štruktúra skúšobnej vzorky pod vplyvom vylúhovania $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Nezistili sme však nijakú závislosť medzi zmenami pevnosti v tlaku a v ťahu za ohybu a fyzikálnymi vlastnosťami injekčného kameňa.

Výsledky skúšok pevnosti v tlaku a v ťahu za ohybu ukázali (tab. 1), že z cementov je pri nízkych vodných koeficientoch ($w = 0,5$, a $w = 1$) najodolnejší síranovzdorný a troskoportlandský cement. Pri skúškach vzoriek s východiskovým vodným koeficientom $w = 4$ boli zmesi z portlandského a troskoportlandského cementu odolnejšie ako zmesi zo síranovzdorného cementu. Veľkú úlohu mohla zohrať aj hutnosť injekčného kameňa, ktorá je pri portlandskom cemente 0,444, pri troskoportlandskom 0,336 a pri síranovzdornom cemente len 0,2999 (východiskové $w = 4$).

Vplyv popolčeka na zvýšenie odolnosti proti mäkkej vode bolo možno pozorovať len pri portlandskom cemente (tab. 2). Zvýšenú odolnosť možno vysvetliť vznikom komplexných zlúčenín vápnika z voľného vápna hydratovaného cementu a hydraulických zlúčenín popolčeka. Naproti tomu pridanie popolčeka do troskoportlandského cementu znižuje odolnosť proti pôsobeniu mäkkej vody.

Zatiaľ čo sa kladný vplyv popolčeka na zvyšovanie odolnosti proti účinkom mäkkej vody viaže na druh cementu, il zvyšuje odolnosť takmer všetkých cemen-

Pevnosť cementových zmesí v tlaku a v ťahu za ohybu po 2 rokoch uloženia v destilovanej vode

Tab. 1

	Východiskový vodný koeficient					
	$w = 4$		$w = 1$		$w = 0,5$	
	tlak	ťah za ohybu	tlak	ťah za ohybu	tlak	ťah za ohybu
Portland. cement	88 %	82 %	70 %	73 %	65 %	93 %
Troskoportland. cement	81 %	81 %	76 %	57 %	111 %	96 %
Síranovzdorný cement	51 %	67 %	130 %	93 %	95 %	114 %

(Ako štandard sa použili vzorky uložené v normálnej vode.)

*Pevnosť cementovo-popolčkových zmesí v tlaku a v ťahu za ohybu
po 2 rokoch uloženia v destilovanej vode*

Tab. 2

	Východiskový vodný koeficient					
	w = 4		w = 1		w = 0,5	
	tlak	ťah za ohybu	tlak	ťah za ohybu	tlak	ťah za ohybu
Portland + popolček	99 %	61 %	61 %	107 %	79 %	96 %
Toskoportland. + popolček	57 %	62 %	58 %	86 %	55 %	26 %

*Pevnosť cementovo-ílových zmesí v tlaku a v ťahu za ohybu
po 2 rokoch uloženia v destilovanej vode*

Tab. 3

	Východiskový vodný koeficient			
	w = 4		w = 1	
	tlak	ťah za ohybu	tlak	ťah za ohybu
Portland + NH íl	58 %	55 %	125 %	100 %
Portland + íl Lastovce	158 %	133 %	—	—
Troskoportland + NH íl	90 %	97 %	113 %	63 %
Troskoportland + Lastovce	214 %	109 %	—	—

tových zmesí (tab. 3). Zvýšenú odolnosť bolo badať v prípadoch, keď sa na prípravu zmesí použil montmorillonitický íl z Lastoviec, ako aj íl NH, ktorý v prevažnej miere obsahuje jemný kremeň. Na vysvetlenie zvýšenej odolnosti cementovo-ílových zmesí bude treba podrobne sledovať chemickú a inú štruktúru kameňa týchto zmesí, pretože tu môže mať istý význam aj tesniaci vplyv jemných častíc ílu.

Pri rýchloskúškach sme sledovali množstvo vylúhovaného vápna z hydratovaných injekčných hmôt a zistili sme nasledujúce závislosti (obr. 1—3):

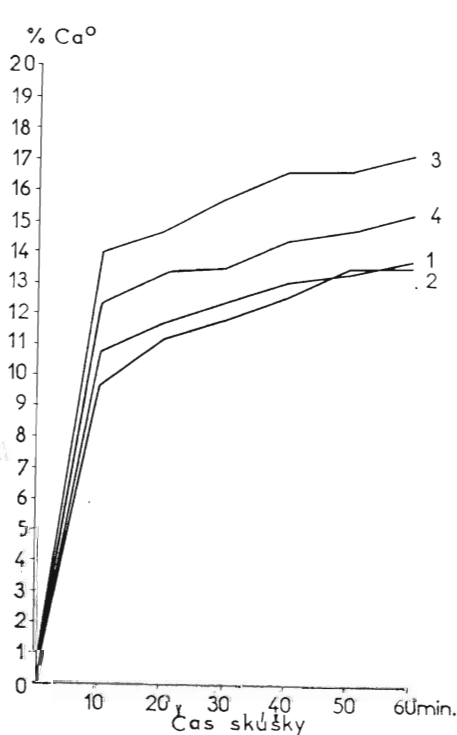
1. Zo samotných hydratovaných cementov sa najviac vápnika uvoľňuje z jednozložkového portlandského cementu; z troskoportlandského a sírano-vzdorného cementu sa uvoľňuje menej vápna, čo dokazuje väčšiu odolnosť proti pôsobeniu mäkkej vody.

2. Pri portlandskom cemente s popolčekom a ílom je takéto poradie odolnosti: najodolnejší je sám cement (najmenšie množstvo vylúhovaného vápna) a zmes cement — popolček, menšiu odolnosť majú cementovo-ílové zmesi.

3. Pri troskoportlandskom cemente sa najmenej vápnika uvoľňuje zo zmesi cement — íl, resp. cement — popolček. Zmes pripravená len zo samého cementu je menej odolná, uvoľňuje sa viac vápnika do roztoku.

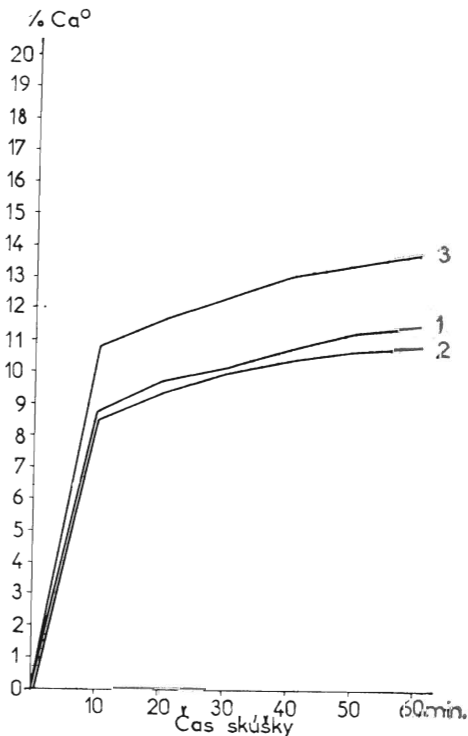
Aj keď výsledky skúšok odolnosti získané dvoma rozličnými metódami nemožno presne porovnať, predsa sa prejavuje istá zhoda. Pri zmesiach zo sameho cementu sa v prostredí s mäkkou vodou ako najodolnejší ukazuje troskoportlandský a síranovzdorný cement. V prípade zmesí z troskoportlandského cementu a prísad sa ako najodolnejšie prejavujú cementovo-ílové zmesi. Cementové a cementovo-popolčkové zmesi sú menej odolné. Pri zmesiach z portlandského cementu sa výsledky skúšok nezhodujú.

Na skúšky vzoriek v prírodných podmienkach sme vybrali dve lokality, a to v Tatranskej Lomnici a v Starom Smokovci. Odlišujú sa od seba najmä obsahom voľného CO_2 (26,4—158 mg/l). Ide o vody s nízkou karbonátovou tvrdosťou (max. 3,36 °nem), veľmi slabo mineralizované (max. 181,1 mg/l). Vzorky uložené v týchto vodách stále omýva čerstvá agresívna voda, a to už počas troch rokov. Skúšky ešte nie sú ukončené.



Obr. 1. Porovnanie vylúhovaného CaO z cementov.
1 — síranovzdorný cement, 2 — troskoportlandský cement, 3 — portlandský cement.

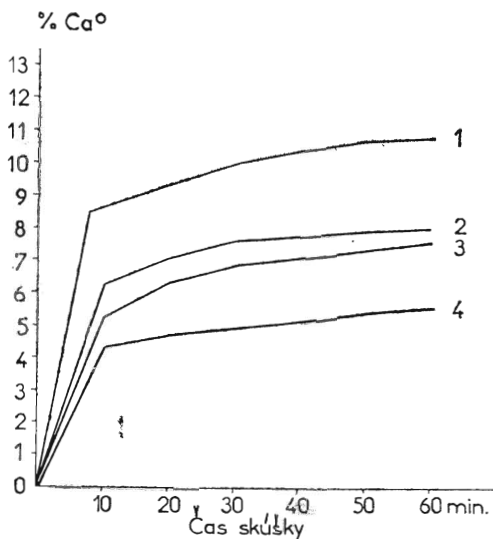
Fig. 1. Comparison of leached out CaO from following cements:
1 — sulphate-resistant cement, 2 — troskoportland cement, 3 — portland cement



Obr. 2. Porovnanie vylúhovaného CaO zo zmesí pripravených z portlandského cementu.

1 — portlandský cement, 2 — cement + popolček, 3 — cement + NH_4 íl, 4 — cement + íl Lastovce.

Fig. 2. Comparison of leached out CaO from mixtures of portland cement.
1 — portland cement, 2 — cement + ash, 3 — cement + NH_4 clay, 4 — cement + Lastovce clay



Obr. 3. Porovnanie vylúhovaného CaO zo zmesí pripravených z troskoportlandského cementu.

1 — troskoportlandský cement, 2 — cement + popoľček, 3 — cement + NH íl, 4 — cement + íl Lastovce.

Fig. 3. Comparison of leached out CaO from mixtures prepared of troskoportland cement.

1 — troskoportlandský cement, 2 — cement + ash, 3 — cement + NH clay, 4 — cement + Lastovce clay

Záver

Výsledky skúšok ukazujú, že pri použití samého cementu je na prípravu injekčných zmesí v prostredí s mäkkou vodou vhodné používať troskoport-

landský cement. Prídavok popoľčeka je vhodný len v prípade, keď sa ako základná surovina použije jednozložkový portlandský cement. Skúšané íly zvyšovali odolnosť proti pôsobeniu mäkkej vody, ale použitie cementovo-ílových zmesí sa viaže na geologické vlastnosti hornín, resp. priepustnosť injektovaného prostredia. Pre vlastnú odolnosť injekčnej clony je však nevyhnutné, aby mala čo najmenšiu priepustnosť, aby agresívna voda mala iba minimálnu možnosť prenikať cez teleso, a tak vylúhovať hydratačné splodiny. Výsledky skúšok, pri ktorých sa ukladajú trámce do destilovanej vody, sa prejavajú až po niekoľkých rokoch. Metóda, pri ktorej sa sleduje uvoľnený vápnik z hydratovaných injekčných hmôt, berie do úvahy len chemickú, ale nie fyzikálnu odolnosť hydratovaných hmôt. Na rýchlu orientáciu však táto metóda postačuje.

Korózia injekčných clôn je komplikovaný a doteraz málo prebádaný problém. Pritom je zrejme, že voľbou vhodných injekčných hmôt do agresívnej vody možno ušetriť mnohomiliónové hodnoty na rekonštrukciu injekčných clôn pod priehradnými telesami. Je nevyhnutné, aby pracovníci navrhujúci konštrukciu injekčných clôn poznali aj chemické zloženie podzemnej vody, ktorá bude v styku s injekčnou clonou, a vlastnosti injekčných hmôt vo vzťahu k agresivite vody. Len komplexné poznanie všetkých faktorov ovplyvňujúcich stabilitu injekčných clôn môže priniesť efektívne výsledky.

Doručené 3. 3. 1975

Odporučil J. Plch

LITERATÚRA

- Bárta, R. 1961: Chemie a technológia cementu. 1. vyd. Praha, Nakladatelství Československé akademie věd, 1107 s.
 Biczkó, I. 1960: Betonkorosion, Betonschutz, 1. Auflage, Budapest, Verlag der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, 396 s.
 Jambor, J. 1953: Chemické rozbory v stavebníctve. 1. vyd. Bratislava, Vydavateľstvo Slovenskej akademie vied, 569 s.

The effects of aggressive soft waters on grouting

BLAŽEJ TYLEČEK

One of the requirements that grouting should satisfy is its resistance to aggressive waters. For the construction of grouting it is therefore necessary to use such material which would resist the effects of aggressive waters. Presently there do not exist in this country any regulations determining the type of injection material that should be used in aggressive waters. For this reason, the IGHP Corporation at Žilina was entrusted with the research problem, the aim of which was to determine the effects of aggressive waters on individual injection materials. In the case of soft aggressive waters, the resistance of portland cement, troskoportland cement, and sulphate-resistant cement as well as mixtures of cement-clay and cement-ash were tested. Two methods were applied in the resistance tests. The prepared samples with a cement-water ratio $w = 4$, $w = 1$, $w = 0.5$ were put in distilled water and at a certain time interval were tested for compressive strength and tensile strength under bending. In the second cycle of tests the hydrated injection materials were ground to a certain fineness, and from the sample thus prepared the amount of CaO which leached out during the test was observed. The results of the tests indicate that the injecture mixtures consisting of troskoportland cement or of cement-clay mixtures are the most suitable material for the environment of soft aggressive waters.

Preložila E. Česánková

14

Pokračovanie zo str. 122

likátových horninách vzniklých jako pozdní magmatické diferenciáty stoupá v uvedených minerálech koncentrace zásaditých REE, kdežto v horninách metasomatického původu se uplatňují více REE kyselejší povahy. V karbonátových horninách má zastoupení REE v uvedených nerostech opačnou tendenci.

Příspěvek A. V. Zotova a L. V. Rusinova Zonálnost a para geneze okolorudních hornin na dvou japonských ložiskách typu Kuroko shrnuje výsledky mineralogického a paragenetického stu-

dia zonárně asociovaných nerostů provázejících kyzové zrudnění. Jde hlavně o hydroslídy a smíšené minerály typu slída — montmorillonit, dále chlorit, albit, křemen aj. Ze studie vyplynuly důležité poznatky o sepětí zonálnosti s procesy kyselého vyluhování, závislého na teplotě a chemickém potenciálu H_2O . Byla prokázána stoupající hydratace hydroslid rostoucí se vzdáleností od rudních těles a skutečnost, že polytyp M 1 hydroslid je vázán na vnější zóny metasomatické kolony, kdežto polytyp 2M₁ se vyskytuje především ve vnitřních zónách.

Neobvyklou a zajímavou tematikou se zabývá V. P. *Laginov* v práci Sirová a sulfidická vrstevnatá ložiska novějšího stáří a jejich význam pro klasifikaci a poznání podmínek geneze kyzových ložisek. Autor na základě studia některých pliocenních-pleistocenních japonských a sovětských ložisek síry a sulfidů ukázal, že tato ložiska mají řadu společných znaků s kyzovými ložisky, jejichž doprovodné horniny jsou alunitizovány a v jejich složení se uplatňují sulfosoli As a Sb (enargit, luzonit, famatinit). Ukazuje se, že oba typy ložisek se shodují v tom, že zrudnění je spjato s hydrotermální aktivitou vulkanických center a je lokalizováno na průsečících horizontů podzemních vod s disjunktivními poruchami vedoucími exhalace. Původ rudních roztoků je juvenilní — vadózní a železo obsažené v rudě bylo vyloučeno z okolních hornin.

Procesem hystero-genetických diaforitických přeměn magmatitů a metamorfítů amfibolitové facie ve vztahu ke zrudnění se zabývá I. A. *Zotov* v článku Regionální diaforéza v metamorfních komplexech. Konstatuje, že ve srovnání s komplexy amfibolitové facie nejsou diaforitické procesy typicky vyvinuty v komplexech vyznačujících se granulitovou facií metamorfismu. Tím dochází k závěru, že oblasti granulitové facie byly geotektonicky stabilizovány mnohem rychleji než oblasti amfibolitové facie. Je na místě poznamenat, že tyto závěry se zdají předčasné a nebudou patřně mít obecnou platnost: stačí uvést regionální rozsah zpětné přeměny např. v granulitových masivech Českého masívu, Laponska aj. (biotitizace, amfibolitizace, cordieritizace aj.).

Autorem příspěvku s názvem O hranicích termínu fassait a některých rozdílnostech pyroxenů hornin formace hořečnatých skarnů je I. I. *Sabynin*. Ukazuje, že takové pyroxeny mohou často mít různé optické vlastnosti, přičemž jejich rentgenostrukturní povaha je stejná, anebo naopak mají blízké optické vlastnosti při různém složení. Z takových pozorování vyplývá značná skepse k hodnotě určování chemismu pyroxenů

z jejich optických konstant a naopak.

Autory článku Reakční struktury a fázové rovnováhy v hypersten-sillimanitických metamorfitech sutamského komplexu Aldanského štítu jsou S. P. *Korikovskij* a N. G. *Kisljakovová*. V článku se popisují unikátní polygenetické reakční asociace s fázemi cordierit-hypersten-spinel-sillimanit, objevené v granulitových metamorfitech a vznikající retrográdními pochody. Práce obou autorů, kteří jsou žáky D. S. Koržinského, je podložena množstvím chemických analýz minerálů i řadou strukturních pozorování a má vynikající úroveň. Je příkladem moderního petrologického přístupu k problematice metamorfítů.

Celkově je možno o recenzovaném sborníku říci, že je dosti heterogenním souborem prací majících úzký, volný, popř. dokonce žádný vztah (poslední tři příspěvky) k tematice vytyčené v názvu publikace. Z tohoto hlediska je škoda, že články tak vysoké kvality, jakým je třeba vysloveně petrologický příspěvek Korikovského a Kisljakovové (nemající nic společného ani se zrudněním, ani s metasomatizmem, který zrudnění provází), jsou zařazovány do sborníku, kde bychom čekali spíše práce s metalogenetickou náplní, a jsou tak vlastně poněkud „utajeny“ čtenářům-specialistům v metamorfní petrologii. Tomuto článku, a i některým jiných, by více prospělo zařazení do některého se sborníků s petrologickou tematikou, jejichž se v sovětské literatuře v současné době objevuje celá řada. Přes tento formální nedostatek, kterému se ostatně vyhne málokterý sborník, zasluhuje si velká většina prací v něm otištěných pozornosti pro moderní a až na výjimky i dokonale rešeršné i analytický podložený přístup ke zvoleným tématům, z nichž mnohá jsou aktuální i pro naše ležiskové geology a petrology. Obvyklým nedostatkem (vyváženým ovšem nízkou cenou publikace) je nízká kvalita reprodukcí fotografické dokumentace a také skutečnost, že u většiny mapek není uvedeno měřítko a jejich podrobnější geografická lokalizace na území SSSR.

Jiří Losert

Rádiogeochemická charakteristika niektorých ryolitov stredoslovenských neovulkanitov podľa výsledkov terénnej gamaspektrometrie

(15 obr., 3 tab. v texte)

JOZEF DANIEL — LUDOVÍT KUCHARIČ*

Радиогеохимическая характеристика некоторых риолитов среднесловацких неовулканитов по результатам полевой гамаспектротометрии

Использованием метода полевой гамаспектротометрии основанной на определении содержания урана, тория, и калия в породах, дана новая возможность поисков месторождений а также геологического картирования пород. Поэтому в связи с радиогеохимической оценкой риолитового вулканизма среднесловацких неовулканитов были на отдельных риолитовых телах установлены точки полевой гамаспектротометрии. На основании комплексной статической обработки результатов измерений приводится радиогеохимическая характеристика некоторых риолитовых тел в среднесловацких неовулканитах.

Radiogeochemical characteristic of some rehyolites from central Slovakian neovolcanics based on results of terrain gamma-ray spectrometry

The application of the method of terrain gamma-ray spectrometry based on the determination of the U, Th and K contents of rocks in situ provides new possibilities in the search for ore deposits as well as in mapping. Points of terrain gamma-ray spectrometry were therefore located on selected rhyolite bodies with the aim to evaluate radiogeochemically the rhyolite volcanism of central Slovakian neovolcanic rocks.

On the basis of the statistically summed up results of the measurements, the radiogeochemical characteristics of the individual rhyolite bodies in the central Slovakian neovolcanic rocks is presented.

Jednou z najnovších a najprogresívnejších metód rádiometrického prieskumu je terénna gamaspektrometria. Touto metódou sa merajú zložky rádioaktivity hornín v prírodných podmienkach.

V horninách zemskej kôry je rád rádioaktívnych izotopov, z ktorých sú pre detekciu gama žiarenia rozhodujúce U, Th a K. Gama-spektrum hornín je komplexné a viaže sa hlavne na RaC, ThC a K-40. To znamená, že Ra (z ktorého sa na základe rádioaktívnej rovnováhy stanovuje obsah U) a Th sa stanovuje nepriamo a závisí od rádioaktívnej rovnováhy medzi U, Th a produktmi ich rozpadu. Izotop K-40 je v konštantnom pomere k prírodnému K a je v ňom

* Ing. Jozef Daniel, p. g. Ludovít Kucharič, Uránový prieskum, 052 01 Spišská Nová Ves.

zastúpený 0,012 ‰ (M. Matolín et al. 1972). Zastúpenie uvedených troch komponentov v zemskej kôre sa využíva pri poľnej spektrometrii. Efektívnosť tejto metódy závisí od morfológie terénu, geologickej stavby územia a geochemickej diferenciácie jednotlivých hornín. Meranie je najefektívnejšie v teréne s malou mocnosťou kvartérnych uloženín aluviálno-deluviálneho typu.

Použité prístroje a metodika meraní

Na stanovenie rádioizotopov v horninách rádiogeochemickou metódou sme použili prístroj sovietskej konštrukcie — poľný gamaspektrometer SP-3M. Ide o jednakanálový diferenciálny spektrometer, ktorý umožňuje postupne merať jednotlivé izotopy vo vymedzených energetických oblastiach. Na stanovenie obsahu jednotlivých zložiek sa používajú nasledujúce energetické línie:

- 1,76 MeV na zistenie RaC — rádia,
- 2,62 MeV na zistenie ThC — tória,
- 1,46 MeV na zistenie K-40 — draslíka.

Okrem uvedených meraní sa na každom meranom bode meria integrálne spektrum úhrnnej rádioaktivity.

Každý prístroj je ciachovaný na modeloch nasýtených Ra, Th a K. Na základe ciachovania sa stanovili rovnice umožňujúce výpočet jednotlivých komponentov z nameraných hodnôt. Počas sezóny sa činnosť a stabilita práce prístroja kontrolujú pomocou pracovných etalónov porovnávacím meraním na bodoch polygónu, ako aj opakovanými meraniami na niektorých meraných bodoch.

Stredná relatívna chyba je vypočítaná z opakovaných meraní (10 ‰ z celkového počtu) podľa vzťahu

$$p = \frac{\sigma}{\bar{x}} \cdot 100 \text{ ‰, kde } \sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}}$$

σ — stredná kvadratická chyba

$\bar{x}$ — aritmetický priemer

n — počet zámerov

a pre K = 5,82 ‰; U = 5,78 ‰ a Th = 7,15 ‰.

Geochemické zloženie hornín a ich charakteristické črty sa odrážajú v ich prirodzenej rádioaktivite. Ryolity stredoslovenských neovulkanitov v rámci mapy rádioaktivity hornín západokarpatskej sústavy (M. Matolín 1973) reprezentujú najvyššie hodnoty prirodzenej rádioaktivity (maximum do 30 uRh⁻¹). Preto sa na ocenenie ryolitového vulkanizmu III. fázy z hľadiska rádiogeochemie na vybraných ryolitoch stredného Slovenska (obr. 1) vykonala gamaspektrometria. Merania sa urobili v dvoch obmenách, a to regionálne merania s krokom väčším ako 200 m, pri ktorom sa využili prirodzené a umelé odkryvy, a detailné merania, ktoré sa uskutočnili po profiloch, pričom sa meralo v jamkách s priemerom 50 cm a v hĺbke 30 cm. Predmetom nášho záujmu boli:

1. ryolity na sever od Turčeka,
2. kremnické ryolity
3. antolsko-močiarske ryolity,
4. hlinické ryolity,
5. ryolity severne od Ostrého Grúňa,
6. ryolity masívu Háj (severne od Novej Bane).

Pri určovaní charakteristík jednotlivých ryolitov sme zo súboru meraní vylúčili ryolitové tufy a tufity. Vylúčili sme aj merania v anomálnych poliach. Aby sme určili charakteristickú hodnotu na porovnanie jednotlivých súborov, zvolili sme si medián (Me), ktorý rozdeľuje súbor na dve rovnaké časti a potláča vplyv krajných polôh na strednú hodnotu. Medián sme vypočítali podľa J. Drabanta (1967):

$$Me = A + c \frac{\frac{N}{2} - S}{M_n}$$

N — počet meraní

A — začiatok mediánového intervalu

S — počet meraní do mediálneho intervalu

M_n — počet meraní v mediánovom intervale

c — šírka intervalu

Ďalej podávame charakteristiku súborov meraní jednotlivých ryolitov.

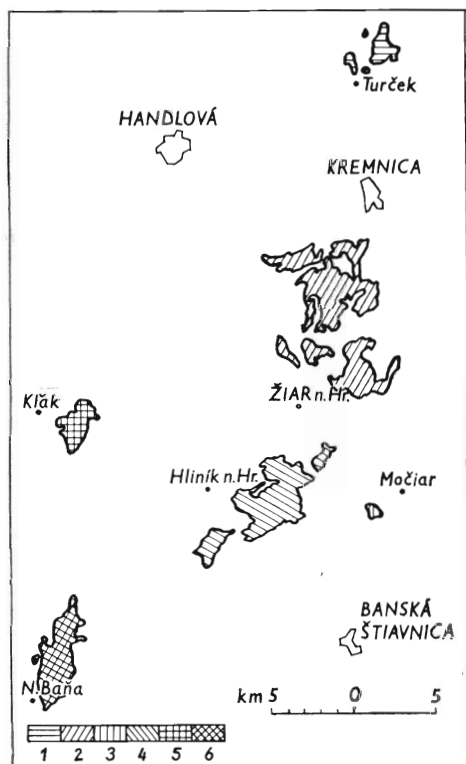
Výsledky merania

Ryolity Turčeka

Ide o relatívne nepočetný (34 meraní) súbor. Z histogramov meraní (obr. 2) vidieť, že všetky merané prvky sú charakteristické svojou modálnou hodnotou, t. j. intervalom, v ktorom je maximum nameraných hodnôt (U = 11,2 ppm, Th = 35 ppm a K = 4,75 ‰). Maximálna hodnota Th = 34,33 ppm a U = 10,68 ppm je najvyššia zo všetkých meraných ryolitov. Naproti tomu draslík má najnižšie mediálne hodnoty, ale je ako jednotný súbor najlepšie definovateľný.

Kremnické ryolity

Pri kremnických ryolitoch nemožno hovoriť o jednotnom súbore meraní

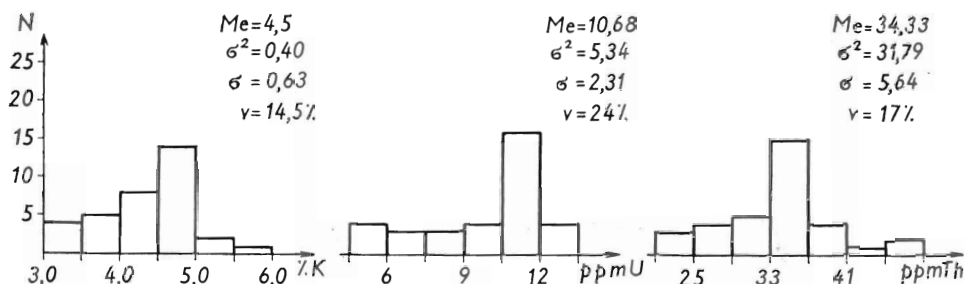


Obr. 1. Situačná mapa skúmaných ryolitov

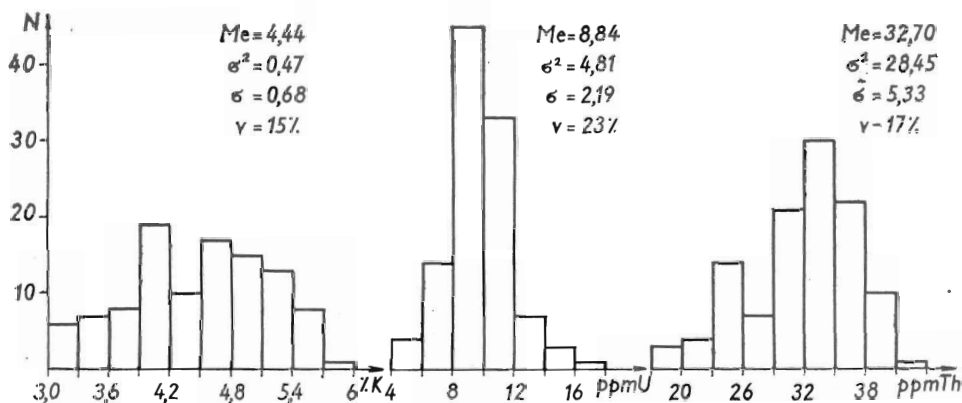
1 — ryolity Turčeka, 2 — ryolity Kremnice, 3 — ryolity antolsko-močiarskej zóny, 4 — ryolity Hliníka, 5 — ryolity Ostrého Grúňa, 6 — ryolity Novej Bane.

Fig. 1. Reference map of rhyolites studied.

1 — Turček rhyolite, 2 — Kremnica rhyolite, 3 — Antol-Močiar zone rhyolite, 4 — Hliník rhyolite, 5 — Ostrý Grúň rhyolite, 6 — Nová Baňa rhyolite.



Obr. 2. Histogram rozdelenia U, Th a K v ryolitoch Turčeka
Fig. 2. Histogram showing distribution of U, Th and K in Turček rhyolite



Obr. 3. Histogram rozdelenia U, Th a K v ryolitoch Kremnice
Fig. 3. Histogram showing distribution of U, Th and K in Kremnica rhyolite

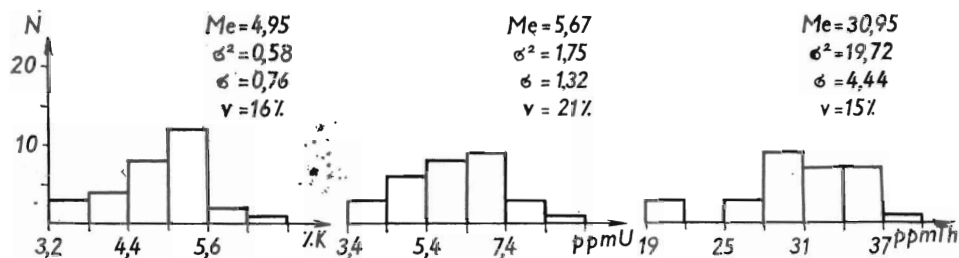
(obr. 3). Draslík a tórium vykazujú dva módy. Pri draslíku je to 4,05 a 4,65 ‰, pri tórii 24,5 a 33,5 ppm. Značnú asymetrickosť rozdelenia možno badať aj pri uráne. Tórium má široké variačné rozpätie ($R = 27$ ppm) a vyššiu modálnu hodnotu, čo možno pripísať hydrotermálnym procesom v tejto oblasti.

Ryolity močiarsko-antolskej zóny

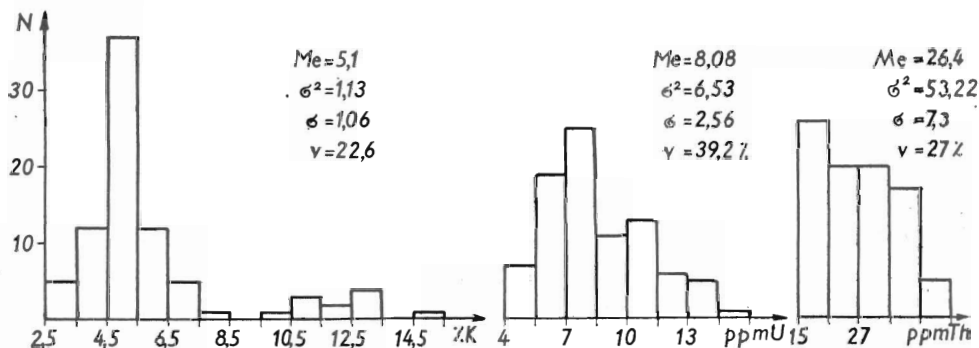
Vzhľadom na počet meraných vzoriek (30), ako aj na staničenie na jednotlivých dajkách nemožno tento súbor meraní pokladať za reprezentatívny (obr. 4). Napriek tomu možno získané hodnoty aspoň informatívne použiť ako hodnoty charakterizujúce tieto ryolity. Pri týchto ryolitoch klesol medián U oproti predchádzajúcim na hodnotu 5,67 ppm, pričom Th zostal približne na úrovni predchádzajúceho súboru (30, 95 ppm). K je mierne zvýšený (4,95 ‰).

Hlinícke ryolity

Všetky tri merané prvky hliníčkových ryolitov majú široké variačné rozpätie a relatívne vysoké hodnoty koeficienta variácie (obr. 5). Draslík je dobre definovaný normálnym zákonom rozdelenia, blízkymi hodnotami mediánu a módu



Obr. 4. Histogram rozdelenia U, Th a K v ryolitoch v antolsko-močiarskej zóny
Fig. 4. Histogram showing distribution of U, Th and K in rhyolite from the Antol-Močiarska zone



Obr. 5. Histogram rozdelenia U, Th a K v ryolitoch Hliníka
Fig. 5. Histogram showing distribution of U, Th and K in Hliník rhyolite

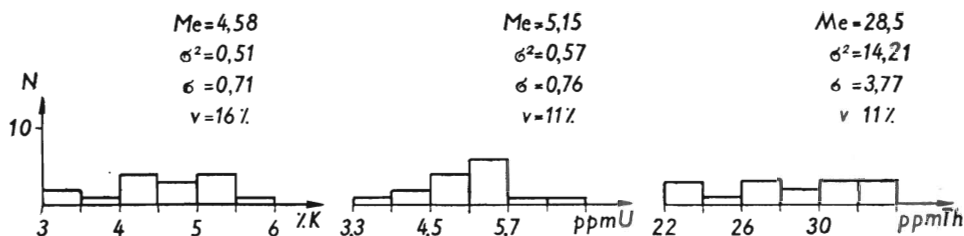
Me = 5,1 ‰, Mo = 5 ‰. Šírku variačného rozpätia, najmä však hodnoty draslíka nad 8 ‰, možno pripísať značným zónam K-metasomatózy tejto oblasti. Urán vykazuje Me = 8,08 ppm, ale v histograme vystupujú dve modálne hodnoty (7,75 a 10,75 ppm), ktoré potvrdzujú nehomogénnosť súboru. Rozdelenie Th je lognormálne s Mo = 18 ppm a Me = 26,4 ppm. Zo všetkých meraných typov ryolitu majú hlinícke ryolity najnižší obsah tória. Z celkového charakteru rozdelenia rádioaktívnych prvkov v oblasti je zrejmé, že sa náhodný výber skladá z viacerých čiastkových súborov, ktorých podrobnejšia analýza presahuje rámec tejto práce.

Ryolity severne od Ostrého Grúňa

Merania v týchto ryolitoch predstavujú najhoršie definovateľný súbor meraní s mediálnymi hodnotami K = 4,58 ‰, U = 5,15 ppm a Th = 28,5 ppm. Koncentrácia rádioaktívnych prvkov sa približuje hodnotám získaným z ryolitov močiarsko-antolskej zóny.

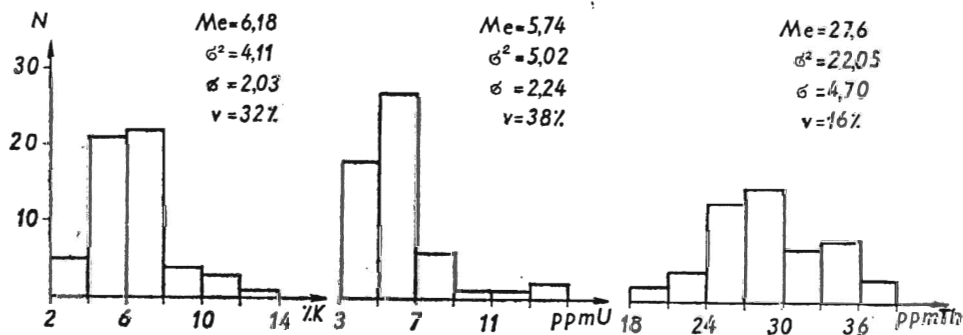
Ryolity Novej Bane

Pri tomto telese ryolitu možno pozorovať pokles mediánu uránu na 5,76 ppm. Medián draslíka je však najvyšší, so širokým variačným rozpätím, čo svedčí o výraznej K-metasomatóze, ktorá mala pravdepodobne vplyv na akumuláciu Th. Th má dve hodnoty modu, a to 28,5 a 34,5 ppm (obr. 7).



Obr. 6. Histogram rozdelenia U, Th a K v ryolitoch Ostrého Grúňa.

Fig. 6. Histogram showing distribution of U, Th and K in Ostrý Grúň rhyolite.



Obr. 7. Histogram rozdelenia U, Th a K v ryolitoch Novej Bane.

Fig. 7. Histogram showing distribution of U, Th and K in Nová Baňa rhyolite.

Vzájomný pomer rádioaktívnych prvkov a ich korelácie

Na obr. 8—13 sú zobrazené závislosti medzi uránom a tóriom, draslíkom a uránom, resp. draslíkom a tóriom. Korelačné priamky boli preložené metódou najmenších štvorcov. Výpočtom sme získali parametre k a q z rovnice priamky

$$y = kx + q$$

Porovnaním tangenty k (smernice priamky) a parametra q všetkých troch určovaných závislostí možno vyčleniť dve skupiny ryolitov: prvú tvoria kremnické, hliníkové a turčocké ryolity; druhú ryolity masívu Háj, Ostrého Grúňa a močiarsko-antolskej zóny.

Výsledky sú zhrnuté v tab. 1, kde sa okrem smernice priamky k pre pomer Th/U, ktorý je pre obidve skupiny zhruba rovnaký, vo všetkých ostatných pomeroch vyčlenené skupiny výrazne odlišujú. Tento rozdiel výraznejšie vystupuje pri parametri q .

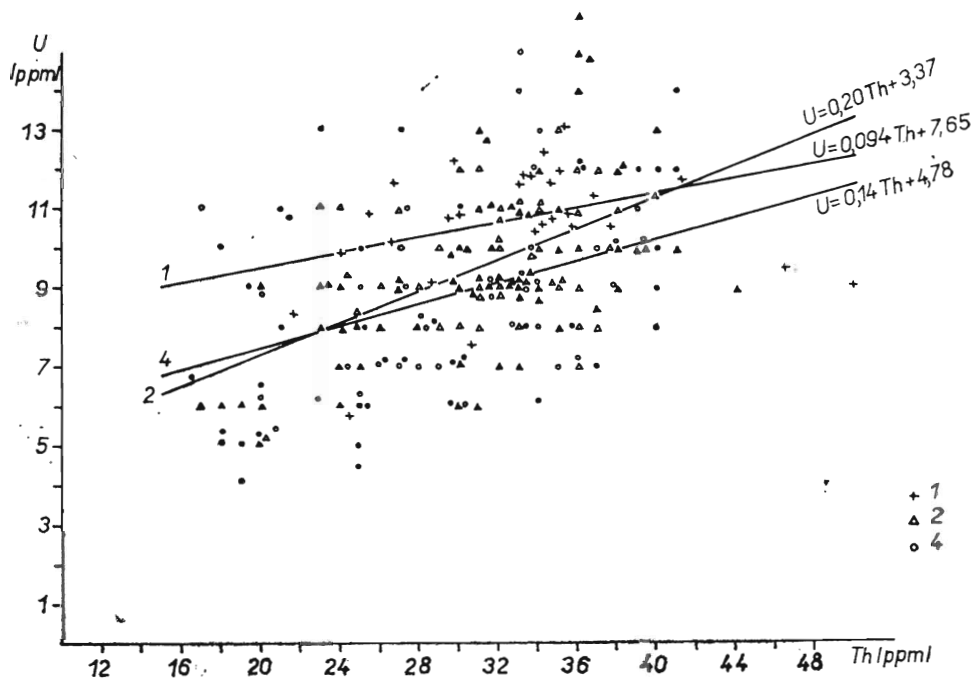
Súhrnným spracovaním všetkých šiestich súborov dostávame pre ryolity III. fázy stredoslovenských neovulkanitov nasledujúce hodnoty mediánov rádioaktívnych prvkov (obr. 14):

K = 4,86 ‰

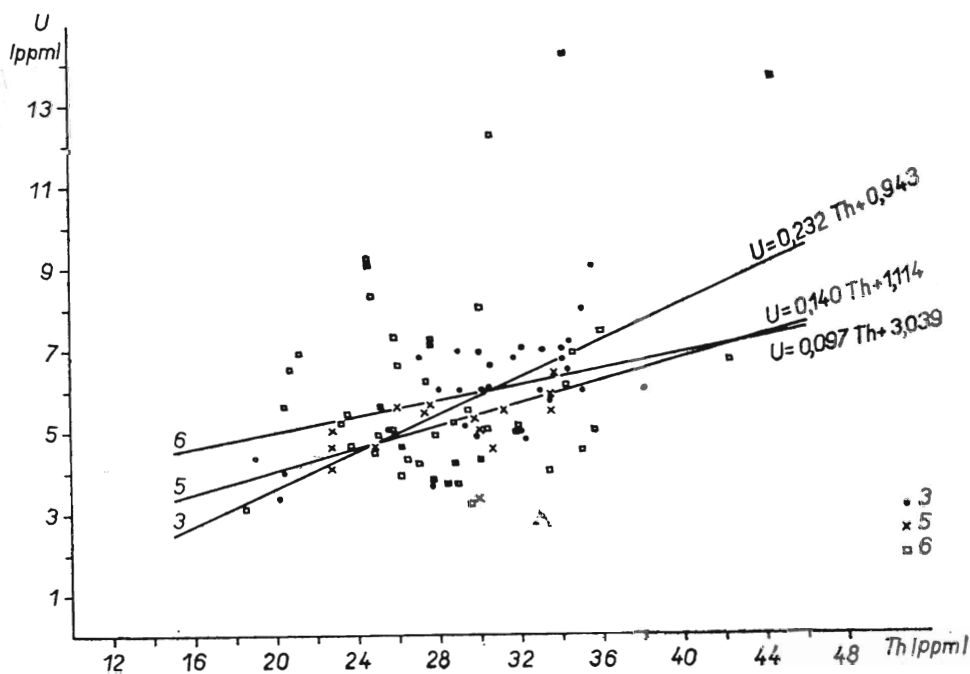
Th = 30,71 ppm

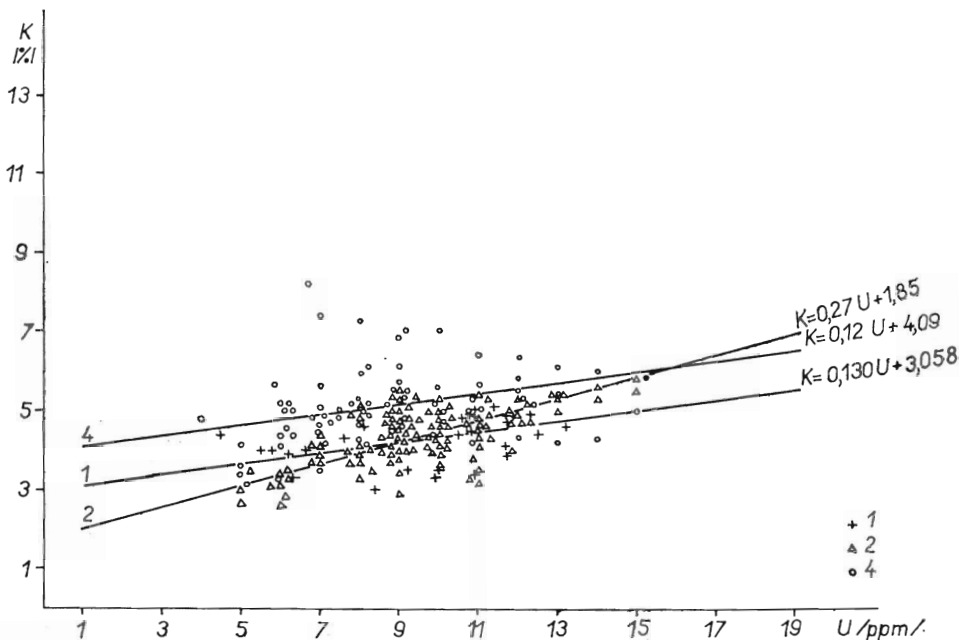
U = 8,23 ppm

Z histogramu obsahu K možno pozorovať normálny charakter rozdelenia.



Obr. 8. Graf závislosti Th a U v ryolitech Turčeka, Kremnice a Hliníka
 Fig. 8. Graph showing dependence of Th and U in rhyolites from Turček, Kremnica, Hliník





Obr. 10. Graf závislosti U a K v ryolitoch Turčeka, Kremnice a Hliníka
Fig. 10. Graph showing dependence of U and K in rhyolites from Turček, Kremnica, Hliník

Posun hodnôt do vyšších obsahov je spôsobený prínosom draslíka, čím sa adekvátne zvýšil aj koeficient variácie. Aj napriek tomu možno tento súbor hodnotiť ako reprezentatívny (pozri výraznú modálnu hodnotu).

A. P. Vinogradov (1962) udáva pre kyslé magmatity obsah $K = 3,34 \%$. Histogram uránu má dve modálne hodnoty (6,75 a 9,75 ppm), ktoré signalizujú dva druhy ryolitov v regióne. A. P. Vinogradov udáva pre daný druh hornín priemerný obsah $U = 3,5$ ppm, z našich meraní vychádza 8,23 ppm.

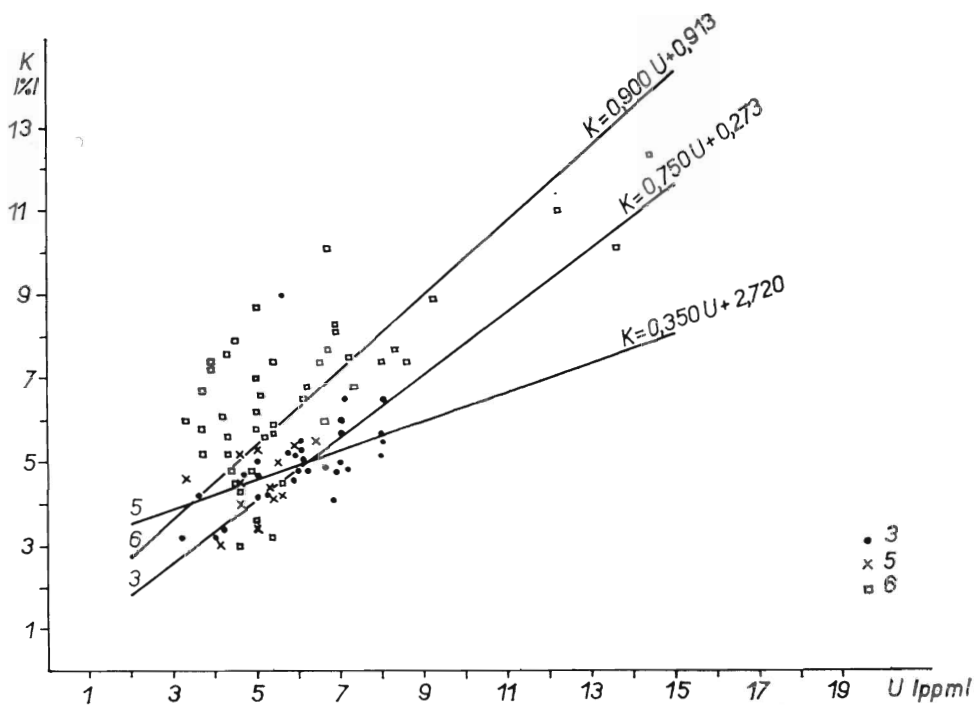
Tórium má medián 30,71 ppm a $Mo = 34$ ppm. Celkový charakter rozdelenia hodnôt možno charakterizovať ako záporné lognormálne rozdelenie s pomerne malým koeficientom variácie ($= 20 \%$). Priemerný obsah Th podľa A. P. Vinogradova je 18 ppm. Súborné spracovanie jednotlivých hodnôt, ako aj pomer Th/U, Th/K a U/K je v tab. 2.

Ako vidieť z obr. 15, možno podľa koncentrácie U rozdeliť ryolity skúmanej oblasti na:

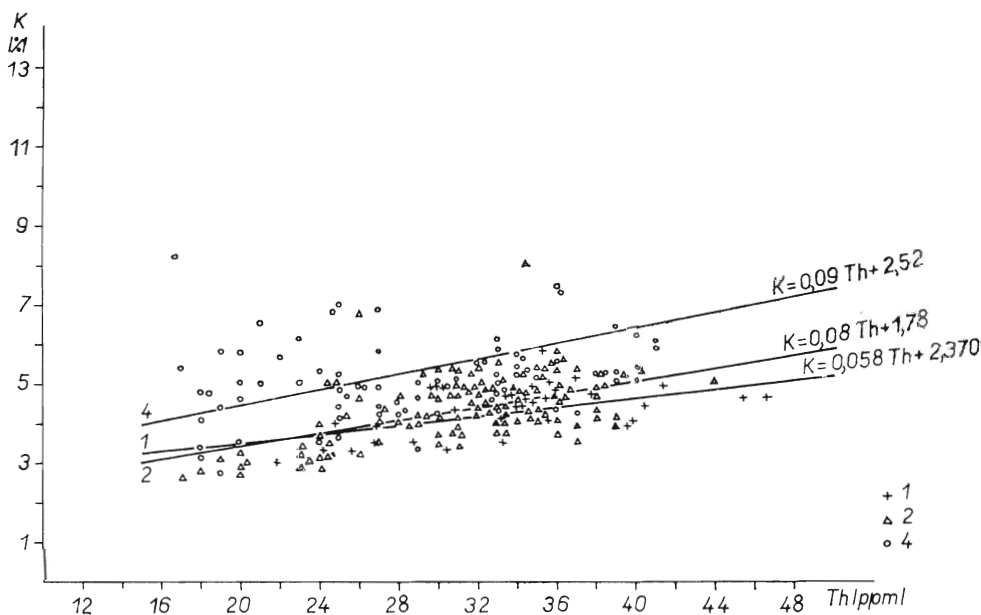
1. ryolity Nová Baňa, Ostrý Grúň a Močiar;

Obr. 9. Graf závislosti Th U v ryolitoch Močiara, Ostrého Grúňa a Hája
Fig. 9. Graph showing dependence of Th and U in rhyolites from Močiar, Ostrý Grúň and Háj

Obr. 12. Graf závislosti Th a K v ryolitoch Turčeka, Kremnice a Hliníka
Fig. 12. Graph showing dependence of Th and K in rhyolites from Turček, Kremnica, Hliník

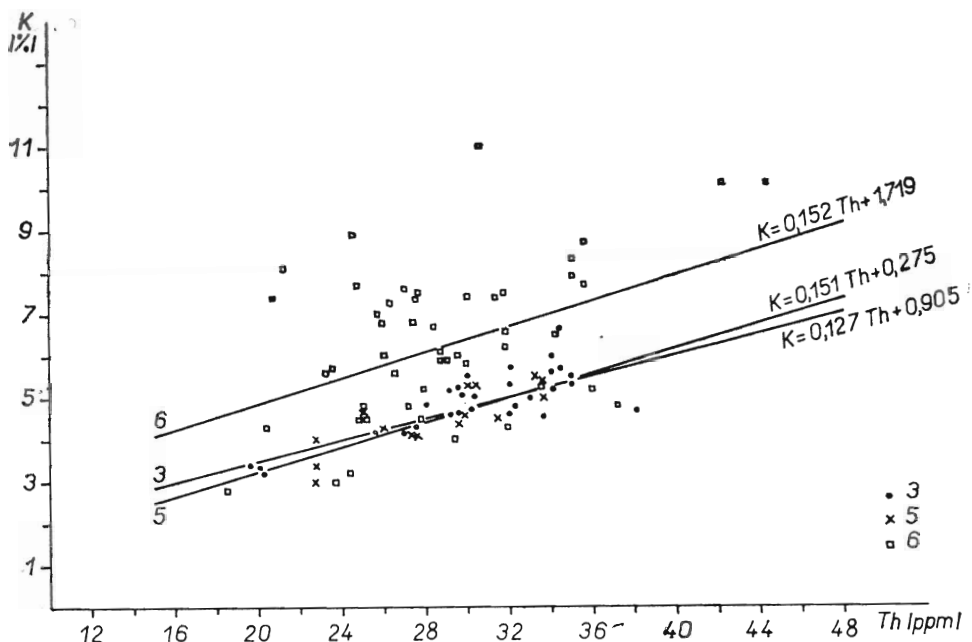


Obr. 11. Graf závislosti U a K v ryolitech Močiara, Ostrého Grúňa a Hája
Fig. 11. Graph showing dependence of U and K in rhyolites from Močiar, Ostrý Grúň, Hája

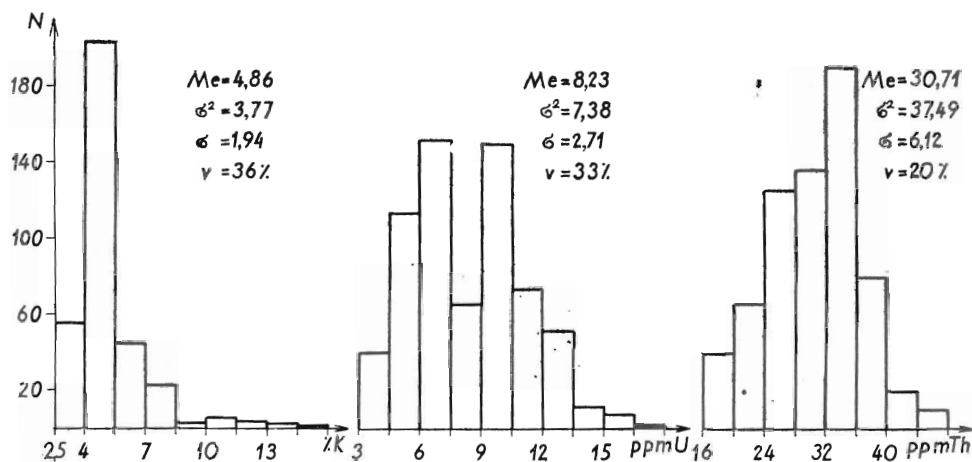


2. hlinickej, kremnickej a ryolity od Turčeka.

V prvej skupine sa obsah uránu pohybuje od 5—6 ppm. Druhá skupina je viac diferencovaná, s obsahom uránu 8—11 ppm. Toto rozdelenie je a priori pozorovateľné aj na pomeroch U/K, Th/U a Th/K.



Obr. 13. Graf závislosti Th a K v ryolitoch Močiara, Ostrého Grúňa a Hája
Fig. 13. Graph showing dependence of Th and K in rhyolites from Močiara, Ostrý Grúň, Hája



Obr. 14. Histogram rozdelenia U, Th a K v ryolitoch stredoslovenských neovulkanitov.
Fig. 14. Histogram showing distribution of U, Th and K in rhyolites from central Slovakian neovolcanic rocks

Porovnanie parametrov K a q vyčlenených skupín ryolitov

Tab. 1

	Interval smernice K			Interval parametra q		
	Th/U	U/K	Th/K	Th/K	U/K	Th/K
I. skupina	0,094—0,200	0,120—0,270	0,058—0,090	3,370—7,650	1,850—4,090	1,780—2,520
II. skupina	0,097—0,232	0,350—0,900	0,127—0,152	—0,943—3,036	0,273—2,720	0,275—1,719

Súhrn výsledkov distribúcie K , U , Th a ich vzájomné pomery

Tab. 2

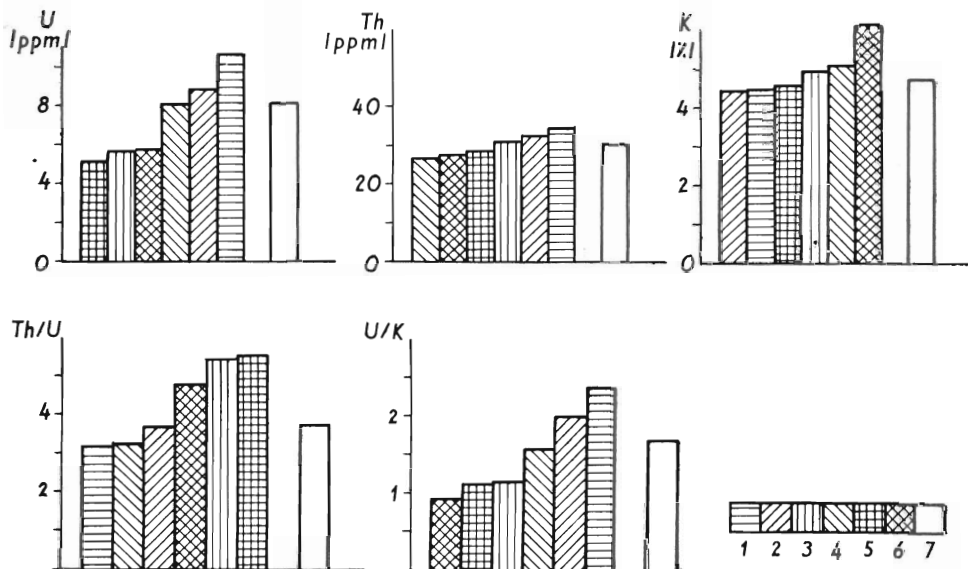
	U (ppm)					Th (ppm)						K (‰)								Th/U	U/K	Th/K
	min	max	Mo	Me	σ	V	min	max	Mo	Me	σ	V	min	max	Me	Me	σ	V				
1.	4,5	13,5	11,75	10,68	2,31	24	21	49	35	34,44	5,64	17	3,0	6,0	4,75	4,50	0,63	14,5	3,21	2,37	7,65	
2.	4,0	18,0	9,0	8,84	2,19	23	17	44	33	32,70	5,33	17	2,0	6,0	4,05	4,44	0,68	15,0	3,70	1,99	7,36	
3.	3,4	9,4	6,9	5,67	1,32	21	19	46	29,5	36,35	4,44	15	2,5	7,0	5,35	4,95	0,78	16,0	5,46	1,15	6,25	
4.	4,0	16,0	7,8	8,08	2,56	39	15	45	18	26,4	7,3	27	3,0	15,5	5,0	5,10	1,06	22,6	3,27	1,58	5,18	
5.	3,3	6,9	5,4	5,15	0,76	11	22	34	—	28,5	3,77	13	3,0	6,0	—	4,58	0,71	16,0	5,53	1,12	6,22	
6.	2,0	15,0	6,0	5,74	2,24	38	18	39	28,5	27,6	4,70	16	3,2	14,0	7,0	6,18	2,03	32,0	4,81	0,93	4,47	
7.	3,0	18,0	9,75	8,23	2,71	33	16	48	34	30,79	6,12	20	2,5	16,0	4,75	4,88	1,94	36,0	3,73	1,69	6,34	

1 — ryolity S od Turčeka, 2 — kremnické ryolity, 3 — ryolity z močiarsko-antolskej zóny, 4 — hlinicke ryolity, 5 — ryolity od Ostrého Grúňa, 6 — ryolity masívu Háj, 7 — ryolity spolu

Mo — modus, Me — medián, σ — smerodajná odchýlka, V — koeficient variácie (‰)

Z uvedeného vychodí, že ryolity tretej fázy majú v porovnaní s údajmi A. P. Vinogradova zvýšenie všetkých troch rádioaktívnych prvkov, hlavne však U a Th.

Treba ešte dodať, že skutočný obsah U je vyšší ako meraný, pretože koefi-



Obr. 15. Radiogeochemická charakteristika študovaných ryolitov stredoslovenských neovulkanitov.

1 — ryolity Turčeka, 2 — ryolity Kremnice, 3 — ryolity antolsko-močiarskej zóny, 4 — ryolity Hliníka, 5 — ryolity Ostrého Grúňa, 6 — ryolity Novej Bane, 7 — ryolity SSN spolu.

Fig. 15. Radiogeochemical characteristics of rhyolites studied from the central Slovakian neovolcanic rocks.

1 — Turček rhyolite, 2 — Kremnica rhyolite, 3 — rhyolite from Antol-Močiara zone, 4 — Hliník rhyolite, 5 — Ostrý Grúň rhyolite, 6 — Nová Baňa rhyolite, 7 — rhyolites from central Slovakian neovolcanics undifferentiated.

Podiel K, U a Th na úhrnej rádioaktivite ryolitov III. fázy

Tab. 3

Ryolity	K (‰)	U (‰)	Th (‰)
severne od Turčeka	15	41	44
kremnické	18	37	45
antolsko-močiarske	24	27	49
hlinické	25	35	40
severne od Ostrého Grúňa	25	27	48
masívu Háj	29	27	44
Spolu	22,7	32,3	45,0

cient rádioaktívnej rovnováhy (Krr) pre oblasť ryolitov stredoslovenských neovulkanitov je 89,4 % (J. Forgáč 1974). Koeficient rádioaktívnej rovnováhy medzi U^{238} a Ra^{226} :

$$Krr = \frac{Ra}{U} \cdot \frac{1}{3,4 \cdot 10^{-7}} \cdot 100 \%;$$

Pri $Krr > 100$ je rovnováha posunutá na stranu rádia.

Pri $Krr < 100$ je rovnováha posunutá na stranu uránu.

Po vypočítaní koncentrácie U ekvivalentného podľa vzťahu $Q_{Uekv} = 0,334 Q_{Th} + 0,99 Q_K + 1,0 Q_U$ a percentuálnom vyjadrení podielu jednotlivých rádioaktívnych prvkov na úhrnnej rádioaktivite sme získali hodnoty uvedené v tab. 3.

Z tab. 3 vidieť, že v každom ryolitovom telese, a tým aj v celej oblasti je najpodstatnejším nositeľom rádioaktivity tórium. Na celkovej rádioaktivite sa zúčastňuje 45 %. Urán predstavuje približne tretinu celkovej rádioaktivity a zvyšok pripadá na draslík.

Doručené 4. 5. 1976

Odporučil J. Lexa

LITERATÚRA

- Bagdasarjan, G. P. — Konečný, V. — Vass, D. 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. Geol. práce, Spr. 51 (Bratislava), s. 47—63.
- Drabant, J. 1967: Spracovanie výsledkov pozorovaní. (Skriptum SVTL.) 455 s.
- Forgáč, J. 1974: Geochémia a distribúcia rádioaktívnych prvkov v niektorých acidných neovulkanitoch Západných Karpát. Manuskript — archív GP ČSUP, závod IX, Sp. Nová Ves — Huta, 39 s.
- Kogan, R. M. — Nezavor, I. M. — Fridman, Š. D. 1969: Osnovy gama-spektrometrii prirodnych sred. izd. Moskva, Atomizdat, 162 s.
- Konečný, V. — Šefara, J. — Zbořil, L. 1973: Geologicko-geofyzikálny výskum stavby hlbokého podložia stredoslovenských neovulkanitov s riešením jeho vzťahu k vývoju vulkanických komplex. Manuskript — archív GP ČSUP, závod IX, Sp. Nová Ves — Huta, 73 s.
- Lexa, J. 1969: Dva typy ryolitov v okolí Žiaru n/Hronom. Mineralia slov., 1, č. 3—4, s. 43—48.
- Matolín, M. — Dedáček, K. 1972: Přesné stanovení U a Th z karotážních měření. Sbor. přednášek Hornická Příbram ve vědě a technice 1972. Sekce užitá geofyzika, s. 1—10.
- Matolín, M. 1973: Interpretace aeroradiometrické mapy ČSSR 1 : 200 000 (II. etapa Západní Karpaty). Manuskript — archív Uránového prieskumu, Novoveská Huta, 212 s.

Radiogeochemical characteristics of some rhyolites from central Slovakian neovolcanics based on results of terrain gamma-ray spectrometry

JOZEF DANIEL — LUDOVÍT KUCHARIČ

Terrain gamma-ray spectrometry is presently the most advanced radio-metric method. It is based on the determination of the contents of K, U, and

Th in situ. For the evaluation of the rhyolite volcanism of the third phase of the central Slovakian neovolcanic rocks aimed at a prospective search for radioactive material, gamma-ray spectrometric measurements were carried out on selected rhyolite bodies. The Soviet SP-3M field gamma-ray spectrometre was used in the measuring. The observations were elaborated in the form of histograms with determinations of the medial values and other statistical parametres of these rhyolite bodies (figs. 2—9, table 1):

- a. Rhyolite N of Turček
- b. Rhyolite from Kremnica
- c. Rhyolite from Antol-Močiar
- d. Rhyolite from Hliník
- e. Rhyolite N of Ostrý Grúň
- f. Rhyolite from the Háj massif (N of Nová Baňa)

On the basis of the results obtained by measurements, the uranium contents and mutual correlation of the elements measured, the rhyolites may be divided into two groups:

Group I: Antol-Močiar rhyolite, rhyolite N of Ostrý Grúň, rhyolite from the Háj massif with U contents from 5 to 6 ppm.

Group II: Hliník rhyolite, Kremnica rhyolite, and rhyolite N of Turček with U contents from 8 to 11 ppm.

As indicated by the K-content, the rhyolite from the Háj massif as well as the Hliník rhyolite are affected by intense K-metasomatism. The content of K in the other bodies is increased in relation to the clarke value but to a lesser extent than in the two aforementioned types. Thorium in the total value of the region does not show substantial deviations from the mean values. The recalculation to equivalent U and the percentage of the individual elements or their proportion in the total radioactivity indicate that thorium is the main carrier of radioactivity in the rhyolites of the third phase of the central Slovakian neovolcanics.

Preložila E. Česáňková

Prejavy barytovo-fluoritovej mineralizácie na Hg-ložisku Dubník

(2 tab. v texte)

R. ĎUĎA — P. BURDA — M. KALIČIAK — E. KALIČIAKOVÁ*

**Проявления барито-флюоритовой минерализации на ртутном месторождении
Дубник в Сланских горах Восточной Словакии**

V severnej časti Slanských hôr na rтутном месторождении Дубник были обнаружены проявления барито-флюоритовой минерализации. Оба минералы были установлены рентгенометрическим анализом и было в краткости характеризовано их положение по отношению к ртутной минерализации месторождения.

**Manifestations of barytes-fluorite mineralization at the Dubník Hg-deposit
(Slanské vrchy, eastern Slovakia)**

In the northern part of Slanské vrchy, at the Dubník Hg-deposit, manifestations of barytes-fluorite mineralization have been determined. The two minerals have been proved by rentgenometric analyses. Their position within the Hg-mineralization in the deposits is briefly characterized.

V rámci geologickoprieskumných prác na Hg-ložisku Dubník, okres Prešov, v severnej časti Slanských hôrov sme vo vrtoch zistili barytovo-fluoritovú mineralizáciu, ktorá v rudnom rajóne Zlatá Baňa—Dubník nebola doteraz známa.

Oba minerály sa zistili v nepatrnom rozsahu vo vrte Zl. B. — 10, 14 a DK-1. Oblasť ložiska Dubník budujú vulkanické horniny pozostávajúce z pyroxenických andezitov rozličnej farby a stupňa premeny. V menšej miere sú zastúpené ich pyroklastiká. Tento vulkanický komplex je zo severovýchodu v tektonickej pozícii voči kumulodómatickému telesu amfiboliticko-pyroxenicko-biotitického dacitu vrchnoplazénneho veku, ktorý J. Slávik — J. Tózsér (1973) zaraďujú do vrchnej vulkanickej etáže.

* RNDr. Rudolf Ďuďa, Ing. Pavol Burda, RNDr. Michal Kaličiak, P. g. Elena Kaličiová, Geologický prieskum, Stará spišská cesta, 04051 Košice.

Hg-mineralizácia má na ložisku žilnikovo-impregnačný charakter a je v sprievode silnej argilitizácie a pyritizácie ($\pm$ markazit), v menšej miere silicifikácie, karbonatizácie a chloritizácie, ktoré sledujú viac-menej tektonické poruchy I. a II. radu. Neskôr J. Tözsér — K. Együd (1972) na ložisku opisali aj As-mineralizáciu (realgár, auripigment) v sprievode s rumelkou, dolomitom a pyritom.

Barytovo-fluoritová mineralizácia má na ložisku len lokálny, nepatrný rozsah. Zistila sa v silnej argilitizovanej, sčasti silicifikovanej hornine (pyroxenické andezity) v asociácii s kremeňom, karbonátmi a pyritom.

Baryt. Vytvára drobné zrnká a hniezda v kalcitovo-kremenných žilkách. Miestami sme zistili drobné, do 3 mm veľké tabuľkovité kryštáliky v idiomorfnom vývoji. Je mliečnobialej a žltobialej farby, s preň typickou štiepaťnosťou. Potvrdila ho röntgenometrická analýza (tab. 1) s výraznými reflexmi 3,401, 3,083, 2,105 Å. V okolí Dubník—Nosger konštatoval J. Tözsér (1972) prítomnosť barytocelestínu, ktorý nebol bližšie identifikovaný.

Fluorit. Zistil sa len v jednom prípade na základe spektrálnej analýzy horniny, ktorá indikovala vysoký obsah F. Pri opätovnom štúdiu vzorky boli v silne argilitizovanom andezite zistené drobné priehľadné a bezfarebné zrnká so skleným leskom. Veľkosť zŕn nedosahovala 1 mm. Röntgenometrická analýza (tab. 2) z uvedenej vzorky zaznamenáva zmes kaolinitu, montmorillonitu s prímесou kalcitu a fluoritu. Táto vzorka bola dodatočne vyžíhaná na 1000 °C a znovu podrobená röntgenometrickej analýze, pričom na zázname zostali len hlavné čiary fluoritu.

Postavenie barytovo-fluoritovej mineralizácie na Hg-ložisku Dubník je za súčasného stavu poznania ložiska nejasné. E. A. Lazarenko et al. (1963) uvádzajú z neogénneho Hg-ložiska Olenevo v Zakarpatskej oblasti ZSSR prítomnosť bezfarebného fluoritu v idiomorfnom vývoji, po ktorom vytvára chalcedón pseudomorfózy. Aj keď na väčšine Hg-ložísk v tejto oblasti je baryt bežným minerálom v akcesorickom množstve, fluorit nebol nikde inde opísaný.

Röntgenometrická analýza barytu z ložiska Dubník

Tab. 1

P. č.	Zl. B. — 19/107,		Michejev, N=46		P. č.	Zl. B. — 19/107,		Michejev, N=46	
	Im	dm	It	dt		Im	dm	It	dt
1.	2	3,873	2	3,819	12.	2	2,047	2	2,048
2.	8	3,544	3	3,588	13.	1	1,922	1	1,922
3.	10	3,401	6	3,456	14.	1	1,851	4	1,847
4.	4	3,292	5	3,330	15.	1	1,751	4	1,745
5.	6	3,083	7	3,058	16.	2	1,670	4	1,669
6.	3	2,813	5	2,843	17.	1	1,631	1	1,625
7.	4	2,707	5	2,725	18.	1	1,589	2	1,581
8.	1	2,470	1	2,470	19.	2	1,527	6	1,526
9.	2	2,316	6	2,32	20.	2	1,471	2	1,467
10.	2	2,201	5	2,202	21.	2	1,423	5	1,420
11.	7	2,105	10	2,106					

Rtg. analýzy boli vyhotovené v Laboratórnom stredisku v Spišskej Novej Vsi za týchto podmienok: Mikrometa 2 s rtg. goniometrom, metóda Bragg — Brentano, žiarenie CuK α , filter Ni, štrbiny 5', 10', rýchlosť otáčania 2/min., žeravenie 30 kV, 10 mA, citlivosť 3/1000.

P. č.	Zl. B. — 14/190		Zl. B. — 14/190 vyžíhané na 1000 °C		Michejev, N 379	
	Im	dm	Im	dm	It	dt
1.	10	15,450 M				
2.	10	7,115 K				
3.	10	4,047 M		4,054		
4.	10	3,567 K				
5.	7	3,142	7	3,151	7	3,148
6.	10	3,013 C				
7.		2,827				
8.	4	2,555 K				
9.	6	2,481 C				
10.	8	2,339 K				
11.	6	2,175 C				
12.	7	2,084 K				
13.	10	1,931	10	1,931	10	1,928
14.	9	1,864 C				
15.	7	1,647	7	1,647	7	1,644
16.	10	1,486 K				
17.	2	1,433 K				
18.	4	1,365	4	1,366	4	1,363
19.			5	1,254	5	1,251

M — montmorillonit

K — kaolinit

C — kalcit

Oba minerály sa zistili aj na Hg-ložiskách chalcedónovo-karbonatickej formácie (Hajdarakan, Iľdinsk v ZSSR) v asociácii s rumelkou, antimonitom a pyritom (I. I. Bok 1974), kým na ložiskách karbonátovo-rumelkového typu (Aktašskoje v ZSSR) je známy rad rudných a nerudných minerálov, ale s úplnou neprítomnosťou barytu a fluoritu (V. I. Smirnov 1974). Podobne na vulkanogénnych ložiskách okrem barytu nikde nespomína fluorit. Naopak I. V. Lučinskij (1971) vo svojej práci uvádza fluorit ako jeden z bežne recentne vznikajúcich minerálov v okolí dnešných vulkánov, fumarol a solfatárov na Kamčatke. Aj V. A. Kornetova (in F. V. Čuchrov 1963) uvádza recentne vznikajúci fluorit z horúcich termálnych prameňov v Colorade a Vogézach (Francúzsko). D. J. Bridge (1973) na Hg-ložiskách a výskytoch rajónu Opalit (Oregon, USA) spomína v asociácii s rumelkou, markazitom, chalcedónom sporadicky aj baryt, ale neuvádza fluorit. Z genetického hľadiska spomína prítomnosť fluoritu pri subvulkanických a teletermálnych ložiskách V. N. Kotliar a V. P. Fedorčuk (in V. I. Smirnov 1968), ktorý sa viaže na prejavy hydroteriem.

Na základe poznatkov o mineralizácii barytu a fluoritu z Hg-ložísk uvádzaných v literatúre možno predpokladať, že baryt, aj keď v nepatrnom rozsahu, je bežne prítomný v asociácii s rumelkou, kým fluorit patrí k zriedkavým, netypickým minerálom, spätým najmä s oblasťami neogénneho vulkanizmu. Aj keď sú známe oblasti s recentným vznikom fluoritu, rozšírenie a paragenéza sú od fluoritu zisteného na Hg-ložisku Dubník značne odlišné. Na základe toho

barytovo-fluoritová mineralizácia v sprievode argilitizácie a čiastočnej karbonatizácie vulkanických hornín je staršia ako samotná Hg—Sb—AS mineralizácia a má najskôr hydrotermálny pôvod.

Doručené 15. XII. 1975

Odporučil C. Varček

LITERATÚRA

- Bok, I. I. 1974: Osnovy rudnoj geologii. T. II. Alma-Ata, izd. Nauka, 255 s.
- Bridge, D. J. 1973: Rudnyje mestoroždenija SŠA. T. II. (ruský preklad) Moskva, izd. Mir, 636 s.
- Čuchrov, F. V. 1963: Mineraly. T. II/1. Moskva izd. Akad. Nauk SSSR, 295 s.
- Lazarenko, E. A. et al. 1963: Mineralogija Zakarpatija. Lvov, izd. Lvov. universiteta, 612 s.
- Lužinskij, I. V. 1971: Osnovy paleovulkanologii. T. I (Sovremennyye vulkany). Moskva, izd. Nauka, 479 s.
- Slávik, J. — Tözsér, J. 1973: Geological Structure of the Prešovské Pohorie Mts. and its Relation to the Boundary of the West and East Carpathians. Geol. zbor. Slov. akad. vied (Bratislava), 24, No. 1, p. 23—52.
- Smirnov, V. I. 1968: Genezis endogennych rudnych mestoroždenij. Moskva, izd. Nedra, 719 s.
- Smirnov, V. I. 1974: Rudnyje mestoroždenija SSSR, T. 2. Moskva, izd. Nedra, 391 s.
- Tözsér, J. 1972: Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu Prešovsko-to-kajského pohoria. Manuskript — Geofond, Spišská Nová Ves, 239 s.
- Tözsér, J. — Együd, K. 1972: Prejavy arzenovej mineralizácie v Prešovskom pohorí, Mineralia slov., 16, s. 321—324.

Manifestations of barytes-fluorite mineralization at the Dubník Hg-deposit (Slanské vrchy Mts., eastern Slovakia)

R. DUŽA — P. BURDA — M. KALIČIAK — E. KALIČIAKOVÁ

In the northern part of the Slanské vrchy Mts., at the Dubník Hg-deposit manifestations of barytes-fluorite mineralization have been determined. The deposit lies in volcanic rocks composed prevalently of pyroxene andesites and their pyroclasts. The Hg-mineralization has a stockwork-impregnation character accompanied by argillization, to a lesser extent carbonization and silicification. Barytes and fluorite have also been identified in the association with quartz, carbonate, and pyrite. This barytes-fluorite mineralization occurring in the form of small veins and nests, is older and it predates the independent Sb and Hg mineralization. The barytes-fluorite and antimony mineralization is of hydrothermal origin, whereas the Hg and As mineralization is the product of postvolcanic, presumably solfataric activity.

Preložila E. Česánková

Fázové premeny metahalloyzitu za hydrotermálnych podmienok

(7 obr. v texte)

L. ŠTEVULA — J. PETROVIČ — M. KUBRANOVÁ — J. ČORBA*

Фазовые превращения метагаллуазита в гидротермальных условиях

Метагаллуазит из Михаловец подвергался гидротермальному процессу при температуре 350 °С в двух этапах по 7 суток и непрерывному влиянию в течение 14 суток. Фазовый состав и морфология исходного материала и реакционных продуктов гидротермального процесса подверглись рентгенофазовому анализу и электронной микроскопии. Было установлено, что по 7 суткам возникает из метагаллуазита гидральсит и каолиническая фаза. После повторной реакции возникает преимущественно пиррофилит и некоторое количество каолинической фазы. После 14 суток образуется каолиническая фаза, частично монтмориллонит и гидральсит.

Phase changes of metahalloysite under hydrothermal conditions

Metahalloysite from Michalovce was subjected to hydrothermal treatment at 350 °C in two steps each time for the duration of 7 days, and to a continuous treatment lasting 14 days. The phase composition and morphology of the starting material and the reaction products of the hydrothermal process were studied by X-ray phase analysis and electron microscopy. After 7 days hydralcite and the kaolinitic phase formed from the metahalloysite. After repeated autoclaving of the reaction product formed predominantly pyrophyllite and a small proportion of the kaolinitic phase. After 14 days originated the kaolinitic phase and partly montmorillonite and hydralcite.

Fázové zloženie a mechanizmus fázových premien fľových minerálov možno sledovať pri rozľičných parametroch hydrotermálneho procesu. Získané poznatky možno použiť na štúdium transformácie prírodných fľových minerálov (N. V. Kotov et al. 1970, V. A. Frank-Kameneckij et al. 1973). Za určitých podmienok hydrotermálneho procesu nastáva deštrukcia pôvodnej štruktúry a vznikajú nové minerály (W. L. Polzer — J. D. Hem 1965).

V závislosti od teploty, tlaku a trvania hydrotermálneho procesu sa môžu výrazne meniť vlastnosti kryštálov, ich tvar, rozmery a štruktúra.

V článku sledujeme zmeny fázového zloženia a morfológie metahalloyzitu Michalovce, ktorý sme podrobili hydrotermálnemu procesu pri teplote 350 °C.

* Ing. Ladislav Števula, CSc., Ing. Ján Petrovič, CSc., Ing. Mária Kubranová, ENDr. Jaroslav Čorba, Ústav anorganickej chémie Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta, 809 34 Bratislava.

Experimentálna časť

Vzorku metahalloyzitu Michalovce (frakcia 1—5 μm) sme pripravili z prírodnej vzorky sedimentáciou v redestilovanej vode. Pripravená frakcia v množstve 1 g sa v platinovom téglíku zmiešala s 10 ml redestilovanej vody. Po zakrytí viečkom sa téglík vložil do autoklávu zohriateho na 350 °C. Pri tejto teplote a pri tlaku vodnej pary 163 atm sa vzorka podrobila hydrotermálnemu procesu v trvaní 7 a 14 dní.

Po autoklávaní sa časť reakčných produktov odobrala na mikroskopické sledovanie morfológie, zvyšok sa sušil pri teplote 35 °C a pomocou rtg. fázovej analýzy sa zistilo ich fázové zloženie.

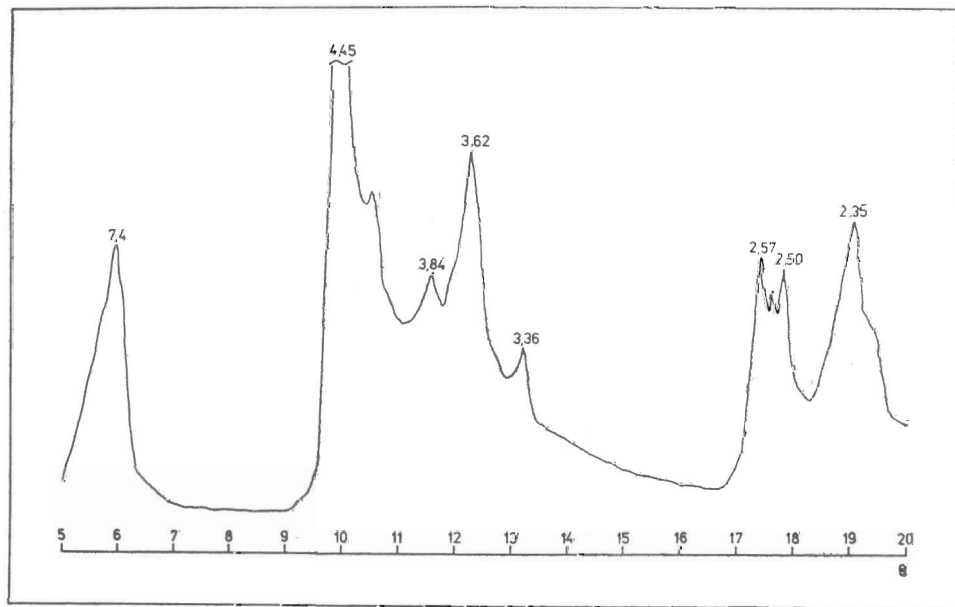
Použili sa tieto prístroje: Rtg. difraktoğraf fy Philips, elektrónový mikroskop Tesla BS-242 a ultrazvukový generátor VUMA UG 250 (max. frekvencia 17,5—24,5 kHz).

Výsledky a diskusia

Rtg. fázová analýza vzoriek

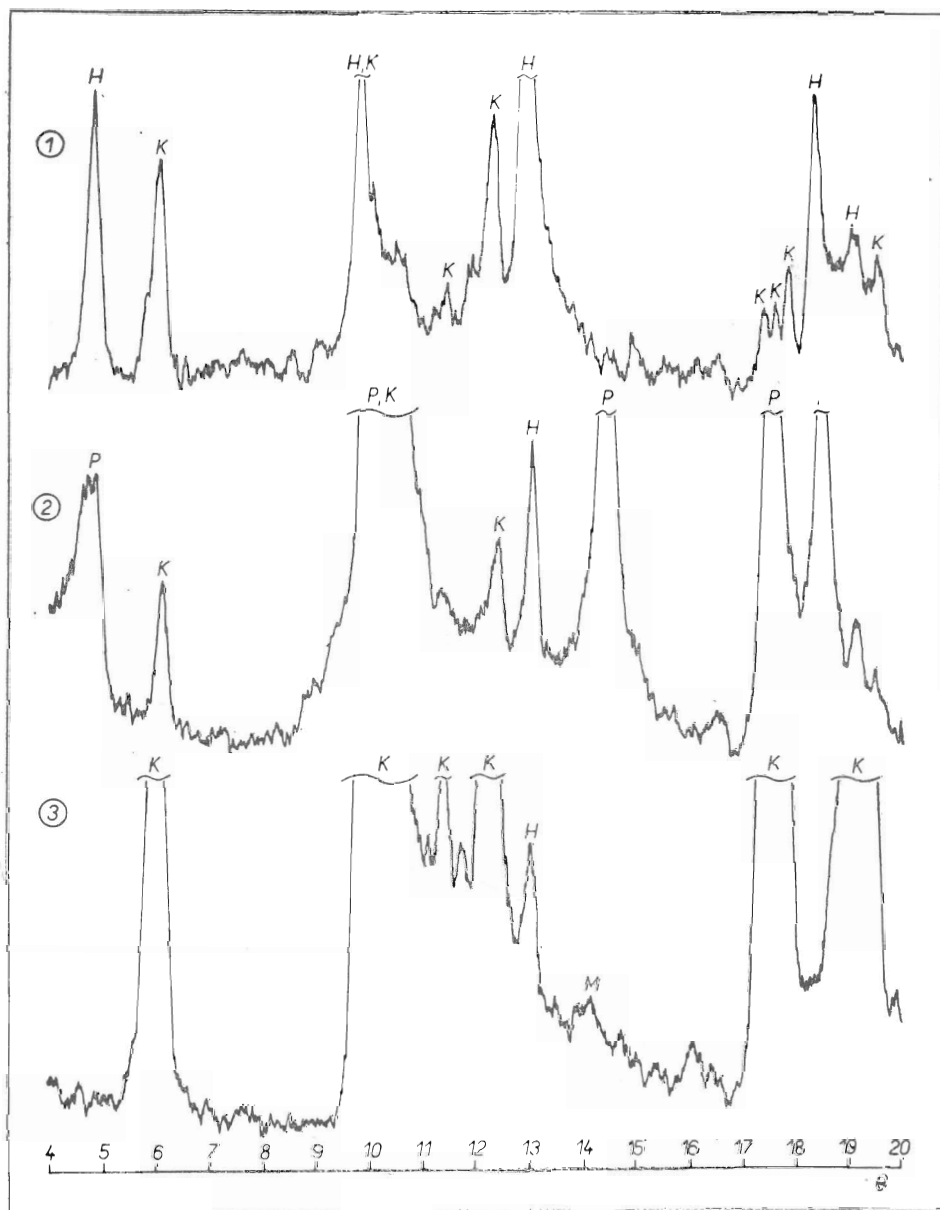
Rtg. difrakčný záznam pôvodného metahalloyzitu má charakteristické línie. Vzorka obsahuje nepatrné množstvo kaolinitu a kremeňa (obr. 1).

Z rtg. difrakčného záznamu metahalloyzitu autoklávaného pri teplote 350 °C v trvaní 7 dní vychodí, že reakčný produkt obsahuje dve fázy — hydralsit a kaolinit. Podľa R. R o y a — E. F. O s b o r n a (1954) vzniká hydralsit pri hydrotermálnom rozklade ílových minerálov a má tieto charakteristické línie:



Obr. 1. Rtg. difrakčný záznam pôvodného metahalloyzitu Michalovce

Fig. 1. X-ray diffraction diagram of initial Michalovce metahalloysite



Obr. 2. Rtg. difrakčné záznamy reakčných produktov

1 — metahalloyzitu po 7 dňoch hydrotermálneho procesu pri 350 °C, 2 — metahalloyzit predchádzajúcej vzorky po opakovaní hydrotermálneho procesu, 3 — metahalloyzitu po 14 dňoch hydrotermálneho procesu pri 350 °C.

Fig. 2. X-ray diffraction diagrams of reaction products of
1 — metahalloysite after 7 days of hydrothermal treatment at 350 °C, 2 — aforementioned metahalloysite sample 1 after repeated hydrothermal treatment, 3 — metahalloysite after 14 days of hydrothermal treatment at 350 °C.

„d“ Å	8,91	4,44	3,41	2,43	2,36	2,07	1,84
I/I ₀	80	60	100	50	40	20	20

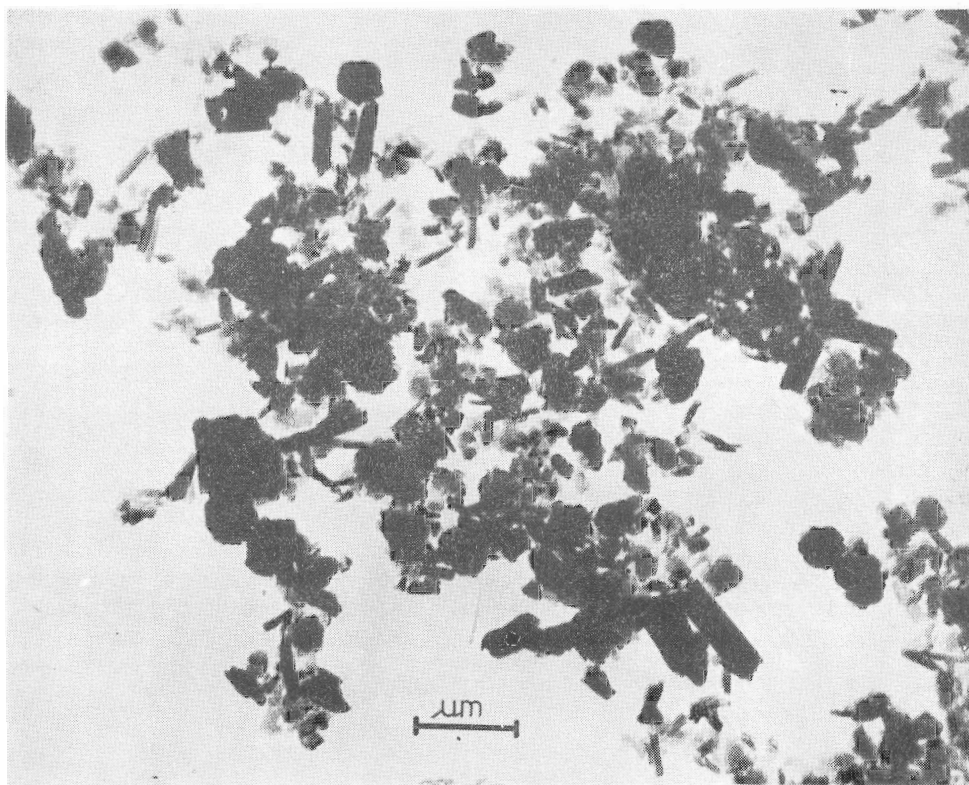
V priebehu ďalšieho autoklárovania tohto produktu za rovnakých podmienok sa fázové zloženie zmenilo. Vznikol pyrofylit s prímесou kaolinitickej fázy. Medzivrstvové vzdialenosti pyrofylitu sa zhodujú s ďalšími údajmi v literatúre (G. W. Brindley — R. Wardle 1970, G. Dunoyer de Segonzac — G. Millot 1962).

Metahalloyzit autoklárovaný nepretržite 14 dní sa mení prakticky výlučne na kaolinitickú fázu s prímесou montmorillonitu (difúzne reflexy okolo 15,5 a 3,14 Å). Reflex pri 3,40 Å možno prisúdiť malému podielu hydralsitu (obr. 2).

Elektrónová mikroskopia vzoriek

Na snímke elektrónovým mikroskopom (obr. 3) vidieť morfológiu metahalloyzitu Michalovce. Vzorka pozostáva z typických izolovaných trubičiek metahalloyzitu, ktoré často vytvárajú zhluky. Po intenzívnej niekoľkonásobnej disagregácii ultrazvukovým generátorom je podiel zhlukov podstatne menší (obr. 4). Sporadicky vidieť pseudohexagonálne doštičky kaolinitického minerálu.

Na snímke (obr. 5) vidieť morfológiu reakčného produktu metahalloyzitu

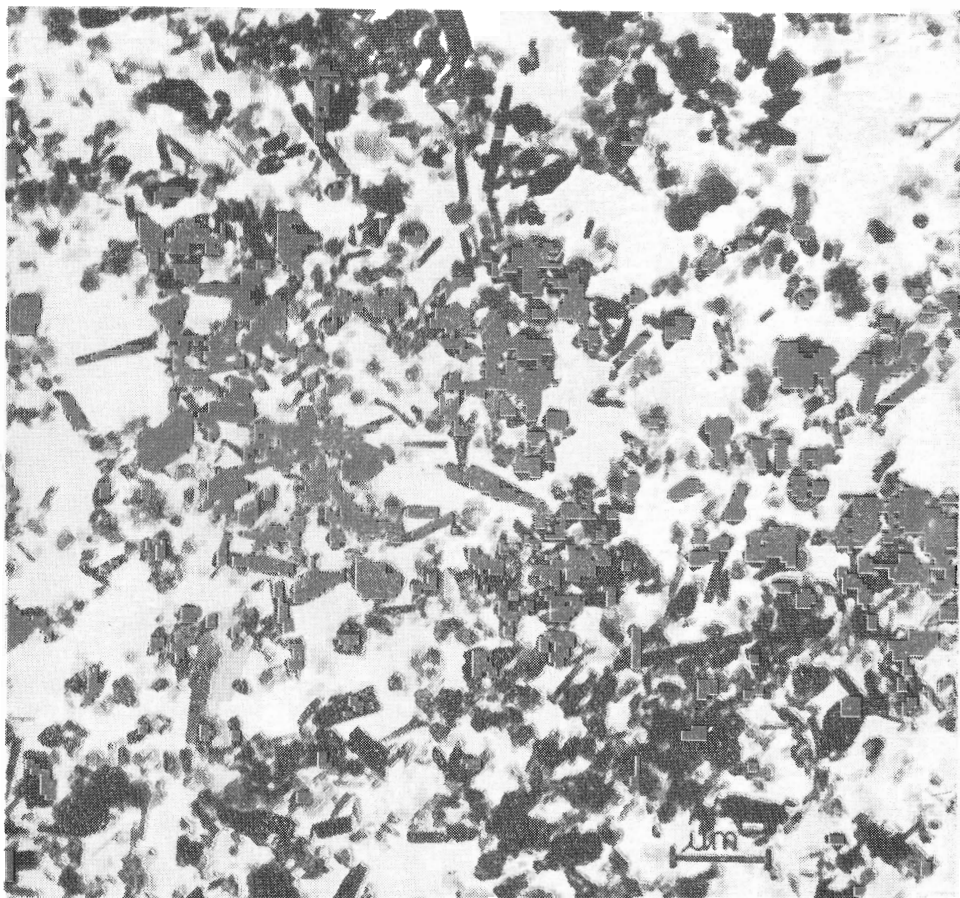


Obr. 3. Snímka pôvodného metahalloyzitu Michalovce elektrónovým mikroskopom
Fig. 3. Electron micrograph of initial Michalovce metahalloysite

Michalovce po 7 dňoch hydrotermálneho procesu. Produkt sa v podstate skladá z dvoch druhov výrazných útvarov. Idiomorfne a hypidiomorfne hexagonálne doštičky rozličnej hrúbky môžu patriť kaolinitickej fáze. Relatívne veľké, dlhé a priehľadné latkovité útvary predstavujú zrejme hydralsit. Len sporadicky vidieť krátke tyčinky, príp. trubičky ako dôkaz, že hydrotermálna premena východiskového materiálu nie je úplná.

Vzorka metahalloyzitu, ktorá sa podrobila hydrotermálnemu procesu v dvoch etapách po 7 dňoch, pozostáva z polyédrických útvarov s rozličným stupňom dokonalosti hrán a zo zhlukov lúčovite sa prekrývajúcich latkovitých útvarov zrejme pyrofylitu, príp. hydralsitu (obr. 6). Výrazné sú niektoré hexagonálne doštičky kaolinitickej fázy. V nevelkom počte izolovaných čiastočiek sú zastúpené väčšinou len nevýrazné úlomky, ktoré nemožno presne identifikovať.

Celkový vzhľad produktu metahalloyzitu po 14 dňoch nepretržitého pôso-

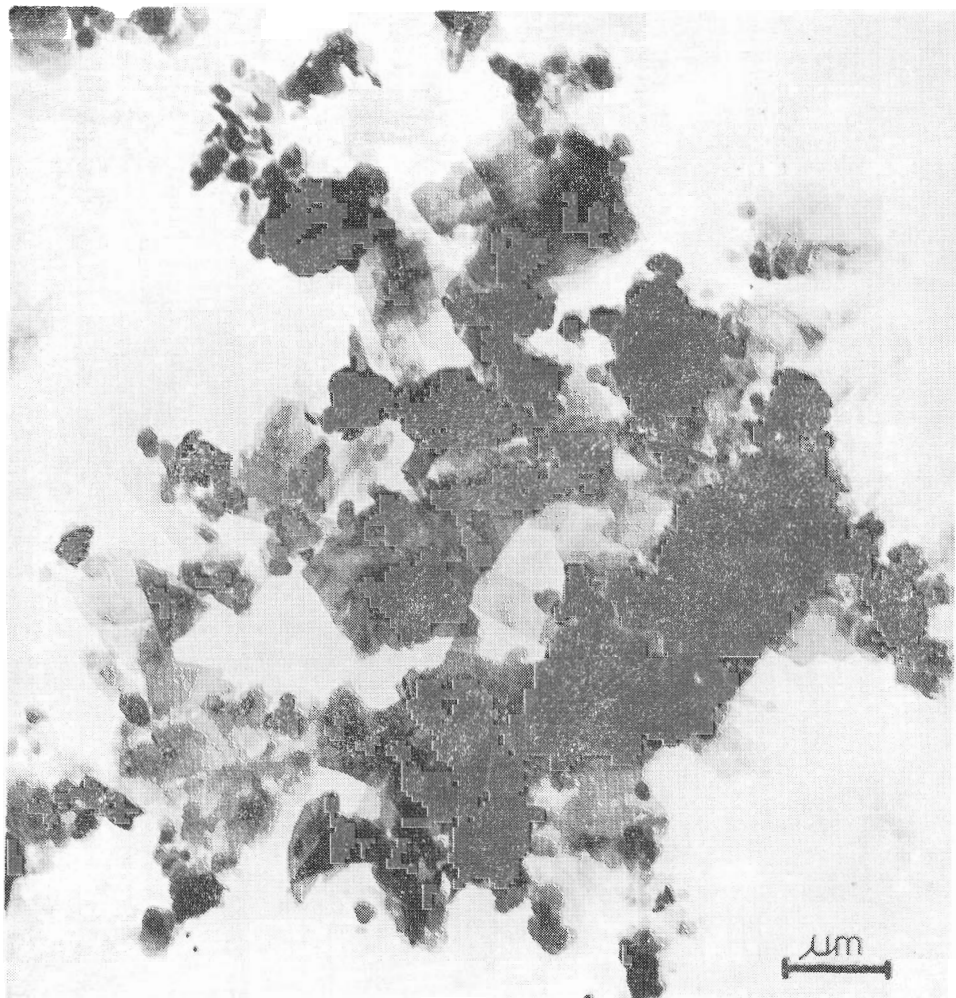


Obr. 4. Snímka pôvodného metahalloyzitu elektrónovým mikroskopom po disagregácii ultrazvukovým generátorom

Fig. 4. Electron micrograph of initial metahalloysite after disaggregation by ultrasonic generator

benia hydrotermálnych podmienok je v porovnaní s predchádzajúcim podstatne odlišný. Týka sa to najmä rozmerov a pomerného zastúpenia latkovitých útvarov hydralsitu, ktoré sú krátke a nepriesvitné. Výrazne sa zvýšil podiel hypidiomorfných a nepriesvitných hexagonálnych doštičiek kaolinitickej fázy (obr. 7).

Z uvedených výsledkov vychodí, že podmienky, za ktorých nastáva hydrotermálna premena metahalloyzitu, majú rozhodujúci vplyv na fázové zloženie vzniknutých produktov. Zdá sa, že rozhodujúcim faktorom je čas pôsobenia hydrotermálneho procesu. Ak sa tento proces po 7 dňoch preruší, z metahalloyzitu sa vytvára prevažne hydralsit a kaolinitická fáza, ktoré sa po ďal-



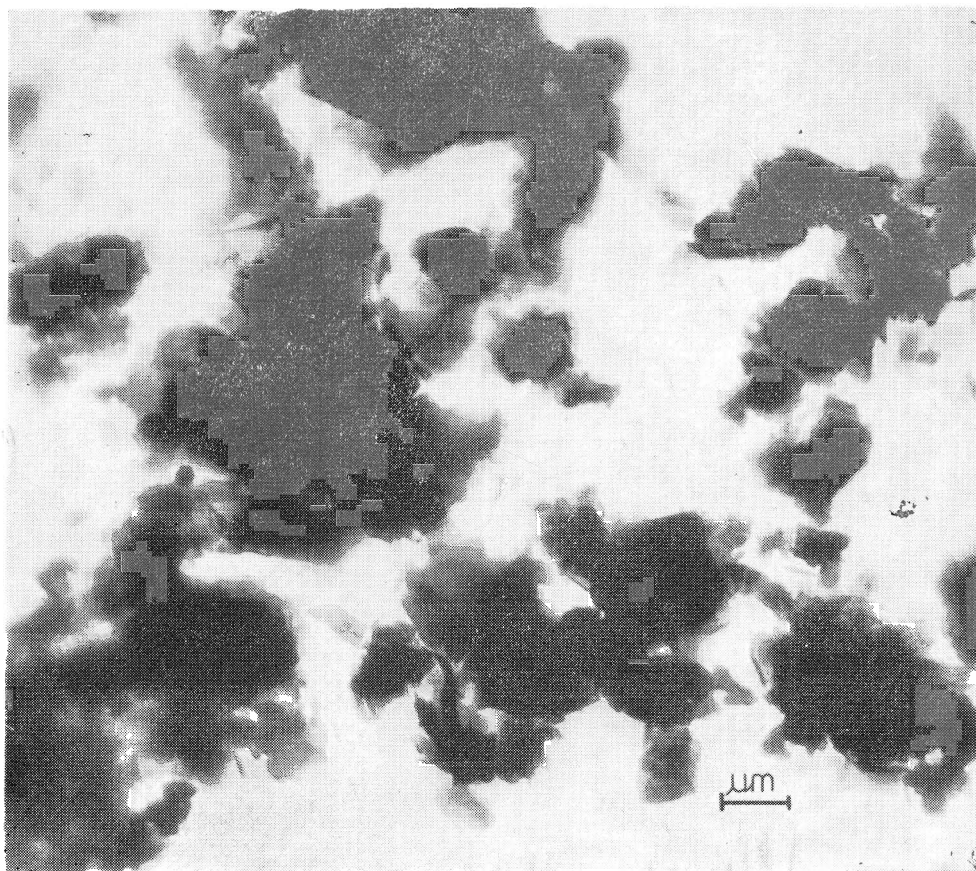
Obr. 5. Snímka reakčného produktu metahalloyzitu elektrónovým mikroskopom po 7 dňoch hydrotermálneho procesu pri 350 °C

Fig. 5. Electron micrograph of reaction product of metahalloysite after 7 days of hydrothermal treatment at 350 °C

šom 7-dňovom autoklávovaní menia na pyrofylit s prímiesou kaolinitickej fázy.

Pri nepretržitom pôsobení hydrotermálnych podmienok počas 14 dní vzniká iba kaolinitická fáza s malým podielom montmorillonitu a hydralsitu. Morfológia kaolinitickej fázy sa od morfológie útvarov východiskového materiálu odlišuje.

Na mechanizmus premien ílových minerálov za hydrotermálnych podmienok existuje niekoľko náhľadov. Jednou z možností interpretácie metamorfizmu s transformáciou fáz za hydrotermálnych podmienok je predstava katalytického pôsobenia vody, resp. protónov pri ich difúzii a migrácii štruktúrou ílového minerálu, po ktorého deštrukcii sa vytvárajú trojvrstvové minerály podobné hydrosľude. Fázová premena môže prebiehať za vzniku intermediárnych fáz (V. I. Lebedev et al. 1968), príp. bez nich, podľa schémy E. G. Kukovského (1969). Časť transformačných procesov prebieha teda v kvapalnej



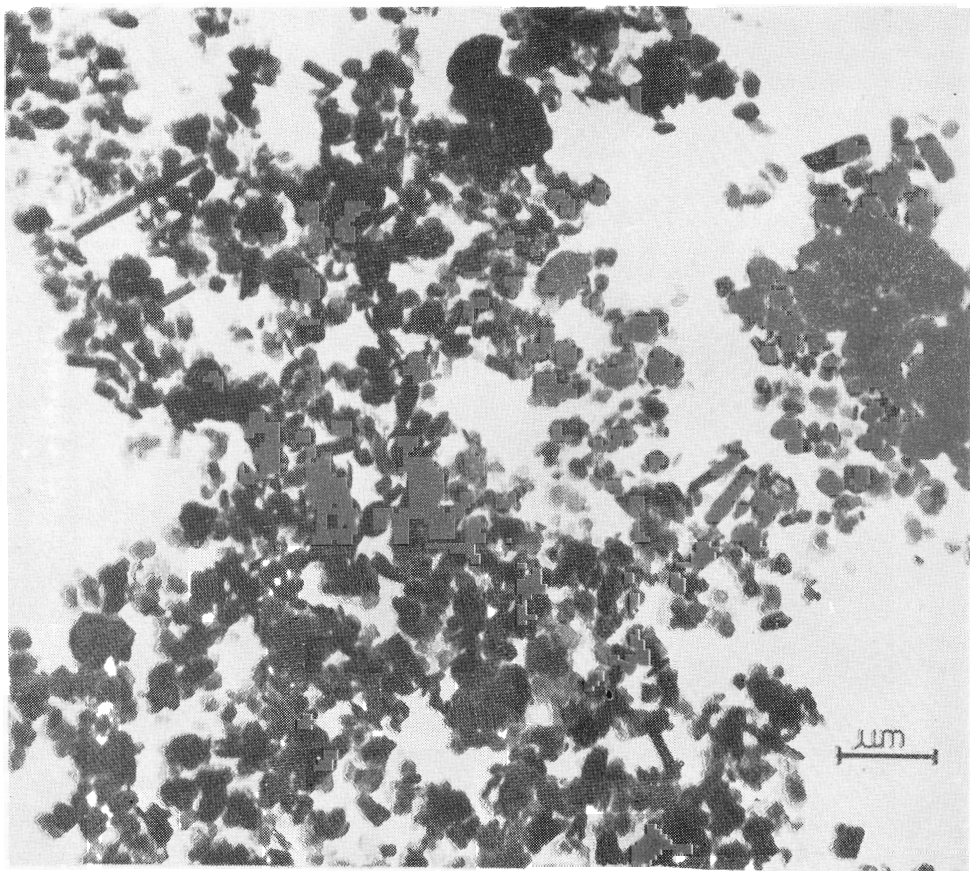
Obr. 6. Snímka reakčného produktu predchádzajúcej vzorky (obr. 5) elektrónovým mikroskopom po opakovaní hydrotermálneho procesu

Fig. 6. Electron micrograph of reaction product of above sample (fig. 5) after repeated hydrothermal treatment

fáze (roztoku), príp. za prítomnosti vody ako katalyzátora. Okrem difúzie však na rozhraní fáz nastáva aj orientovaný presun a migrácia všetkých elementov kryštálovej štruktúry, ktoré môžu byť mobilné najmä za hydrotermálneho procesu, pričom reakciu ovplyvňuje rozličný stupeň polymerizácie kremičitanových a hlinitanových iónov (A. L. Reesman et al. 1969). Fázovú premenu ílových minerálov však možno interpretovať aj mechanizmom blízky reakciám v tuhej fáze (D. V. Kalinin 1969, L. S. Dent Glasser et al. 1962, N. H. Brett et al. 1970).

Záver

Metahalloyzit sa transformuje v prvej etape hydrotermálneho procesu (350 °C 163 atm) po 7 dňoch na hydralsit a kaolinitickú fázu, ktoré sa po ďalšom auto-



Obr. 7. Snímka reakčného produktu metahalloyzitu elektrónovým mikroskopom po 14 dňoch hydrotermálneho procesu pri 350 °C

Fig. 7. Electron micrograph of reaction product of metahalloysite after 14 days of hydrothermal treatment at 350 °C

klávovaní v trvaní 7 dní menia prevažne na pyrofylit. Prerušenie hydrotermálneho procesu a vznik metastabilnej intermediárnej fázy — hydralsitu — môže pri opakovanom autoklávovaní usmerniť transformáciu reakčných produktov na pyrofylit. Ak však reakcia prebieha nepretržite 14 dní, môže transformácia smerovať k vzniku kaolinitickej fázy.

Doručené 29. 5. 1975

Odporučil V. Radzo

LITERATÚRA

- Brett, N. H. — MacKenzie, K. J. D. — Sharp, J. H. 1970: The thermal decomposition of hydrous layer silicates and their related hydroxides. *Quart. Rev. (London)*, 24, p. 185—207.
- Brindley, G. W. — Wardle, R. 1970: Monoclinic and triclinic forms of pyrophyllite and pyrophyllite anhydride. *Amer. Mineralogist (Washington)*, 55, p. 1259 až 1272.
- Dunoyer de Segonzac, G. — Millot, G. 1962: Pyrophyllite de diagenèse dans le Dévonien inférieur du synclinal de Leval. *Compt. Rend. (Paris)*, 255 (25), p. 3438—3440.
- Frank-Kameneckij, V. A. — Kotov, N. V. — Goilo, E. A. 1973: Kristallochimija transformacionnych prevraščenijs glinistych mineralov. *Zap. Vsesojuzn. min. obšč. (Leningrad)*, 104, vyp. 2, s. 129—142.
- Glasser Dent, L. S. — Glasser, F. P. — Taylor, H. F. W. 1962: Topotactic reactions in inorganic oxy-compounds. *Quart. Rev. (London)*, 16, p. 343—360.
- Kalinin, D. V. 1969: Osobennosti mekhanizmov i kinetiki gidrotermal'nych reakcij silikatoobrazovanijs. *Geochimija (Moskva)*, No. 10, s. 1210—1213.
- Kotov, N. V. — Lebedev, V. I. — Tarlakov, Ju. P. 1970: Smešannoslojnye fazy kak produkty razrušenijs kaolinita i metagalluazita pri nagrevanii v gidrotermal'nych uslovijach pod davleniem. *Doklady AN SSSR (Moskva)*, 191, No. 4, s. 901—904.
- Kukovskij, E. G. 1969: Alteration processes in clay minerals. *Clay Minerals (Oxford—Edinburgh)*, 8, p. 234—237.
- Lebedev, V. I. — Kotov, N. V. — Šitov, V. A. 1968: Katalytičeskaja rol' vody v processach degidratacii gidroksilsoderžaščich mineralov pod davleniem. *Doklady AN SSSR (Moskva)*, 183, No. 1, s. 189—191.
- Polzer, W. L. — Hem, J. D. 1965: The dissolution of kaolinite. *Jour. Geophys. Res. (Washington)*, 70, No. 24, p. 6233—6240.
- Reesman, A. L. — Pickett, E. E. — Keller, W. D. 1969: Aluminum ions in aqueous solutions. *Amer. Jour. Sci. (New Haven)*, 267, p. 99—113.
- Roy, R. — Osborn, E. F. 1954: The system Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O . *Amer. Mineralogist (Washington)*, 39, p. 853—885.

Phase changes of metahalloysite under hydrothermal conditions

L. ŠTEVULA — J. PETROVIČ — M. KUBRANOVÁ — J. ČORBA

By X-ray phase analysis and electron microscopy the phase composition and morphological properties of the metahalloysite from Michalovce and of reaction products which formed by alteration of the metahalloysite under hydrothermal conditions in an autoclave (at 350 °C and water vapour pressure 165 atm.) were studied. After 7 days of hydrothermal treatment hydralsite and the kaolinite

mineral formed, from which after repeated autoclaving for the duration of 7 days predominantly pyrophyllite and partly the kaolinite mineral and/or hydralsite originated. After 14 days formed prevalently the kaolinite mineral and a small proportion of montmorillonite and/or hydralsite. The mechanism of phase changes, on the basis of which the transformation of the clay minerals in nature could be interpreted and elucidated, is discussed.

Preložila E. Česáňková



MINERALIA SLOVACA, roč. 9, č. 2 (38)

Vydal Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 314 41-6

Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

Rukopis zadaný v januári 1977, vytlačené v máji 1977, 6,63 AH, 6,79 VH

Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie č. 9/11

Cena jedného čísla 15 Kčs

Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava

The Mineralia Slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor, Mineralia Slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© Alfa, Bratislava 1977

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELÝ

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

