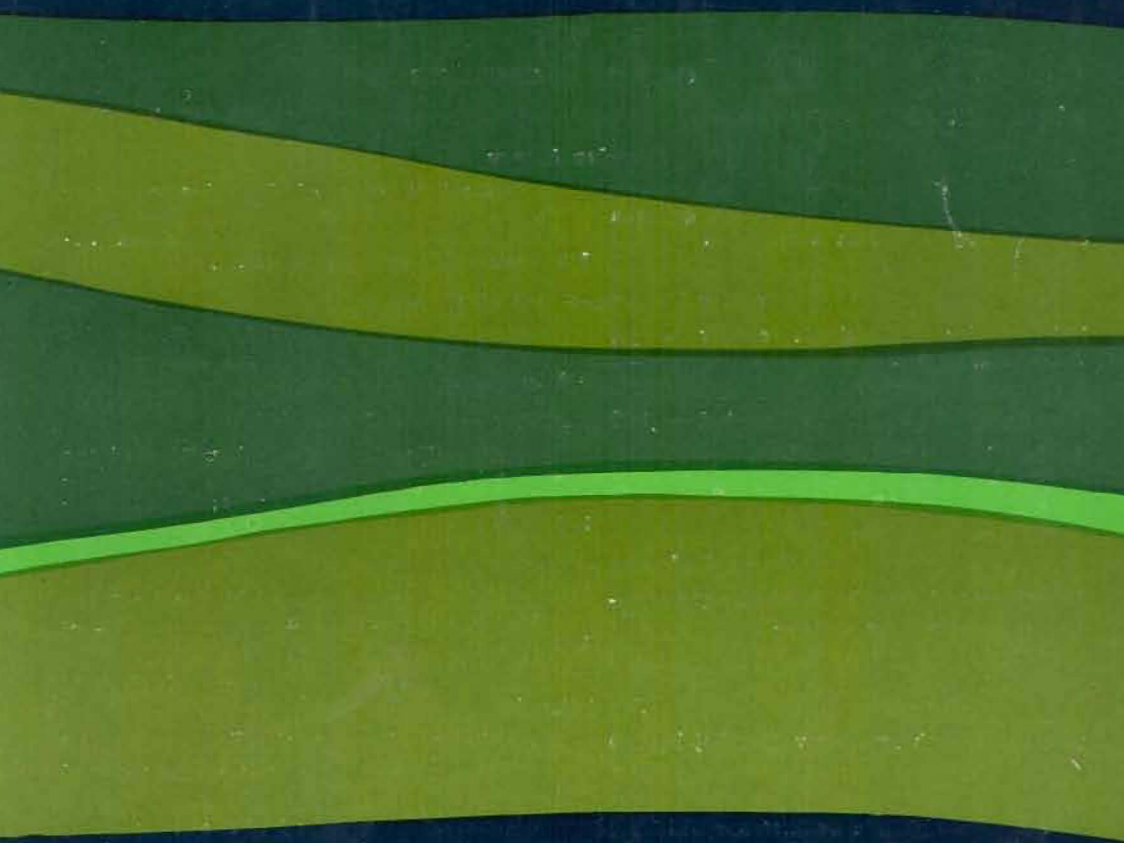


MINERALIA SLOVACA

13

1981

3

The lower half of the cover features a series of horizontal, wavy bands in various shades of green and yellow-green, creating a layered, landscape-like effect against the dark blue background.

Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GRECULA, CSc., *vedecký redaktor*
p. g. Ján KOBULSKÝ, *technický redaktor*
RNDr. Pavol MALACHOVSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA.

Ing. Ján KURÁŇ, *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAS
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav JAMBEL
Ing. Rudolf RUDINEC, CSc.
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.
Ing. Ján KOZÁČ
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
akademik Michal MAHEL

Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc.
prof. Ing. Milan MATULA, DrSc.
Ing. Ivan PAGÁČ, CSc.
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY
RNDr. Ivan ŠARIK
RNDr. Pavel TKÁČIK
Ing. Milan TAPÁK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARCEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH

CONTENTS

PŮVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

Miroslav Ivanov

Niklovo-kobaltové zrudnenie likvačno-magmatického typu v amfibolických gabrách styčnej zóny gemerika a veporika

Nikel-cobalt ores of liquation-magmatic type in amphibole gabbro bodies along the contact zone of the Gemeric and Veporic units (Eastern Slovakia)

193

Miroslav Harman — Vojtech Chovanec

Mikrotextúra dubníckych opálov a jej vzťah k opalizácii

Microstructures of opal from Dubník locality, Eastern Slovakia, and their relation to opalization

209

Ladislav Novotný — Andrej Steiner — Ľudovít Kucharič

Geologicko-geofyzikálna charakteristika permu v oblasti Novoveskej Huty

Geological and geophysical pattern of the Permian in Novoveská Huta area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

221

Martin Radvanec — Danica Radvanová

Chemizmus biotitov hodrušského granodioritu a gemerického granitu

Chemical composition of biotite from the Hodruša granodiorite and the Gemeric granite

235

SPRÁVY

REPORTS

Jozef Forgáč

O dvoch typoch ryolitov v Žiarskej kotline

On the so called two rhyolite types in the Žiarska kotlina basin area (Middle Slovakia)

249

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

Niklovo-kobaltové zrudnenie likvačno-magmatického typu v amfibolických gabrách styčnej zóny gemerika a veporika

MIROSLAV IVANOV

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

(13 obr. v texte)

Doručené 11. 4. 1980

Никель—кобальтовое оруденение ликвационно-магматического типа в амфиболитовых габрах контактной зоны гемерика и вепорика

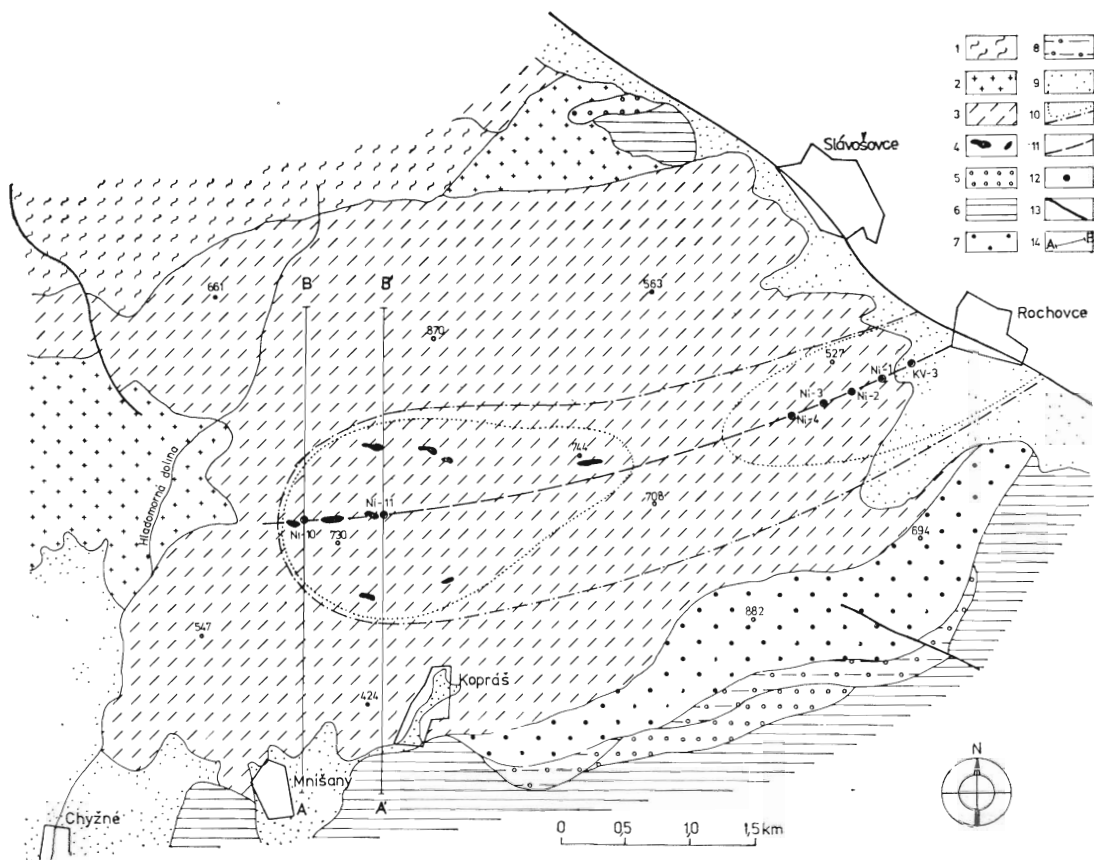
Новый генетический тип оруденения никель-кобальт-(медь) был обнаружен в амфиболитовых габрах в контактной зоне гемерид и вепорид. На основании результатов детальных минералогических и геохимических анализов образцов из скважины KB-3 (Роховце) было установлено, что указанное оруденение относится к ликвационно-магматическому происхождению и концентрируется в нижней части тел амфиболитовых габро. На основании этого можно предполагать перспективные районы для поисков указанного типа оруденения.

Nickel-cobalt ores of liquation-magmatic type in amphibole gabbro bodies along the contact zone of the Gemeric and Veporic units (Eastern Slovakia)

A hitherto unknown genetic type of nickel-cobalt (copper) ore has been found to occur in amphibole gabbro body at the contact zone of the Gemeric and Veporic units in Eastern Slovakia. Results of detailed mineralogical and geochemical analysis of samples from the KV-3 (Rochovce) borehole show that the mineralization concentrates at the lower part of amphibole gabbro bodies and that it is of liquation-magmatic nature. Ore concentrations originated in basic intrusive bodies of Carboniferous age emplaced along the contact of the Veporic (lower) and Gemeric (upper) units. Accordingly, perspective areas for further investigation may be delimited.

Oblasť medzi Rochovcami a Chyžným patrí do styčnej zóny gemerika a veporika. Zmapoval ju Mišík (1953), Kamenický (1957), Klinec, Lehotský (1962) a Vrána (1964).

Na geologickej stavbe územia sa zúčastňujú biotiticko-muskovitické granodiority a s nimi späté migmatizované pararuly, ako členy veporického kryštalinika (obr. 1).



Obr. 1. Geologická a situačná mapa územia medzi Chyžným a Rochovcami s predpokladaným hlbinným pokračovaním lakolitového gabrového telesa s Ni-Co-(Cu) zrudnením

1 — migmatity s porfyroblastmi živcov, 2 — biotitický granodiorit — veporický typ, 3 — biotiticko-chloritické fylity (svory) typu Hladomorná dolina — devón, 4 — telieska (apofýzy) amfibolických gabroch, 5 — polymiktný zlepenec — karbón, 6 — tmavé grafitické (chloritoidové) bridlice — stredný — vrchný karbón, 7 — svetlé konglomeráty až kremence — spodný karbón (perm), 8 — svetlé sericitické fylity až arkózy — spodný karbón — perm (?), 9 — kvartérne uloženiny, 10 — dve alternatívy hlbinného schematickeho ohraničenia lakolitového telesa amfibolických gabier s Ni-Co-(Cu) zrudnením, 11 — línia, po ktorej navrhujeme robiť vrtné práce, 12 — označenie vrstov KV-3, Ni-1, Ni-2, Ni-3, Ni-4, Ni-10, Ni-11, 13 — zlomy, 14 — geologický rez

Fig. 1. Geological sketch map of the area between Rochovce and Chyžné villages with expected laccolite-shaped intrusive body of amphibole gabbro and with nickel-cobalt (copper) ore

1 — migmatite with felspar porphyroblasts, 2 — biotite granodiorite, Vepor type, 3 — biotite-chlorite schist, Hladomorná dolina valley, Devonian, 4 — bodies (apophyses) of amphibole gabbro intrusive, Carboniferous, 5 — polymict conglomerate, Carboniferous, 6 — dark graphite (chloritoid) schist, Middle to Upper Carboniferous, 7 — light conglomerate to quartzite, Lower Carboniferous to Permian (?), 8 — light sericite phyllite to arcose, Lower Carboniferous to Permian (?), 9 — Quaternary, 10 — two alternatives of laccolite boundaries in depth with expected nickel-cobalt (copper) ore, 11 — line of proposed borehole location, 12 — borehole notation KV-3, Ni-1, Ni-2, 13 — faults, 14 — geological profile

V tektonickom styku na tomto najstaršom komplexe ležia metamorfované

členy gemerického paleozoika zastúpené prevažne sériou biotiticko-chloritic-

kých fylitov (svorov) typu Hladomorná dolina a stratigraficky mladšími sericitickými fylitmi až arkózami (kremencom), ktoré osobne pokladáme za spodný karbón.

Nad nimi vystupuje polymiktný zlepenec a tmavý grafiticko-chloritický fylit s polohami kryštallického vápenca a diabázového tufitu zodpovedajúceho strednému až vrchnému karbónu.

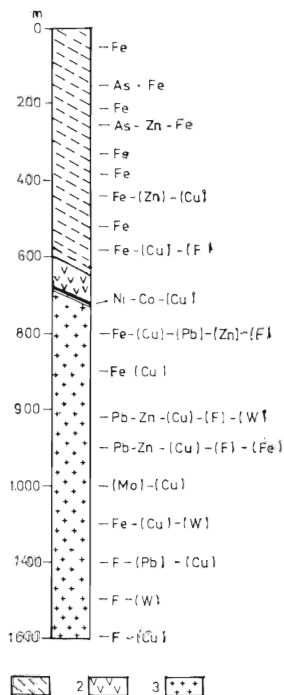
Osobitnou skupinou hornín sú bazické intruzívne horniny vystupujúce v oblasti Skalky a Homôlky. Z geologickej mapky vidieť, že sa tu doteraz zmapovalo deväť východov týchto teliesok bazických hornín. Z ich rozmiestnenia vyplýva lineárne usporiadanie v smere V—Z. Zrejme sledujú tektonické pukliny tohto smeru. Pri podrobnom geologickom mapovaní sa iste nájdu aj ďalšie ich východy.

Ide o intruzívne žilné horniny gabrodioritového zloženia, ktoré boli alpínsky čiastočne metamorfované. Považujeme ich za karbónske. Predpokladáme, že ide o apofýzy hlbšie vyvinutej hypoabyšálnej bazickej intrúzie.

Je zaujímavé, že sme pri šlichtovacích prácach na území listu Revúca práve pod týmito drobnými dajkami gabrodioritov v šlichtoch ľavého bočného údolíčka Hladomornej doliny zistili (Ivanov, 1961) v podobe drobného pliešku platínu. Už vtedy sme predpokladali ich genetickú spätosť s amfibolickými gabrami a gabrodioritmi.

V sedemdesiatych rokoch pracovníci Geofyziky Brno (Filo, 1968, Filo — Obernauer — Stránska, 1974) zistili v okolí Rochoviec výraznú pozitívnu magnetickú a negatívnu tiažovú anomáliu. Na jej overenie GÚDŠ vyhlbil hlbinný štruktúrny vrt KV-3. Geologické otázky vrtu riešil A. Klinec, petrografickými problémami hornín sa zaoberal E. Krist, A. Davidová a K. Siegl, metalogenetickými M. Ivanov a hydrogeologickými V. Hanzel.

V hĺbke 0—605 m boli prevrtnané fylity až svory typu Hladomornej doliny, ktoré podľa palinologických výsledkov Planderovej (1979) zodpovedajú devónu. V rozmedzí 605—700 m bola prevrtnaná poloha hrubozrnných amfibolických gabrier. Od 700 m až do dokončenia vrtu boli prevrtnané všesmerne zrnité biotitické granity, (obr. 2), ktorých vek stanovil Kantor — Rybár (1979) ako kriedový (88,75 mil. r.). Granit má vysoký obsah magnetitu (cca 1 0/0), čím sa potvrdil predpoklad A. Klinca, že magnetickú anomáliu v tejto oblasti spôsobuje



Obr. 2. Profil vrtu KV-3 so schematickým geochemickým znázornením hlavných typov mineralizácií v závislosti od hĺbky a litológie hornín. 1 — biotiticko-chloritické fylity typu Hladomorná dolina, 2 — amfibolické gabrá, 3 — alpínske biotitické granity

Fig. 2. The KV-3 borehole log with schematic presentation of main ore types relative to the depth of occurrence and lithology. 1 — biotite-chlorite schist of the Hladomorná dolina group, 2 — amphibole gabbro, 3 — biotite granite of Alpine age

mladé alpinske intruzívne teleso granitu.

Výsledky metalogenetického výskumu z vrtu KV-3

Zo širšieho okolia Rochoviec už boli známe a opísané (Kantor, 1955, Ilavský — Beňo, 1959, Kozlovský, 1953, Václav, 1962, 1965) menšie prejavy epigenetického žilného, príp. impregnačného typu, a to pyritovo-pyrotínového, antimonitového, volfrámového, pyritovo-arzenopyritového a oloveno-zinkového zrudnenia. Väčšina autorov sa zhodla v tom, že ide o mladé alpinske prejavy zrudnenia. K podobnému záveru dospel aj Petro (1977), ktorý riešil metalogenetické prejavy veporika v regionálnom meradle. Podľa týchto rudných výskytov bolo možno vo vrte KV-3 očakávať niektoré ich prejavy.

Zistilo sa, že sa počas sedimentácie komplexu biotiticko-chloritických fylitov (svorov) typu Hladomorná dolina uplatňovala submarinná hydrotermálna činnosť, ktorá viedla k vzniku sulfidickej synsedimentárnej mineralizácie. Jej intenzita sa v profile vrtu mení a má aj istú rytmickosť. Medzi fylitmi so sporadickým zastúpením sulfidických minerálov možno pozorovať niekoľko m mocné polohy obohatené o sulfidy Fe, menej kysličníky Fe a Ti. V mineralizovaných častiach fylitov zo sulfidov prevláda pyrit, v malom množstve je prítomný pyrotín a chalkopyrit. Z ostatných rudných minerálov sa zistil hematit a ilmenit. Koncentrácia sulfidov kolíše v rozmedzí 1—10 ‰. Z chemických analýz mineralizovaných fylitov vidieť, že v nich obsah síry kolíše od 0,5—4,5 ‰ pri stotinkových koncentráciách medi. Ostatné rudné a stopové prvky, ako možno usudzovať podľa spektrálnych analýz, sa pohybujú len v klárkových hodnotách hornín tohto typu.

V celom profile vrtu KV-3 sú prejavy epigenetického zrudnenia, a to v plášti granitoidnej intrúzie, na kontakte granitu a fylitov (svorov) typu Hladomorná dolina, ako aj v samotnej materskej intrúzii alpinských granitoidov. Mineralizácia v plášti granitu v biotiticko-chloritických fylitoch (svoroch) má žilný, resp. impregnačný charakter. Väčšinou ide o kremeňovo-sulfidické žilky. Na kontakte granitu s plášťom má zrudnenie impregnačno-metasomatický charakter s prejavmi silicifikácie. Biotitický granit má žilný, žilnikový a vtrúseninový charakter mineralizácie.

Minerálna rudná asociácia závisí od hĺbky a vzdialenosti od materskej intrúzie biotitických granitov.

V najvzdialenejších častiach od granitu možno v chloriticko-biotitických fylitoch (svoroch) vidieť kremeňové žilky centimetrových až desaťcentimetrových rozmerov s roztrúseným pyritom. V hĺbke 253 m je 20 cm hydrotermálna žilka s arzenopyritom, sfaleritom, pyritom, hematitom a kremeňom (obsah tvorí 3,05 ‰ As, 0,65 ‰ Zn, ostatné rudné prvky len v stopách). Arzenopyritová žilka (10 cm) je aj v hĺbke 263,8 m (obsah As 0,65 ‰). K As sa akcesoricky pridružuje chalkopyrit, sfalerit a hematit. V ďalšom 200 m pásme biotiticko-chloritických fylitov (svorov) sú iba drobné (cm mocnosti) kremeňové žilky so sporadickým pyritom, ojedinelým pyrotínom a hematitom. V hĺbke 444,1, 472,0 a 529,8 m kremeňové žilky okrem dominantného pyritu sporadicky obsahujú chalkopyrit, sfalerit a hematit. S postupujúcou hĺbkou vrtu vzrastá silicifikácia hornín sprevádzaná rozptýlenými sulfidmi, hlavne pyritom. Sporadicky je prítomný pyrotín, hematit a fluorit s kalcitom. Chalkopyrit sa zistil len úplne ojedinele.

Od 605—703 m bolo prevrátené teleso amfibolických gabier s aplitickými žila-

mi a žilkami, ktoré sú na kontakte pyritizované.

Od 703 m až po koniec vrtnu je všesmerne zrnitý biotitický granit s veľkými výrastlicami živca. V granite sú časté žily aplitu (niekedy mocné aj 10 m). V granite približne do 1000 m je len veľmi slabá impregnácia rudných minerálov, príp. mm žilky sulfidov na puklinkách (pyrit, podradne chalkopyrit, sfalerit, galenit, hematit a fluorit s kalcitom).

Od 1000 m hlbšie pribúda kremeňovo-sulfidických žiliek a bohatšie sú aj impregnácie. Fluorit sa výrazne grupuje do samostatných fluoritových žiliek ako najmladšia výplň polymetalických hydrotermálnych žiliek alebo ako samostatné kremeňovo-kalcitovo-fluoritové žily alebo žilky. V najhlbších častiach vrtnu (okolo 1400—1500 m) je sieť takýchto fluoritových žiliek mocných až do 10 cm (obsah fluóru sa v nich pohybuje okolo 10 ‰). Žilky s polymetalickým sulfidickým zrudnením a impregnáciami sa sústreďujú hlavne v hĺbke 1050—1250 m. V základnej kremeňovo-kalcitovej hmote možno pozorovať roztrúsený pyrit, ďalej galenit (s argentitom), chalkopyrit, redšie sfalerit a hematit. V hĺbke 1213 a 1217 m sa k tejto paragenéze akcesoricky pridružuje aj molybdenit.

Vo vrte KV-3 sa na viacerých miestach od 1000 m hlbšie zistil aj scheelit. V spolupráci s M. Pulcom sme zistili scheelit, ktorý vystupuje ako ojedinelý samostatný vtrúsený minerál mm rozmerov v granite alebo na puklinách v asociácii s kremeňom, kalcitom, pyritom a chalkopyritom.

Podľa hodnotenia epigenetických hydrotermálnych prejavov vo vrte KV-3 možno konštatovať, že v plášti biotitického granitu sú nižšie termálne mineralizácie a naopak v granite ich termalitá stúpa.

Aj keď je vo vrte KV-3 široká škála

hydrotermálnych prejavov, koncentrácia rudných prvkov nemá ekonomický význam. Minerálny obsah je veľmi rozptýlený, resp. pri žilných typoch ide o žilky iba menších rozmerov a vo väčšine prípadov sú veľmi hlboko. Podobne je to aj pri fluoritových žilách, ktoré sú vo veľkej hĺbke.

Z genetického hľadiska sa prejavuje priama spätosť hydrotermálneho zrudnenia s biotitickým granitom. Jeho materská magma musela byť veľmi obohatená o hydrotermálnu fázu a plynné zložky. Granit možno pokladať za granit tzv. malej hĺbky. Jeho vek a vek hydrotermálnych prejavov je alpínsky (kriedový).

Na základe scheelitovej mineralizácie v hydrotermálnych prejavoch viažúcich sa na alpínske granitoidy prichádzame k záveru, že v Západných Karpatoch sú až tri genetické typy scheelitu. Najrozšírenejšie sú výskyty scheelitovej mineralizácie v areáloch hercýnskych granitoidov a s nimi spätých migmatitov.

Druhý typ sa viaže na alpínske intrúzie granitu a tretí je spätý s terciérnymi metalogenetickými procesmi.

Ni—Co—(Cu) zrudnenie v amfibolických gabrách

Amfibolické gabrá boli vo vrte KV-3 prevrtané v hĺbke 605—703 m. Ide o horniny viac-menej všesmernej štruktúry, hrubozrnné, tmavosivé až čierne. Z horninotvorných minerálov tu dominuje obyčajný amfibol, menej je zastúpený bazický plagioklas (60 ‰ An), pyroxén a biotit. Smerom do hĺbky sa tieto horniny stávajú skoro anchimonominerálne, pričom absolútne prevažuje obyčajný amfibol.

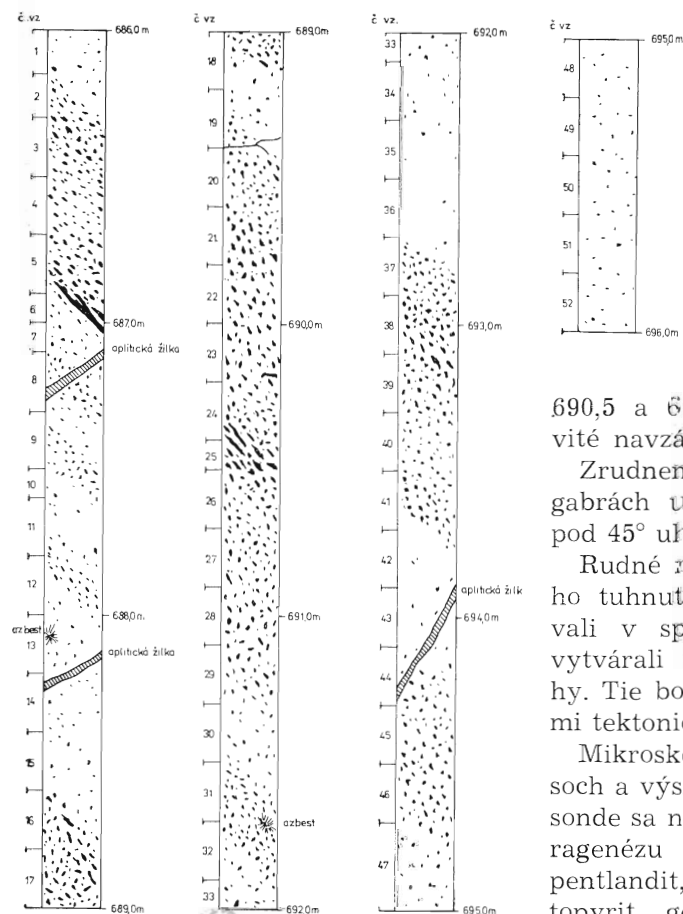
Amfibolické gabrá sú mladšie ako komplex biotiticko-chloritických fylitov (svorov) typu Hladomorná dolina (devón) a staršie ako intrúzie kriedových biotitických granitov. Aplitické žily, ge-

neticky späť s intrúziou alpínskych granitov, totiž na viacerých miestach prerážajú amfibolické gabrá.

Geochronologický údaj 82 mil. r., získaný K/Ar metódou z amfibolu (Kantor — Rybár, 1979), sami autori pokladajú za pravdepodobne ovplyvnený intrúziou alpínskeho granitu a alpínskymi rekryštalizačnými procesmi v styčnej zóne gemerika a veporika.

Prevrtaný úsek amfibolických gabrier vo vrte KV-3 pokladáme za súčasť rozsiahlejšej hypoabysálnej intrúzie, lakolitového typu a pripisujeme jej karbónsky vek. Je pravdepodobné, že podobných telies hypoabysálnych intrúzií môže byť v styčnej zóne gemerika a veporika aj viac.

Na intrúzie týchto bázičných hornín sa viažu Ni—Co—(Cu) rudy. Vo vrte KV-3 bol tento typ zrudnenia zistený v bazálnej časti prevrtaného úseku amfibolických gabrier a vyskytuje sa v úseku 686—696 m (obr. 3, 4, 5). Sulfidické minerály sa sústredili do viacerých polôh. Niekedy sú tu len niekoľko desiatok cm dlhé úseky, inokedy celé súvislejšie m polohy (obr. 3). Koncentrácia sulfidických minerálov sa v zrudnených partiách pohybuje od 10—30 ‰. Pritom kontúry rudných polôh nie sú ostro ohraničené. Medzi polohami obohatenými sulfidmi sú partie len s rozptýlenou formou zastúpenia rudných minerálov. Sulfidy sú väčšinou roztrúsené, iba v najbohatších partiách v hĺbke okolo



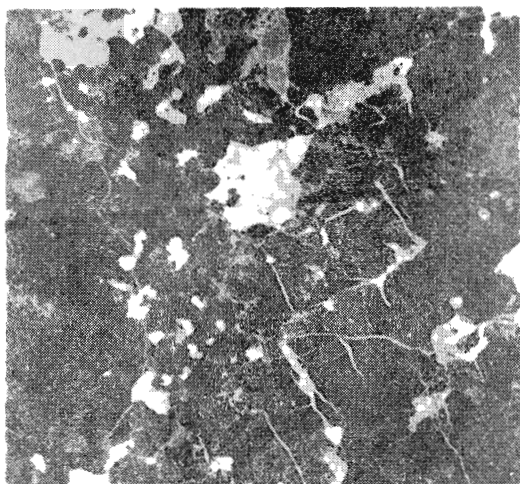
Obr. 3. Profil Ni—Co—(Cu) zrudnenia likvačno-magmatického typu v amfibolických gabrách, vrt KV-3, Rochovce
Fig. 3. Profile of nickel—cobalt (copper) ore occurrence of liquation-magmatic type in amphibole gabbro in KV-3 borehole

690,5 a 693,1 m sa vytvárajú lalokovité navzájom pospájané útvary.

Zrudnené polohy v amfibolických gabrách upadajú k osi vrtu približne pod 45° uhlom.

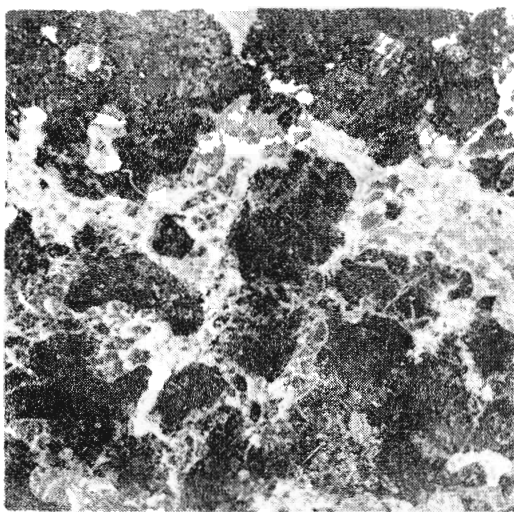
Rudné minerály v procese dlhodobého tuhnutia v tavenine sa koncentrovali v spodných častiach intrúzie a vytvárali tam takmer vodorovné polohy. Tie boli spolu s intrúziou neskoršími tektonickými procesmi zvrásnené.

Mikroskopickým štúdiom na nábrusoch a výskumom preparátov na mikrosonde sa nám podarilo stanoviť túto paragenézu minerálov: pyrit, pyrotín, pentlandit, chalkopyrit, violarit, kobaltopyrit, gersdorffit (korynit), smaltín,



Obr. 4. Charakter Ni—Co—(Cu) zrudnenia v amfibolických gabbrách. Svetle partie zodpovedajú sulfidom

Fig. 4. General pattern of the nickel—cobalt (copper) ore in amphibole gabbro. Light portions are sulphides



Obr. 5. Textúra Ni—Co—(Cu) minerálov. Sulfidy (svetlé partie) tvoria lalokovité navzájom pospájané útvary medzi amfibolmi (tmavé partie). Biele (najsvetlejšie) partie obrázku zodpovedajú Ni minerálom. Zväčš. 2,5×

Fig. 5. Structures of nickel—cobalt (copper) ore. Sulphides (light portions) compose lobes mutually connected between amphibole (dark portions). White portions are nickeliferous minerals. Magn. $\times 2.5$

polydymit, sfalerit, magnetit, ilmenit, hematit, kremeň, kalcit a amfibolový azbest. Rudné minerály sú väčšinou navzájom nepravidelne poprepletané a sukcesia vylučovania sa pri nich nedá presne stanoviť (pozri obr. 6).



Obr. 6. Prerastenie pentlanditu (biely minerál) s pyrotínom (svetlosivý minerál). Nábrus zväčšený 32×

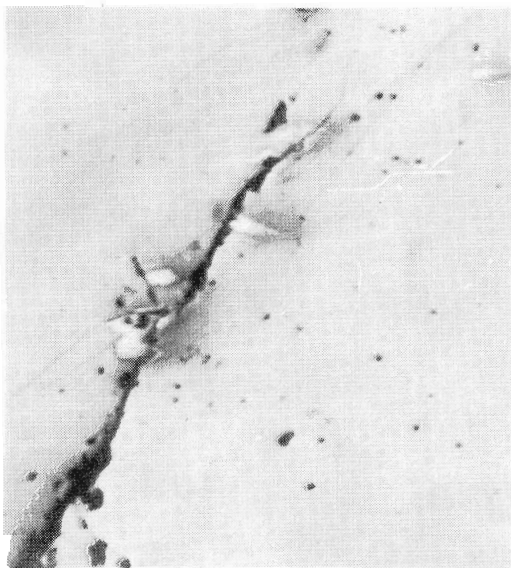
Fig. 6. Pentlandite (white) and pyrrhotite (light gray) overgrowth. Polished section, magn. $\times 32$

Zrudnenie v celom vymedzenom úseku nemá jednotný mineralogický charakter. Vo vrchnejších polohách prevládajú sulfidy železa v sprievode Cu minerálov. Naopak v stredných a spodných polohách sa okrem Fe sulfidov v podstatnejšej miere uplatňujú aj Ni minerály. V ložisku dominujú štyri hlavné minerály: pyrit, pyrotín, pentlandit a chalkopyrit. Ostatné opísané minerály vystupujú len podradne, príp. akcesoricky.

Pyrit. Aj keď je zastúpený v celom rudnom profile, sústreďuje sa najmä do vrchnejších partií vymedzeného

rudného úseku. Býva alotriomorfne vyvinutý. Asociuje s pyrotínom s pentlanditom, s ktorými sa nepravidelne strieda.

Pyrotín je druhým hlavným minerálom ložiska a tvorí väčšie samostatné jedince alebo je prerastený pentlanditom (obr. 6). Akcesoricky s ním vystupuje aj magnetit. Veľmi časté sú v ložisku odmiešaniны pentlanditu v pyrotíne plamienkovitého tvaru (obr. 7). (Smulikowski, 1952, uvádza, že sa pentlandit od pyrotínu odmiešava pri teplote okolo 800 °.)



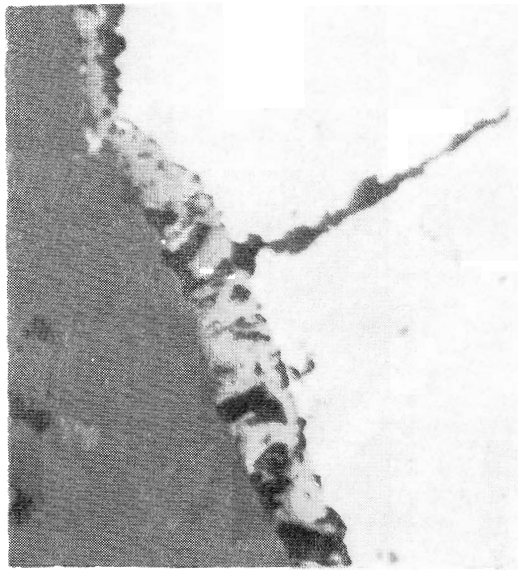
Obr. 7. Odmiešaniны pentlanditu plamienkovitého tvaru (malé biele minerály) v pyrotíne (dominantný sivastý minerál). Nábrus zväčšený 50×

Fig. 7. Flame-shaped pentlandite segregations (tiny white grains) in pyrrhotite (dominant greyish mineral). Polished section, magn. $\times 50$

Pentlandit. Je hlavným niklovým minerálom ložiska. V hĺbke 690,5 a 693,1 m je až dominujúcim minerálom v rudnej paragenéze.

Veľmi charakteristické preň je ma-

kroskopicky svetlobronzová farba a v mikroskope typické štiepne trhliny (obr. 8).



Obr. 8. Prenikanie epigenetickej žilky hematitu (svetlosivý minerál diagonálne orientovaný) po hranici pentlanditu (biely minerál) a obyčajného amfibolitu (tmavosivý minerál). Nábrus zväčšený 50×

Fig. 8. Epigenetic hematite veinlet (light gray area with diagonal orientation) penetrating intergranular space of pentlandite (white) and common hornblende (dark grey). Polished section, magn. $\times 50$

Chalkopyrit. V relácii k už opísaným minerálom má oveľa menšie percentné zastúpenie. Tvorí nepravidelné menšie minerály a vyplňa zväčša priestor medzi pyritmi, pyrotínmi a pentlanditmi. Zdá sa, že v sukcesii vylučovania má o niečo mladšie postavenie. Spolu s ním niekedy asociuje sfalerit.

Violarit. Nevystupuje v celom rudnom profile. Bol zistený v hĺbke okolo 691,8 m. Vytvára obruby na hranici pentlanditu a okolných horninotvorných minerálov, alebo vystupuje ako samostatný minerál medzi pyrotínom a pentlanditom. Pravdepodobne

predstavuje druhotný minerál po pentlandite.

Gersdorffit (korynit). Je v ložisku doteraz jediným zástupcom arzeničnanov niklu. Na elektrónovej mikrosonde sa stanovilo, že hlavným minerálom tohto radu v zrudnených partiách je práve gersdorffit. Minerály blízke svojím zložením korynitu sú zriedkavejšie. Gersdorffit vystupuje hlavne v asociácii s pentlanditom a pyrotinom podradne a v malých rozmeroch.

Pri štúdiu preparátov na elektrónovej mikrosonde sme sledovali aj prítomnosť platinoidov v rudných mineráloch, ktoré pri tomto type Ni—Co—(Cu) rúd literatúra uvádza.

Elektrónovou mikrosondou sa zistilo, že sa platina viaže na arzeničnany niklu. Koincidencia analytických čiar As a Pt vyplýva zo snímok gersdorffitu zhotovených na elektrónovej mikrosonde (obr. 9 a — f). Aj keď sa nám v mineralogickej forme nepodarilo stanoviť platínu, príp. platinové minerály, zistili sme a graficky zaznamenali prítomnosť platiny v disperznej forme v gersdorffite v preparátoch z hĺbky okolo 691,8 m. Najpravdepodobnejšie ide o submikroskopickú formu sperrylitu. Aktivačnou analýzou sa obsah platiny nepodarilo zistiť.

Je možné, že sa o platine v tomto type zrudnenia bude môcť hovoriť len ako o mineralogickom výskyte.

Smaltín a kobaltopyrit. Obidva minerály boli stanovené na elektrónovej mikrosonde. Smaltín je v rudnej paragenéze prítomný celkom akcesoricky v pentlandite. Naproti tomu kobaltopyrit ako varieta pyritu obohatená o Co je viac rozšírený a bol spozorovaný na viacerých miestach.

Polydymit. Bol zistený v rudnej paragenéze iba celkom ojedinele v pentlandite.

Ilmenit. Sústreďuje sa hlavne pri okrajoch zrudnených polôh v amfibol-

ických gabrách, kde často vytvára samostatne väčšie zhľuky.

Amfibolový azbest. Bol spozorovaný na viacerých miestach, a to v úsekoch s minimálnym obsahom sulfidických minerálov. Na rozdiel od chryzotilového azbestu vytvára medzi amfibolovými minerálmi zhľuky až niekoľko cm rozmerov a radiálno-lúčovitej konzistencie. Je plstnatý a má sivobielu farbu.

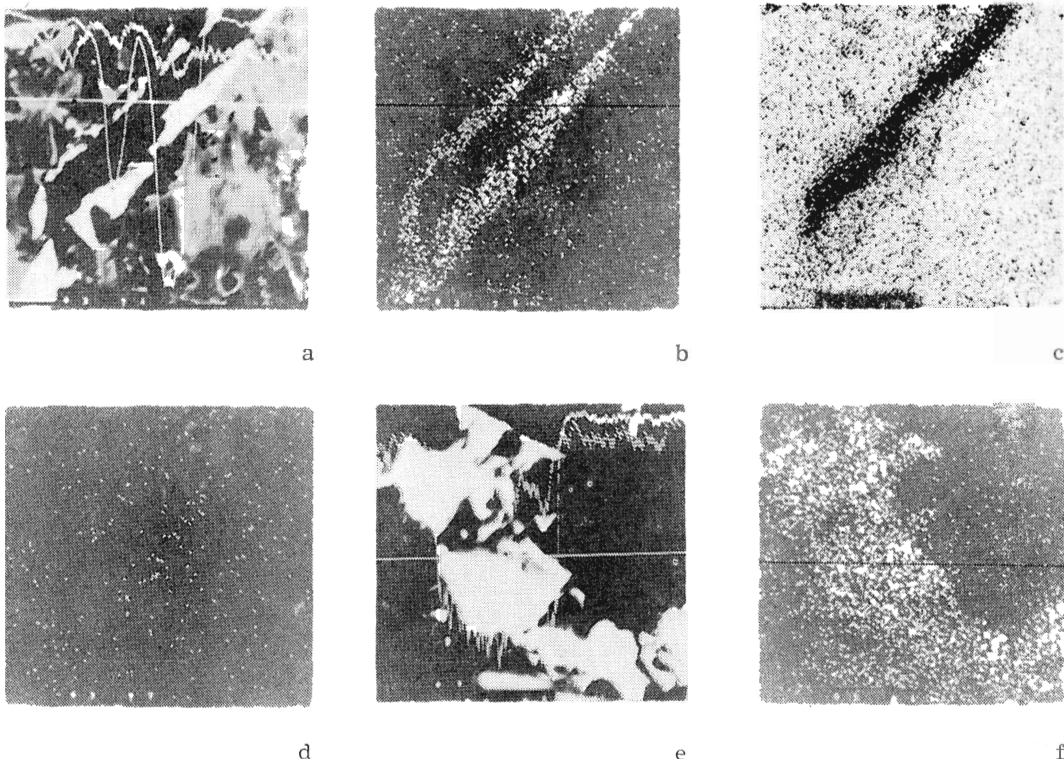
V opísanej rudnej paragenéze minerálov možno niekedy pod mikroskopom poznať drobné nepravidelné lineárne žilôčky, ktoré sledujú rozhrania minerálov, obtekajú ich, alebo cez ne prenikajú. Ide o kremeňovo-kalcitovo-hematitové žilky, niekedy so sporadickým sfaleritom. Ich výskyt najpravdepodobnejšie súvisí s blízkosťou kontaktu s granitoidnou intrúziou a ich pôvod je epigenetický.

Z geochemického hľadiska by sa Ni—Co—(Cu) zrudnenie v amfibolických gabrách vo vrte KV-3 dalo charakterizovať na základe semikvantitatívnych spektrálnych analýz a chemických analýz na Ni, Co, Cu, As, Sb, Zn ako zrudnenie, v ktorom sa uplatňujú hlavne prvky Fe radu.

Dominantne je v ňom zastúpený nikel a s ním asociujúci kobalt. Koncentrácia medi je vyššia len čiastočne. As a Sb v tomto zrudnení stabilne nevystupujú, a ak vystupujú, býva to len v malej koncentrácii. Z hĺbky 691,8 m bolo spektrálne (kvalitatívne) stanovené aj stopové paládium (z tejto vzorky bola na elektrónovej mikrosonde stanovená v disperznej forme v gersdorffitoch aj platina).

Geochemicky je zaujímavá nízka koncentrácia chrómu, čo hovorí o jeho genetickej spätosti s gabrovou, nie peridotitovou magmou.

Celkove je toto zrudnenie na sprievodné stopové rudné prvky pomerne chudobné. V malej koncentrácii sa



Obr. 9. Gersdorffit uzatvárajúci obyčajný amfibol. Okolie gersdorffitu tvorí pentlandit. Obr. 9a. Kompozícia minerálov a v nej analytická čiara arzénu (čiara s vyššou eleváciou) a analytická čiara platiny (čiara s nižšími eleváciami). Rovná čiara znázorňuje miesto analytického rezu. Z obr. vidieť, že so zvýšenou koncentráciou As (v gersdorffite) čiastočne rastie obsah platiny. Obr. 9b — Plošná distribúcia arzénu. Obr. 9c — Plošná distribúcia niklu (vidieť, že gersdorffit obsahuje menej niklu ako okolný pentlandit). Obr. 9d — Plošná distribúcia kobaltu. Z obr. vidieť, že pentlandit obsahuje len veľmi nízku koncentraciu kobaltu. Obr. 9e — Gersdorffit v pyrotine, opäť analytická čiara arzénu (čiara s vyššou eleváciou), analytická čiara platiny (čiara s nižšou eleváciou) a rovná čiara zodpovedajúca analytickému rezu. Na obr. už zreteľnejšie vidieť závislosť platiny od koncentrácie arzénu (graf je trochu zastretý bielou plochou arseničnanov niklu). Obr. 9f — Plošná distribúcia arzénu. Svetlejšie miesta zodpovedajú gersdorffitu.

Fig. 9. Gersdorffite enclosing common hornblende. Gersdorffite is surrounded by pentlandite. a — composition with analytical line for arsenic (with higher elevation) and for platinum (lower elevations). Straight line indicates the analyzed section. Higher concentrations of arsenic (in gersdorffite) are related to higher platinum contents, b — areal distribution of arsenic, c — areal distribution of nickel (gersdorffite contains less nickel as the surrounding pentlandite), d — areal distribution of cobalt (very low concentrations in pentlandite), e — gersdorffite in pentlandite, analytical line of arsenic (line with higher concentration), of platinum (lower elevation) and the straight line of analytical profile. The figure indicates better correlation between platinum and arsenic concentrations (partly covered by white area of nickeliferous arsenides), f — areal distribution of arsenic, light portions are gersdorffite.

v ňom zaznamenal zinok a v stopách Pb, Mo, Bi, Ag, Sn. Posledné stopové prvky sú najpravdepodobnejšie epigenetického hydrotermálneho pôvodu a

pochádzajú z blízkej granitoidnej intrúzie.

Pri bádaní preparátov na elektrónovej mikroskopy sme čiastočne sledovali

aj relatívnu distribúciu hlavných rudných prvkov v sulfidických mineráloch.

N i k e l. Je v najväčšej miere zastúpený v niklových mineráloch (v pentlandite, violarite, polydymite a gersdorffite), kde je priamo súčasťou ich štruktúrnej mriežky. Okrem nich bol zistený vyšší obsah niklu v pyrotíne, menej v pyrite, v ktorých vystupuje ako izomorfná prímes. Výsledky podrobného geochemického výskumu pyrotínu rozličných genetických typov Cambela — Jarkovského (1969) ukazujú, že pyrotín likvačného pôvodu má najvyšší obsah niklu v relácii s pyrotínom iného genetického typu.

K o b a l t. V samostatnej mineralogickej fáze sa zaznamenal jedine v smaltíne, ale tento minerál je v rudnej paragenéze veľmi zriedkavý. Omnoho častejšie sme zistili vyššiu koncentráciu kobaltu v kobaltopyrite, ktorý je v ložisku hojnejší (pozri obr. 10b). Cambel — Jarkovský (1968) pri štúdiu pyritu rozličného genetického typu zistili, že pyrit likvačno-magmatického pôvodu má najvyšší obsah kobaltu. Čiastočne vyššia koncentrácia kobaltu bola spozorovaná v gersdorffite (obr. 11d). Pentlandit má pomerne nízky obsah Co (pozri fotografie zhotovené na elektrónovej mikrosone, obr. 11d a 9d).

Meď. Koncentruje sa výlučne na chalkopyrit.

A r z é n. Podobne ako meď sa zistil iba v arzeničnanoch niklu v gersdorffite. V rozličnej miere sa izomorfne mieša s Sb.

Chemický rozbor vzoriek z poľených rudných jadier (po 20 cm intervaloch) poskytol obraz o kvalite a význame tohto zrudnenia. Hlavným prvkom ložiska je nikel. Jeho koncentrácia sa v rozličných úsekoch ložiska mení od desatinového obsahu až do 2,60 %. V úseku od 686,0 do 696,0 m 4 m jadra spĺňa minimálnu kondičnú požiadavku (0,3 % Ni). Vzhľadom na 45° uhol

uloženia rudných polôh vo vrte pravá mocnosť ložiska dosahuje okolo 3 m.

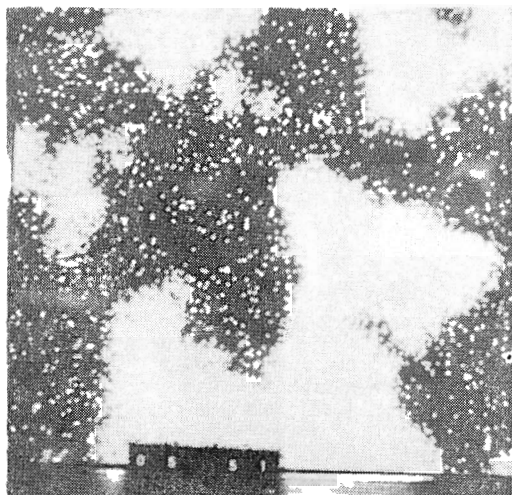
Kobalt by sa ako sprievodný prvok tohto zrudnenia mohol zužitkovať spoločne s niklom v úsekoch, v ktorých Ni dosahuje požadovaný obsah. Jeho koncentrácia sa v zrudnených polohách pohybuje od 0,01—0,09 %. Obsah medi je pomerne nízky a dosahuje maximálne 0,13 %. Pri Zn sa zistila najvyššia koncentrácia 0,1 %. Ostatné rudné prvky sú zastúpené len stopovo. Analytické stanovovanie platinoidov sa doteraz neskončilo.

Ni—Co—(Cu) zrudnenie v amfibolických gabrách pri Rochovciach (obr. 12) sa geneticky podobá likvačno-magmatickým sulfidickým ložiskám typu Sudbury (Kanada).

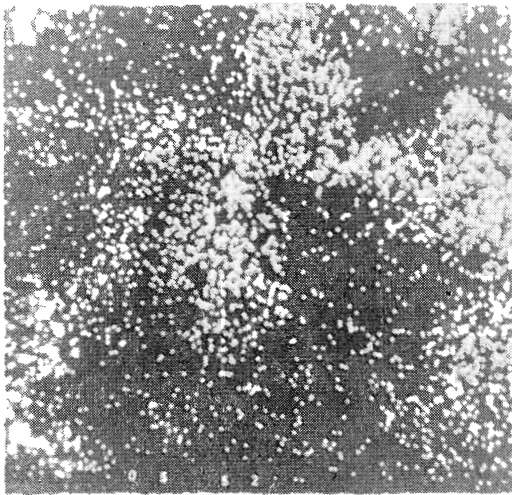
Charakteristickou črtou ložísk je, že sa ich hlavný minerálny obsah sústreďuje pri báze (okrajoch) intruzívneho (hypoabysálneho, príp. abysálneho) bážického telesa (obr. 13), kde vznikajú vtrúsené, niekedy až masívne typy zrudnenia s veľmi rozmanitou morfológiou telies. Veľkosť ložiska závisí od veľkosti materského bážického telesa a koncentrácie sulfidických minerálov v primárnej magme. Okrem sulfidov Fe, Ni, Co, Cu (Zn) v rudnej paragenéze týchto typov rúd vystupujú arzeničnany (anti-moničnany) uvedených kovov a doplnkovými sprievodnými úžitkovými prvkami bývajú platinoidy a Au (niekoľko g/t).

Genetická interpretácia

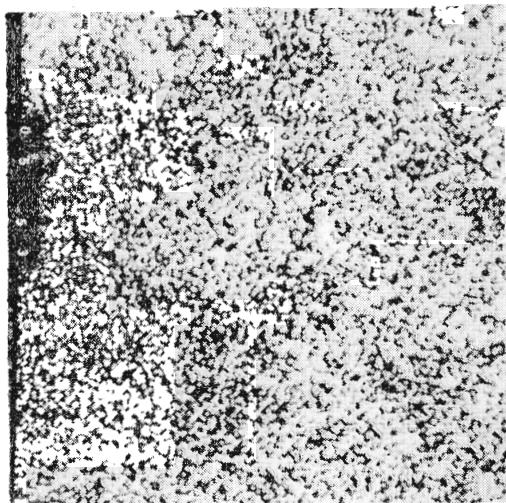
Z uvedeného vychodí, že sa Ni—Co—(Cu) zrudnenie viaže na bázu intrúzie amfibolických gabier a že sa sulfidické minerály vyskytujú v podobe vtrúsenín a lalokovitých útvarov. Rudná paragenéza spozorovaná v ložisku sa vytvorila pri vysokej teplote. Odmiešanie pent-



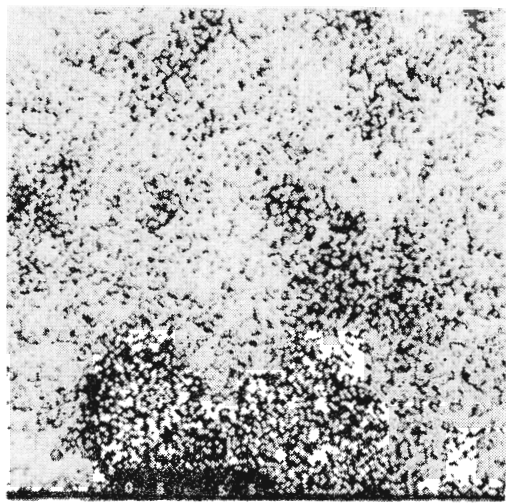
a



b



c



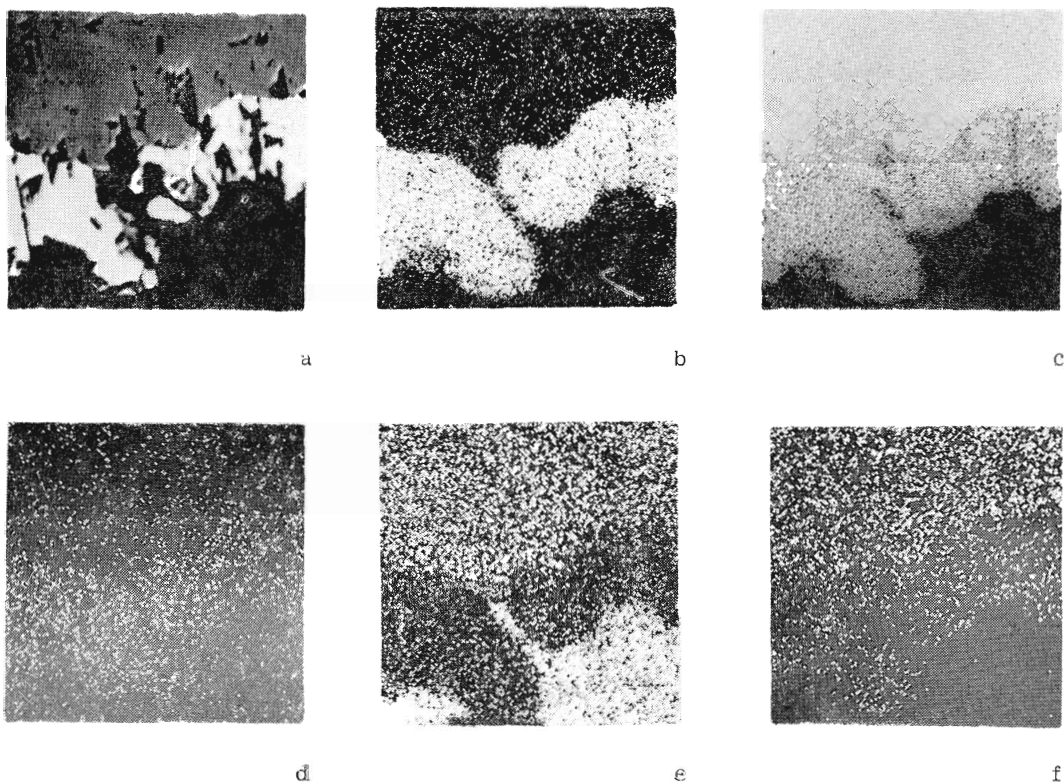
d

Obr. 10. Pentlandit v medzipriestoroch s kobałtopyritom. Obr. 10a — Distribúcia niklu. Obr. 10b — Distribúcia kobałtu. Obr. 10c — Distribúcia síry. Obr. 10d — Distribúcia železa. Na obr. 10b vidieť relatívne vysoký obsah Co v kobałtopyrite a naopak nízky obsah Co v pentlandite. Na obr. 10c je zachytený vysoký obsah síry v kobałtopyrite. Zväčš. 300×

Fig. 10. Pentlandite in intergranular spaces of cobaltopyrite. SEM analysis, magn. $\times 300$. a — distribution of nickel, b — distribution of cobalt, c — distribution of sulphur, d — distribution of iron. Picture 10b indicates relative high amount of cobalt in cobaltopyrite and low concentrations in pentlandite. Fig. 10c indicates high concentration of sulphur in cobaltopyrite

landitu od pyrotínu v podobe plamienkovitých tvarov poukazuje na teplotu

počiatočného štádia vzniku sulfidickej fázy okolo 800 °C.



Obr. 11. Gersdorffit a pentlandit identifikovaný elektrónovou mikrosondou. Obr. 11a. Celková kompozícia minerálov. 11b. Distribúcia As, 11c. Distribúcia Ni, 11d. Distribúcia Co, 11e. Distribúcia Fe, 11f. Distribúcia S. Zväčš. 300×

Fig. 11. Gersdorffite and pentlandite identified by SEM analysis. a — general composition, b — distribution of arsenic, c — distribution of nickel, d — distribution of cobalt, e — distribution of iron, f — distribution of sulphur. Magn. $\times 300$

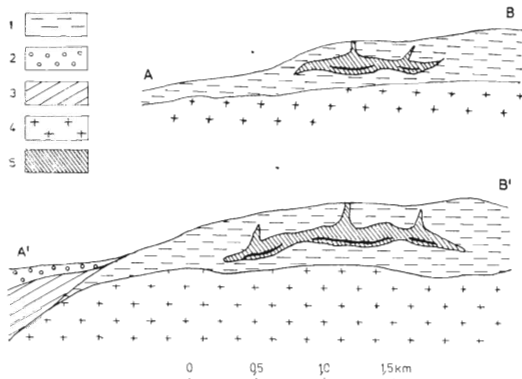
V ložisku nie sú prejavy hydrotermálnej sulfidickej mineralizácie. Hydrotermálne premeny hornín chýbajú. Sukcesia vylučovania rudných minerálov sa nedá dobre pozorovať a rudné minerály sú väčšinou navzájom popre-rastané.

Zrudnenie je charakterizované touto asociáciou prvkov: Fe—Mn—Ti—Ni—Co—Cu—Zn—As.

Sulfidické minerály sa nahromadili na báze intrúzie gravitačnou diferenciáciou v dlhom časovom intervale. V prospech likvačno-magmatického zrudnenia svedčí aj vysoký obsah niklu v pyrotíne a kobaltu v pyrite.

Proti náhľadu o stratiformnom type Ni—Co—(Cu) zrudnenia svedčia štruktúrne znaky gabier (hrubokryštalické, všesmerne zrnité, masívne, zachovanie i pôvodných štruktúr), čo nie je v súlade s názormi Krista (1979), ktorý interpretuje báziká z vrtu KV-3 ako alpínsky metamorfované diabázové horniny. Chýba im aj alpínska foliácia a usmernenie minerálov. Podobne nie sú dôkazy ani o vzniku zrudnenia kontaktným účinkom granitoidnej intrúzie na bázické horniny.

Na základe celkového zhodnotenia prichádzame k záveru, že ide o likvačno-magmatický typ Ni—Co—(Cu) zrud-



Obr. 12. Schematické geologické profiley smeru (rezy smeru S—J) severne od Magnezitoviec. 1 — chlorititko-biotitické fylity (svory) typu Hladomornej doliny, 2 — kvartér, 3 — gemerické karbónske horniny, 4 — granodiority veporika, 5 — lakolitové hypoabysálne teleso amfibolických gabrier s apofýzami (v bazálnej časti predpokladané Ni—Co—(Cu) zrudnenie)

Fig. 12. Schematic geological profiles of N—S orientation northernly from Magnezitovec village. 1 — chlorite-biotite schist, Hladomorná dolina group, 2 — Quarternary, 3 — Carboniferous of the Gemic unit, 4 — granodiorite of the Veporic unit, 5 — hypoabysal laccolite-shaped intrusive body of amphibole gabbro with apophyses with expected nickel-cobalt (copper) ores in lower parts

nenia viažúci sa na intrúziu amfibolických gabrier.

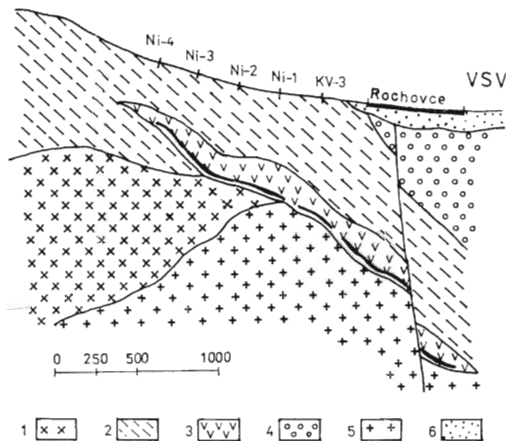
Perspektívy Ni—Co—(Cu) zrudnenia likvačno-magmatického typu v hraničnej zóne veporika a gemerika

Prognóznym príznakom zrudnenia môže byť existencia apofýz bazických hornín na SV od Chyžného (v okolí Skalky a Homôlky), ojedinelý výskyt platiny (z r. 1961) v šlichoch potoka pod týmito dajkami, ako aj samotná geologická stavba územia, z ktorej vychodí, že sedimentárne paleozoické metamorfované komplexy gemerika ležia v tektonickom styku na kryštaliniku veporika, ktoré

sú na S od Chyžného viac vyzdvihnuté ako v oblasti Rochovce — Slavošovce — Ochtiná (Ivanov, 1979). Táto tektonická kryha je obmedzená tektonickou líniou tiahnúcou sa od Čiernej Lehoty po Ochtinú ďalej na JV.

Na základe získaných výsledkov sme geologicky vyčlenili prognózne územia. Na mapke sú zobrazené dve alternatívy hlbinného schematického ohraničenia lakolitového bazického telesa, príp. lakolitových telies amfibolických gabrier s predpokladaným Ni—Co—(Cu) zrudnením likvačno-magmatického typu. Alternatíva, že v tejto oblasti bude viac telies s Ni—Co—(Cu) zrudnením, sa nám zdá pravdepodobnejšia. Z geologic-

ZJZ



Obr. 13. Predpokladaný schematický profil hypoabysálnej bazickej intrúzie v oblasti Rochovce. 1 — kryštalinikum veporika, 2 — biotititko-chloritický fylit typu Hladomorná dolina, 3 — hypoabysálne bazické intrúzívne teleso s akumuláciami Ni—Co—(Cu) rúd v spodnej časti, 4 — karbónske horniny gemerika, 5 — alpínsky biotitický granit, 6 — kvartér, KV-3 — vrt

Fig. 13. Supposed schematic profile of the hypoabysal intrusive body in the Rochovce area. 1 — Veporic crystalline rocks, 2 — biotite-chlorite schist, Hladomorná dolina group, 3 — hypoabysal basic intrusive body with expected nickel-cobalt (copper) ores in lower parts, 4 — Carboniferous of the Gemic unit, 5 — biotite granite of Alpine age, 6 — Quarternary, KV-3 — borehole site

kej stavby usudzujeme, že západne budú intruzívne telesá v menšej hĺbke.

Predpokladáme, že sa východne od vrtu KV-3 zrudnenie nachádza ešte hlbšie a východnejšie za tektonickou líniou, pokles je ešte väčší, a preto by sa z ekonomického hľadiska dalo prípadné východné pokračovanie Ni—Co—(Cu) zrudnenia ťažko využiť.

V oblasti na S od Magnezitoviec môže byť zaujímavá oblasť výskytu dajok amfibolických gabrodioritov, ktoré môžu indikovať v hĺbke sa nachádzajúce bá-
zické hypoabysálne telesá s Ni—Co—(Cu) zrudnením. V západnej časti tejto oblasti by bá-
zické telesá mali byť najbližšie k povrchu.

Perspektívy v ostatnom gemeriku

Okrem oblasti Rochovce — Chyžné si z hľadiska Ni—Co zrudnenia zasluhujú pozornosť aj ostatné karbónske intruzívne horniny gemerika. V oblasti Dobšinej treba prehodnotiť zdroj hydrotermálnej Ni—Co mineralizácie (zrejme sekundárnej), ktorá vystupuje v areáli intrúzie gabrodioritu. Na báze tejto intrúzie mohli totiž (primárne) vzniknúť rudy likvačno-magmatického pôvodu.

Výskumnú pozornosť z hľadiska magmatických akumulácií Ni, Co, Cu, Ti zasluhujú aj drobné intruzívne telesá gabrodioritov v okolí Hnilčíka, ktoré sú zrejme apikálnymi časťami hlbšej intrúzie.

Z metalogenetického hľadiska treba zhodnotiť aj bá-
zické intruzíva v oblasti Košickej Belej, Klátova a Mníška nad Hnilcom.

Ďakujem p. g. Dušanovi Jančulovi z Chemickotechnologickej fakulty SVŠT v Bratislave za jeho ochotu a spoluprácu pri štúdiu preparátov na elektrónovej mikrosone (typu JEOL JXA-5A).

LITERATÚRA

- Cambel, B. — Jarkovský, J. 1968: Geochemie der Pyrite einiger der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. *Bratislava, Vydavateľstvo SAV*. 493 S.
- Cambel, B. — Jarkovský, J. 1969: Geochémia pyrotínu rozličných genetických typov. *Bratislava*. 333 s.
- Čillík, J. — Hvoždára, P. 1979: Niektoré otázky geologickej pozície a genézy scheelitu v okolí Čierneho Baloga v tatrovoporidách. *Mineralia slov.* 11, s. 193—204.
- Filo, M. 1968: Detailné geomagnetické merania v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Filo, M. — Obernauer, D. — Stránska, M. 1974: Geofyzikálny výskum kryštalínika tatrovoporid — oblasť Kráľovej hole a Kohúta. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Iľavský, J. — Beňo, J. 1959: Ku geológii a mineralógii niektorých výskytov Pb—Zn rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 14, s. 24—40.
- Ivanov, M. 1961: Hlásenie nálezu platiny. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Ivanov, M. 1979: K problematike veporid. *Mineralia slov.*, 11, s. 555—566.
- Kamenický, L. — Marková, M. 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série gemerid. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 45, s. 109—185.
- Kamenický, L. 1957: Kryštalínikum veporid v oblasti Trešnika — Stoličky a Kohúta. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Kantor, J. 1955: Nález hübnieritu pri Chyžnom v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 3, s. 58—78.
- Kantor, J. — Rybár, M. 1979: Radiometrické veky granitoidov zo Spišsko-gemerského rudohoria a prifaľnej časti veporid. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 73, s. 213—234.
- Klinec, A. 1962: Vzťah kohútskeho kryštalínika ku gemeridom. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 62, s. 91—96.
- Mišík, M. 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, s. 557—588.
- Petro, M. 1977: Metalogenéza veporid. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Smulikowski, K. 1952: Geochémia. *Warszawa*. 363 s.
- Václav, J. 1962: Správa k mape nerastných surovín na liste Dobšiná. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Václav, J. 1965: Mineralogicko-paragenetické pomery ložiska Mária — Margita pri Ochtinej. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 34, s. 5—26.
- Vrána, S. 1964: Paragenéza veporidného kryštalínika v okolí Slavošovec. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 33, s. 5—30.

Nickel-cobalt ores of liquation-magmatic type in amphibole gabbro bodies along the contact zone of the Gemic and Veporic units (Eastern Slovakia)

MIROSLAV IVANOV

A hitherto unknown genetic type of nickel-cobalt (copper) ore has been found to occur in amphibole gabbro parent rock located in the contact zone of the Veporic and Gemic units in Eastern Slovakia.

Detailed mineralogical and geochemical analysis of mineralized samples from the KV-3 borehole (Rochovce village) allowed to distinguish three independent types of mineralization present.

Synsedimentary pyrite ore (with accessory pyrrhotite, chalcopyrite, hematite and ilmenite) occurs in biotite-chlorite schist of the Hladomorná dolina group. An epigenetic hydrothermal mineralization related to biotite granite of Alpine age occurs in the mantle of the intrusive (disseminated and stockwork ore), along its contacts and in granite, too. Ore composition changes with the depth. A low-temperature association (iron and arsenic) is located in external portions of the mantle but thermality increases towards the contact and within granite body depthwards. Hydrothermal indications of ores are composed by base-metals, iron and locally higher amounts of Mo and W with fluorite. The amount of pure fluorite-calcite veinlets increases depthwards in granite. Scheelite occurrences in granite point to the Alpine age of tungsten mineralization in the area. However, hydrothermal mineralization is but of disseminated nature, thicker veins are lacking and the ore occurs in considerable depth.

The third type of ore is confined to the lower portion of an amphibole gabbro intrusive body. The pierced thickness of the mother rock was up to 100 m representing only part of a supposed hypoabyssal laccolite-shaped basic intrusive of considerable extent and of Carboniferous age. The supposed extent of intrusive with expected nickel-cobalt (copper)

ore between Chyžné and Rochovce villages is in fig. 1.

Sulphides predominante in the ore cementing mostly rock-forming silicates. Pyrite, pyrrhotite, pentlandite and chalcopyrite are the main ore minerals whereas gersdorffite (corinite), violarite, smaltite, cobaltopyrite, polydymite, sphalerite, magnetite and ilmenite have been found in accessory amounts. Successive relations are undeterminable due to mutual intergrowths. The ore in 686—696 m depth of the borehole is concentrated into several parallel layers of 3 m total thickness. Nickel is the main element of the ore (concentrations between 0.1—2.6 p. c.), less cobalt (0.01—0.09 p. c.) whereas copper and zinc contents are as high as some tenths of p. c.

According to the mineralogy and composition, the ore is of liquation-magmatic origin (Sudbury, Norilsk).

Regarding the considerable prognostic value of the finding, perspectives of further occurrences along the whole contact zone between Veporic and Gemic units are broadly discussed. Prognostic terraine is delimited in the area of Rochovce and Chyžné villages where further drilling is expedient. Similar mineralization is supposed to occur in the Dobšiná quartz gabbrodiorite body where besides known hydrothermal nickel-cobalt ores of Alpine age also liquation-magmatic ores may occur being confined to the lower part of the intrusive body of Carboniferous age. Moreover, a detailed petrographical and geochemical investigation of all intrusive bodies of Carboniferous age located in the contact zone between Veporic and Gemic units is necessary.

Preložil I. Varga

Mikrotextúry dubníckych opálov a ich vzťah k opalizácii

MIROSLAV HARMAN, VOJTECH CHOVANEC

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 25 Bratislava

(16 obr. v texte)

Doručené 27. 6. 1980

Микротекстуры дубницких опалов и их отношение к опализации

Минерализация опалов является самым молодым продуктом поствулканической деятельности Сланских гор. Три основные типа опалов (благородный прозрачный скловидный и молочный) заполняют трещины или вкрапленность в андезитах. Все эти типы рентгеноморфные, но электронномикроскопическим изучением было можно определить различное текстурное строение отдельных сфер. Ввиду того, что текстурное строение благородного опала похоже с кубической кристаллической решёткой при использовании формулы Сандерса пересчётом было можно доказать, что опализация возникла дифракцией лучей света. При помощи микросонды в опаловых включениях был определён аргентит.

Microstructures of opal from Dubník locality, Eastern Slovakia and their relation to opalization

Opal mineralization represents youngest product of postvolcanic activity in the Slanské vrchy Mts. area (Eastern Slovakia). Principal opal varieties, i. e. precious, glassy and milky opal, occur in crevice fillings or disseminated in andesite parent rock. All types appear to be amorphous by the means of X-ray investigations but electron microscopy revealed different relations of spheres in opal microstructure representing its basic physical units. Due to the similarity of structure attitude in precious opal varieties with the cubic lattice, calculations using the Sanders's formula prove that opalization originates by light beam diffraction. Presence of argentite has been proved by electron microprobe analysis in microinclusions.

Špecifickým prejavom epitermálnej postvulkanickej aktivity Slanských vrchov je opálová mineralizácia. Podľa Slávika a Tözséra (1973) vznikla v dvoch fázach hydrotermálnej aktivity. Prvá perióda sa viaže na postvulkanickú aktivitu nižšej vulkanickej etáže

v oblasti Herľany a Banské, kde sa na lokalitách Červenica, Židov Laz a Zamutov vyskytujú limnokvarcity a hydrokvarcity. V centrálnej časti Slanských vrchov vystupuje stratovulkanický spodnosarmatský komplex amfibolicko-pyroxenických andezitov Libanka,

v ktorom sa pozdĺž poruchy smeru SSZ—JJV (tzv. opálovej) vyvinula opálová mineralizácia s výskytom drahého opálu v oblasti Dubníka. Opál je tu vo forme výplne puklín, hniezd, žiliek a impregnácií a podľa Slávika a Tözséra (1973) vznikol v súvislosti v postvulkanickej epitermálnej aktivite konečných fáz vulkanizmu vyššej vulkanickej etáže. Časového zaradenia tejto aktivity a jej vzťahu k najmladším členom mineralizácie, najmä rumelkovej, sa dotýkajú práce Ďuďu — Tözséra — Burdu a Kaličiaka (1977), Ďuďu — Kriština (1978), Kaličiaka (1780) a Kaličiaka et al. (1976).

Podľa makroskopického vzhladu možno v oblasti Dubníka výrazne odlišiť tri základné druhy opálu, a to drahý, sklený a mliečny. Množstvo ďalších druhov opálu, ktoré literatúra opisala, sú v podstate iba varietami týchto základných typov a sú odvodené a pomenované podľa rozdielov vo farbe, stupni kryštalizácie, obsahu prímiesí, forme vystupovania, v lokalizácii atď.

Pri drahom dubníckom opáli, teda type s výraznou opalizáciou, možno vyčleniť druhy s prevládajúcimi červenými farbami spektra (tzv. ohnivý opál, fire opal, blagorodnyj opal, opale a paillettes, Flimmeropal), modrú (girasol) a zelenú odrodu (lechosophal).

Sklený opál (tzv. potch) je zvyčajne priehľadný, bez hry farieb, niekedy s jemnými farebnými odtieňmi, ako napr. zelenkastý alebo modrastý hyalit a hydrofán, jemne mliečne zakalená odroda kašolong, modrastý prazopál, ďalej forcherit, fiorín, granulín s jemnými škvrtnami atď. V Dubníku je osobitne známa odroda so striedaním vrstvičiek drahého opálu so skleným, tzv. Chamäleonstein.

Mliečny opál je zvyčajne mliečnobiely, nepriehľadný, ale aj s rozličnými farebnými odtieňmi. Biely je známy ako porcelanit, zelenkastý ako chryzopál, s rozptýlenými prímiesami (chromatoformi) ako napr. krokydolitopál, s vrstvitou textúrou opálachát, ďalej drevený opál, machový opál až celkom čierne odrody.

Prechodné typy sú pri všetkých druhoch dubníckych opálov. Jedným z nich je tzv. opalín (opalmatrix, Opalmutter), v podstate

pôvodná, viac-menej hydrotermálne premenená hornina impregnovaná opálom od jemných vtrúsenín až po zrná a žilky.

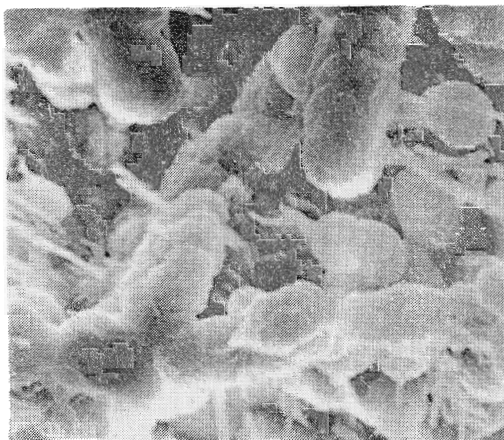
Variety základných typov opálov z Dubníka podrobne opísal Butkovič (1970).

Najdôležitejšie práce o opalizácii

Pôvod opalizácie, teda špecifickej hry farieb drahého opálu, sa pokúšali vysvetliť mnohí autori. Najstaršie vedecké teórie predpokladali, že ide o interferenciu svetelných lúčov odrážajúcich sa od stien prasklín, ktoré vznikajú pri vysychaní opálových gélov. Roku 1932 staršie teórie rozpracoval Baier a na základe optického štúdia opálov z rozličných lokalít (aj z Dubníka) prvý identifikoval pravidelné sústavy drobných paralelných plôšok, na ktorých vzniká lom svetla. Pomocou chemickej analýzy zistil vo väčšine opálov kalcit. Podľa analogicky orientovanej mikrotextúry opálu sa domnieval, že v prevažnej väčšine ide o pseudomorfózy opálu po kalcite. Priklonil sa k názoru, že väčšina drahých opálov vznikla zatlačením kalcitu opálovou hmotou, ktorá, aj keď röntgeno-amorfná, „zdedila“ po kalcite relikty usporiadania mriežky, ako aj vysoký dvojlom, a tým vysvetľoval špecifickú hru farieb.

Raman a Jayraman (1953) dokazovali, že pre drahý opál je charakteristické pravidelné striedanie vrstvičiek — lamiel vysokoteplotného cristobalitu a nízko-teplotného tridymitu s odlišnými indexmi lomu. Špecifická hra farieb je podľa nich výsledkom interferencie istých vlnových dĺžok na plochách vrstvičiek. Najsilnejšie monochromatické reflexy vznikajú v opáloch s veľkým množstvom paralelných vrstiev rovnakej hrúbky. Sanders (1964), ako aj Darragh,

Gaskin, Terrell a Sanders (1966) na-proti tomu predpokladajú, že pri röntgenicky amorfných typoch drahého opálu hru farieb spôsobujú difrakčné efekty z plôch častíc („sfér“) amorfného kremíka, ktoré sa dajú identifikovať metódami elektrónovej mikroskopie. Touto metódou skúmali opály z austálskych nálezísk, hlavne z lokality Andamooke a Cobber Pedy, kde sa opál vyskytuje v nadloží bentonitových ložísk. Interferenciu svetla na lamelách opálovej hmoty vylučujú.



Experimentálna časť

Pri zisťovaní pôvodu opalizácie a genézy základných druhov opálu z Dubníka sme preverili všetky možnosti spomenuté v literatúre. Na základe rtg analýz (difraktometer Phillips, CuK_α , 40 kV/20 mA, Ni filter, clony 1° – $0,1$ – 1° , $T = 4$, pri posune goniometra $2^\circ/\text{min}$ a $0,5^\circ/\text{min}$ 2θ) môžeme konštatovať, že všetky typy opálu z Dubníka sú röntgeno-amorfné, a preto súvislosť farebných efektov s variáciami mineralogického zloženia vylučujeme. Iba v jednom prípade sme na okraji dutinky v sklenom opáli v rastrovacom elektrónovom mikroskope získali obraz globulárnych foriem pripomínajúcich lussatit — cristobalit nízkej kryštalinity, ktorý opisala Marková (1978) zo stredoslovenských vulkanitov. Pre nepatrný rozsah javu nebolo možno túto časť podrobiť rtg analýze. Tá by vzhľadom na nízku kryštalinitu lussatitu bola aj tak problematická, a teda o jeho prítomnosti možno usudzovať iba na základe morfológie. Ak prijmem tento dôkaz, ide o potvrdenie procesu starnutia a rekryštalizácie kremičitanových gélov aj v prostredí dubníckych opálov (obr. 1).

Z výsledkov bolo evidentné, že riešenie problematiky opalizácie treba hľa-

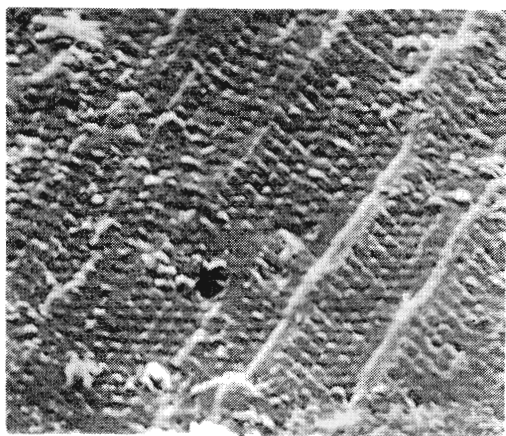
Obr. 1. Lussatit (?) z dutiny v sklenom opáli. Lomová plocha. Rastrovací elektrónový mikroskop, zv. 2000 $\times$

Fig. 1. Lussatite (?) from a space in glassy opal. Fracture surface, SEM, magn. $\times 2,000$

dať v oblasti štúdia jeho ultramikrotextúrnych a ultramikroštruktúrnych vlastností. Optimálna je na to aplikácia metód elektrónovej mikroskopie. Pri výskume sme použili rastrovací elektrónový mikroskop. Povrch opálov sme študovali na pôvodnej lomovej ploche naleptané v intervaloch 2 minúty až 2 hodiny v pare kyseliny fluorovodíkovej. Prirodzená lomová plocha drahého opálu sa v elektrónovom mikroskope javí ako mozaika z izometrických, niekedy mierne pretiahnutých globulárnych častí — stavebných elementov, tzv. sfér (v zmysle Sandersa, 1964), ktoré sú usporiadané veľmi pravidelne. Veľkosť sfér kolíše v rozmeroch od 150 do 300 nm, ale vytvára ohraničené oblasti s konštantnými rozmermi sfér. Tieto oblasti sa zvyčajne formujú do viac-menej pravidelných pruhov širokých 1 až 6 μm , ktoré možno nazvať aj lamelami a sledovať ich až do dĺžky okolo 100 až 150 μm . Lamely sú ostro ohraničené, hranicu niekedy tvorí vrstvička hrubá až 200 nm vyplnená amorfným bezštruktúrnym tmelom

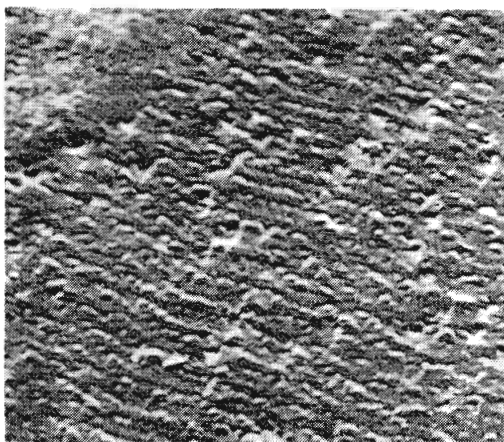
(obr. 2). Inokedy sa lamely dajú odlišiť iba zmenou orientácie (usmernenia) stavebných elementov — sfér (obr. 3, 4). Vo vzorkách drahého opálu sú sféry umiestnené tesne vedľa seba a použitý elektrónový mikroskop nie je schopný identifikovať nejaký prázdny priestor medzi nimi. Na niektorých vzorkách je zjavná ešte ďalšia subštruktúra — usmernenie vo forme vln (obr. 4, 5).

Sklený opál sa od drahého opálu výrazne odlišuje jednak nepravidelným



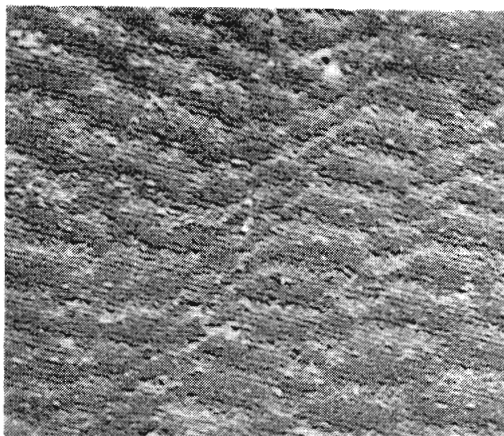
Obr. 2. Rozdielna orientácia sfér v lamelách s ostrým ohraničením. Drahý opál. Lomová plocha. Rastrovací elektrónový mikroskop, zv. 20 000×

Fig. 2. Different orientation of spheres within lamellae with sharp limits. Precious opal, fracture surface, SEM, magn. $\times 20,000$



Obr. 3. Oblasti s rozdielnou orientáciou sfér bez ostrej hranice. Drahý opál. Lomová plocha. Rastrovací elektrónový mikroskop, zv. 16 000×

Fig. 3. Domains of different sphere orientation without sharp boundaries. Precious opal, fracture surface, SEM, magn. $\times 16,000$



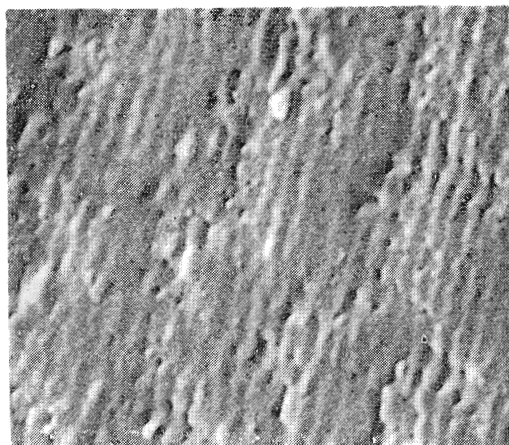
Obr. 4. Tlakové usmernenie sfér. Drahý opál. Lomová plocha. Rastrovací elektrónový mikroskop, zv. 10 000×

Fig. 4. Preferred orientation of spheres caused by pressure. Precious opal fracture surface, SEM, magn. $\times 10,000$

usporiadaním sfér a ich variabilnou veľkosťou (od 100 do 350 nm, obr. 6), niekedy výrazným tlakovým usmernením (obr. 7). Aj v tomto type opálu sme identifikovali zóny (lamely), ktoré sa na rozdiel od drahého opálu neodlišujú orientáciou, ale iba výrazne odlišnou veľkosťou sfér (obr. 8). V sklenom aj v drahom opáli možno pozorovať takmer úplne dokonalé vyplnenie priestoru a pórovitosť je veľmi zriedkavá.

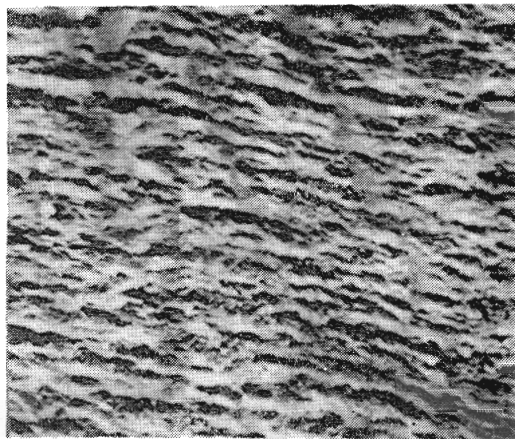
Mliečny opál sa od predchádzajúcich

typov odlišuje veľkým množstvom prázdnych, nevyplnených priestorov medzi sférmi, teda výraznou pórovitosťou. Sféry sú veľmi nepravidelné, majú variabilné rozmery (omnoho väč-



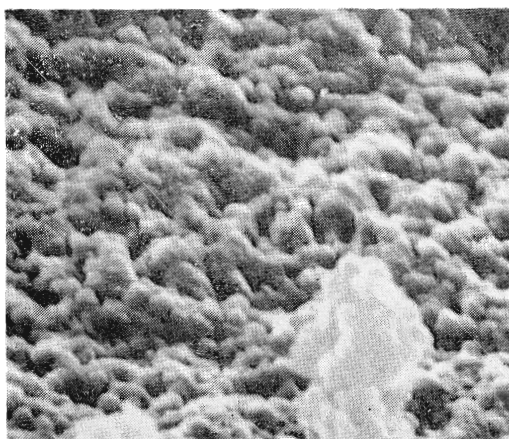
Obr. 5. Tlakové deformácie sfér. Drahý opál. Lomová plocha. Rastrovací elektrónový mikroskop, zv. 40 000×

Fig. 5. Pressure deformation of spheres. Precious opal, fracture surface, SEM, magn. $\times 40,000$



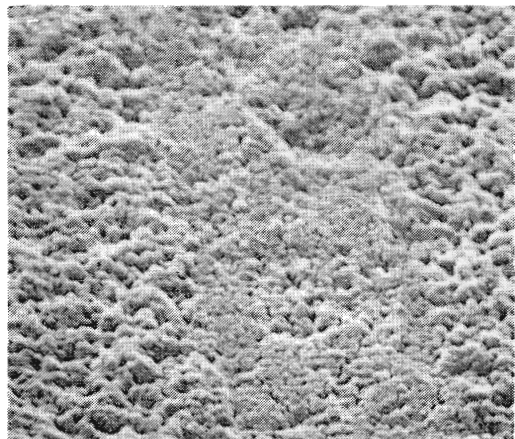
Obr. 7. Tlakové usmernenie sfér nerovnakých veľkostí. Sklený opál. Lomová plocha. Rastrovací elektrónový mikroskop, zv. 20 000×

Fig. 7. Preferred orientation of spheres of different size caused by pressure. Glassy opal, fracture surface, SEM, magn. $\times 20,000$



Obr. 6. Variabilné rozmery sfér v sklenom opáli. Leptaný povrch (svetlá časť na povrchu je artefakt). Rastrovací elektrónový mikroskop, zv. 30 000×

Fig. 6. Variable sphere size in glassy opal. Etched surface (the light particle on surface is artefact). SEM, magn. $\times 30,000$



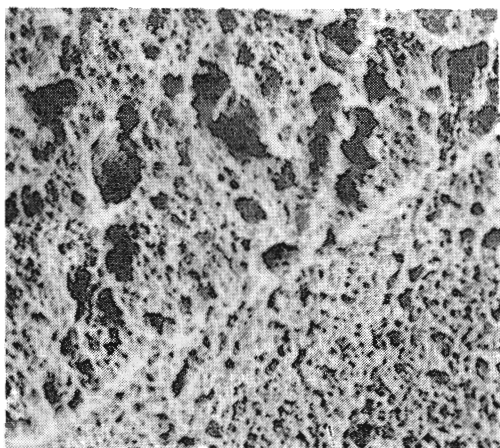
Obr. 8. Zóny s výrazne rozdielnou veľkosťou sfér v sklenom opáli. Leptaný povrch. Rastrovací elektrónový mikroskop, zv. 12 000×

Fig. 8. Zones of pronounced different sphere size in glassy opal. Etched surface, SEM, magn. $\times 12,000$

šie ako pri drahom opáli), veľkosť pórov dosahuje až niekoľko μm . Aj v mliečnom opáli možno identifikovať prítomnosť zón s odlišnou orientáciou sfér. Tento jav je však výrazný iba pri naleptaní povrchu (obr. 9, 10).

Diskusia

Nález stavebných jednotiek — sfér umožňuje nové interpretácie genézy. Textúry viditeľné v elektrónovom mikroskope sú výsledkom agregácie kre-



Obr. 9. Pórovitá textúra mliečneho opálu. Zóny s rozdielnou veľkosťou sfér. Leptaný povrch. Rastrovací elektrónový mikroskop, zv. 2000×

Fig. 9. Porous structure of milky opal. Zones of different sphere size. Etched surface, SEM, magn. $\times 2,000$



Obr. 10. Tlakové usmernenie sfér v mliečnom opáli. Leptaný povrch. Rastrovací elektrónový mikroskop, zv. 2000×

Fig. 10. Preferred orientation of spheres in milky opal caused by pressure. SEM, magn. $\times 2,000$

mičitanových roztokov, ktoré sú produktom posledných fáz postvulkanickej činnosti. Pri takejto agregácii treba uvažovať o pomerne pokojnom prostredí a relatívnej trvanlivosti prínosu roztokov.

Darragh, Gaskin, Terrell a Sanders (1964) predpokladajú, že pôvodné roztoky mali koloidný charakter, pričom priemer primárnych častíc (podľa laboratórnych pokusov Illera, 1964) dosahoval 1 až 30 nm. Po transporte týchto častíc do prostredia koncentrácie (o kryštalizácii sa v tomto štádiu ešte nedá hovoriť) slúžili tieto koloidy v podmienkach zmeneného prostredia ako kryštalizačné centrá, okolo ktorých sa mobilizovali a koncentrovali polyanióny kremičitanov. Pri opáloch z austrálskych nálezísk na potvrdenie tejto teórie slúži nález vnútornej štruktúry sfér, ktoré sme pri dubníckych opálových sférach nenašli. Podľa citovaných autorov je potom sféra, ktorú dnes možno pozorovať ako základnú stavebnú jednotku opálu, vlastne iba tzv. sekundárnym agregátom, zloženým z koncentrických útvarov koloidných častíc. Z toho vychodí aj úvaha, že sféry majú pseudohexagonálne obmedzenie, ktoré najlepšie vyjadruje vyplnenie priestoru. V našich vzorkách je forma sfér globulárna alebo mierne pretiahnutá (usmernená). V takom prípade by medzi globulami ostali isté nepatrné prázdne priestory, ak si predstavíme priestorovú veľmi pravidelnú stavbu, ktoré by mohli byť vyplnené zvyškovou vodou, čo je z genetického hľadiska prijateľné. Z praxe vieme, že opál časom stráca fenomény hry farieb vysychaním, čomu možno predísť jeho prechovávaním vo vlhkom prostredí.

Podľa Sandersa (1964) usporiadanie izometrických sfér vo forme všesmerne pravidelne orientovanej mozaiky pripomína štruktúry vírusov alebo latexu a v mineralogickom zmysle sa veľmi podobá plošne centrovanej kubickej mriežke. Na rozdiel od súvislej a pravidelnej stavby austrálskych opálov sme v dubníckych opáloch v niektorých prípadoch našli isté usmernenie — plošnú deformáciu sfér. Okrem toho

rovnako orientované skupiny sfér sú oddelené od iných skupín s mierne odlišnou orientáciou či usmernením. Takéto skupiny vytvárajú pruhy alebo lamely niekedy paralelne umiestnené, inokedy orientované rozličnými smermi. Veľmi pravdepodobne ide o prejavy pulzácie roztokov, ako aj vytváranie prasklín pnutím pri vysychaní čerstvo vyzrážaných gélov. Tak sa dá vysvetliť aj tlakové usmernenie sfér a subštruktúry vo forme vln. Vonkajší tlak možno vylúčiť, pretože usmernenie by bolo pravidelné po celom objekte.

Existencia skupín rovnako orientovaných lamiel ohraničených viac-menej ostro až do 100 až 150 μm v dubníckych opáloch je v súlade so starším pozorovaním Baiera (1932). Pri daných rozmeroch totiž možno lamely pozorovať aj v optickom — polarizačnom mikroskope. Opalizáciu vysvetľoval Baier práve lomom svetla na lamelách. Nemôžno vylúčiť, že tento textúrny jav má vplyv na konečný farebný efekt. Ale hlavná príčina opalizácie je iná.

Pravidelnosť textúrnych sfér v dráhových opáloch viedla Sandersa (1964) k úvahe o možnosti využiť teóriu difrakcie na vysvetlenie príčiny opalizácie. Geometrické podmienky difrakcie svetelných lúčov, v dôsledku ktorej by mohla opalizácia nastávať, sú totiž veľmi podobné geometrickým podmienkam pri difrakcii rtg lúčov kryštalickými látkami, pretože vlnová dĺžka viditeľného svetla (0,4—0,8 μm) sa s parametrami opálových sfér prakticky zhoduje ($a_0 = 0,2\text{—}0,5 \mu\text{m}$). Ak sa prijme náhľad Sandersa (1964), podľa ktorého je textúra ekvivalentná plošne centrovannej kubickej mriežke, potom sú vlnové dĺžky monochromatických difrakčných lúčov, ktoré možno na opáloch pozorovať, určované dvoma faktormi. Maximálna pozorovaná vlnová dĺžka je funkciou veľkosti opálových sfér (mriežkového parametra), kým súčasne

pozorovanú minimálnu vlnovú dĺžku ohraničuje refrakcia — lom svetla na rozhraní stavebných sfér.

Monochromatický difrakčný lúč s maximálnou vlnovou dĺžkou (λ_{max}), ktorý vidieť pri difrakcii plošne centrovaným kubickým zoskupením, je lúč, ktorý môžu odrážať roviny (111). To značí, že Braggov uhol odrazu θ je $\pi/2$, pričom $\sin \theta = 1$. Ak platí vzťah $\lambda_{\text{max}} = \mu a_0 / 3 = 2,37 d$ (Sanders, 1964), kde pre plošne centrované zoskupenie je $a_0 = d \cdot 2^{1/2}$, $\mu = 1,45$ (index lomu amorfného kremíka), d = priemer sfér, maximálna pozorovaná vlnová dĺžka zákonite závisí od diametra sfér (d).

Z tabuľky zostavenej na základe merania diametrov sfér (d) dubníckych opálov a porovnania vypočítaných hodnôt podľa uvedeného vzorca vychádzajú takéto vlnové dĺžky:

merané d_m	vypočítané d_v	vlnové dĺžky (max.)
300 nm	290 nm	687 nm — červená
270 nm	277 nm	656 nm — oranžová
250 nm	248 nm	589 nm — žltá
220 nm	222,4 nm	527 nm — zelená
200 nm	205 nm	486 nm — modrá
180 nm	182,7 nm	433 nm — modrofialová

Z tabuľky je zrejmé, že na opáli s priemerom sfér okolo 290 nm maximálna pozorovaná vlnová dĺžka zodpovedá 687 nm, teda červenej farbe.

Pri danej vzorke s istým diametrom sfér (d) sú menšie vlnové dĺžky pri menších Braggových uhloch. V praxi sa takýto efekt dosiahne, ak sa otáčaním nastavi na pozorovanom opáli pri dopade svetla z istého optimálneho smeru farba s najväčšou vlnovou dĺžkou. Ďalším otáčaním v tom istom smere možno dostať spektrálne farby zodpovedajúce ustupujúcej vlnovej dĺžke. Teda ak vidieť na opáli červené zafarbenie, otáčaním opálu sa pri menších Braggových uhloch môže sledovať celé spek-

trálne zafarbenie až po najmenšie vlnové dĺžky. Ak má pozorovaný opál sféry menších rozmerov, viditeľné sú iba im zodpovedajúce vlnové dĺžky ($\lambda_{\max}$) a pri ďalšom otáčaní len farby prislúchajúce menším vlnovým dĺžkam.

Pri pozorovaní treba ešte rátať s refrakciou, t. j. lomom svetla na rozhraní sfér a prázdnych (resp. zvyškovými roztokmi vyplnených) priestorov. Podľa vzťahu

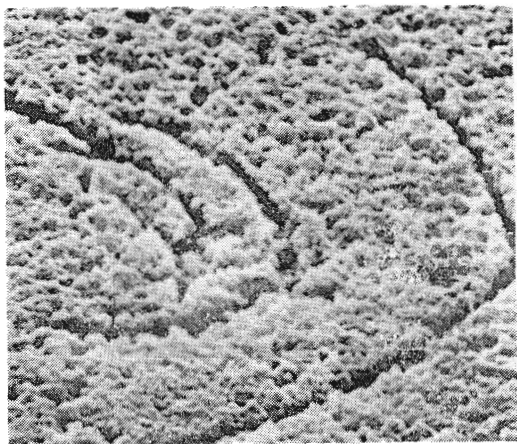
$$\lambda_{\min} = \lambda_{\max} \cdot (1 - 1/\mu^2)^{1/2} = 0,72 \lambda_{\max}$$

ak pozorujeme opál opalizujúci práve červenou farbou ($\lambda_{\max} = \text{cca } 700 \text{ nm}$), najkratšia vlnová dĺžka, ktorú možno súčasne pozorovať, zodpovedá $\lambda_{\min} = \text{cca } 500 \text{ nm}$, teda zelenej farbe.

Treba ešte vyzdvihnúť význam rovnej plochy pre najvhodnejšie pozorovanie opísaných javov. Je známe, že sa opály brúsili podľa možnosti do hladkých pologuľovitých foriem, nikdy nie do facet, ale do oválových foriem (tzv. mugl alebo cabochon).

Sklený opál, vyznačujúci sa variabilnou veľkosťou sfér, nedáva možnosť pre difrakciu svetelných lúčov, ale pre absenciu väčšieho množstva prázdnych priestorov (pórov) je priehľadný. Ale niekedy sú zóny s pravidelnejším usporiadaním sfér aj v sklenom opáli. V takýchto prípadoch možno aj pri nich pozorovať náznaky opalizácie.

Mliečny opál pre nepravidelnosť sfér a neusporiadanosť textúry, ako aj množstvo veľkých a nepravidelne umiestnených pórov úplne absorbuje svetlo, čo sa prejavuje mliečnym zafarbením, resp. rozličnými farebnými odtieňmi. Pri mliečnom opáli z Dubníka sme pri štúdiu textúry pod elektrónovým mikroskopom identifikovali zaujímavý jav, pravdepodobne súvisiaci s genézou. Ide o nález koncentrických textúr, ktoré by bolo azda možno interpretovať ako rez cez špirálu rastu, aké sú niekedy aj v dobre vyvinutých kryš-



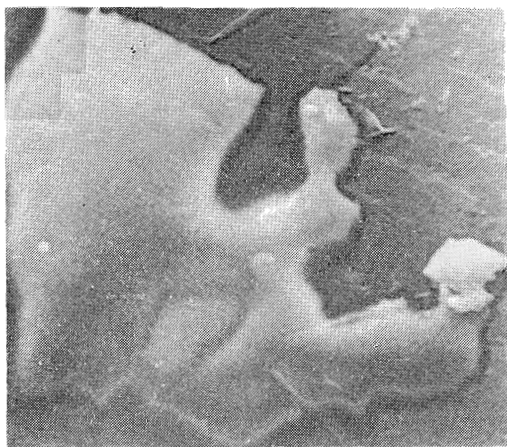
Obr. 11. Rez špirálou rastu (?) v mliečnom opáli. Leptaný povrch. Rastrovací elektrónový mikroskop, zv. 5000 ×

Fig. 11. Section through spiral growth surface (?) in milky opal. Etched surface, SEM, magn. $\times 5,000$

táloch (obr. 11). Ale ani mliečny opál nemá taký stupeň kryštalinity, že by sa mohol pokladať za kryštalickú látku.

Kremičitanové gély starnú veľmi pomaly, spravidla 20–70 mil. rokov, a to v závislosti od prítomnosti rozličných prímies, najmä alkálií. Analogický dôkaz takého starnutia — diagenézy pôvodných kremičitanových gélov až po hrubokryštalické rohovce — opísal Harman a Borza (1970) zo spodnej kriedy a jury bradlového pásma a zo stredného triasu chočského príkrovu.

Uviedli sme už, že dubnícke drahé opály sú veľmi čisté, lebo obsahujú iba minimálne množstvo uzavrenín. Uzavreniny sú také vzácné, že ich v nijakom prípade nemožno pokladať za chromatofory, teda prímiesi výrazne ovplyvňujúce sfarbenie. Uzavreniny, ktoré sme pri elektrónovom mikroskopickom štúdiu sporadicky zistili, sú pomerne veľké (až $5 \mu\text{m}$), majú nepravidelný tvar s lalokovitými výbežkami, sú jednoliate a majú hladký povrch (obr. 12, 13). Uzavreniny a ich okolie sme podrobili štúdiu na mikrosonde MAR 2. Obr. 14 dokumentuje distribúciu $\text{Si}(\text{K}_\alpha)$ v okolí uzavreniny a obr. 15 distribúciu $\text{Ag}/\text{L}_\alpha$ priamo v uzavrenine. Kvalitatívna ana-



Obr. 12. Uzavrenina cudzej fázy v drahom opáli. Lomová plocha. Rastrovací elektrónový mikroskop, zv. 10 000 $\times$

Fig. 12. Foreign phase inclusion in precious opal. Fracture surface, SEM, magn. $\times 10,000$



Obr. 13. Uzavrenny cudzích fáz v drahom opáli. Lomová plocha. Rastrovací, elektrónový mikroskop, zv. 12 000 $\times$

Fig. 13. Foreign phase inclusions in precious opal. Fracture surface, SEM, magn. $\times 12,000$

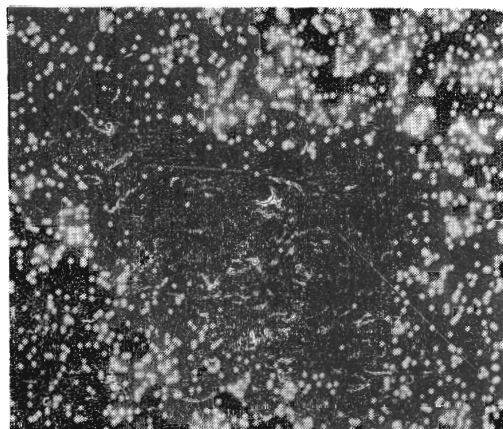
lýza tohto objektu poukazuje najskôr na argentit. Na porovnanie uvádzame aj analýzu štandardu Ag_2S , ktorý sa odlišuje iba neprítomnosťou Si (obr. 16).

Nález tohto minerálu, ktorý pravdepodobne zatláčajú kremičitanové gély, je novým prínosom do paragenézy naj-

mladších produktov mineralizácie Slanských vrchov. Upozorňujeme na to, že ide o prvý, orientačný nález a že tento problém bude treba ďalej sledovať na väčšom počte vzoriek, ako sme mali k dispozícii.

Záver

Kombinácia metód rtg analýzy, elektrónovej mikroskopie a mikroanalýzy poskytla údaje, ktoré pomáhajú riešiť

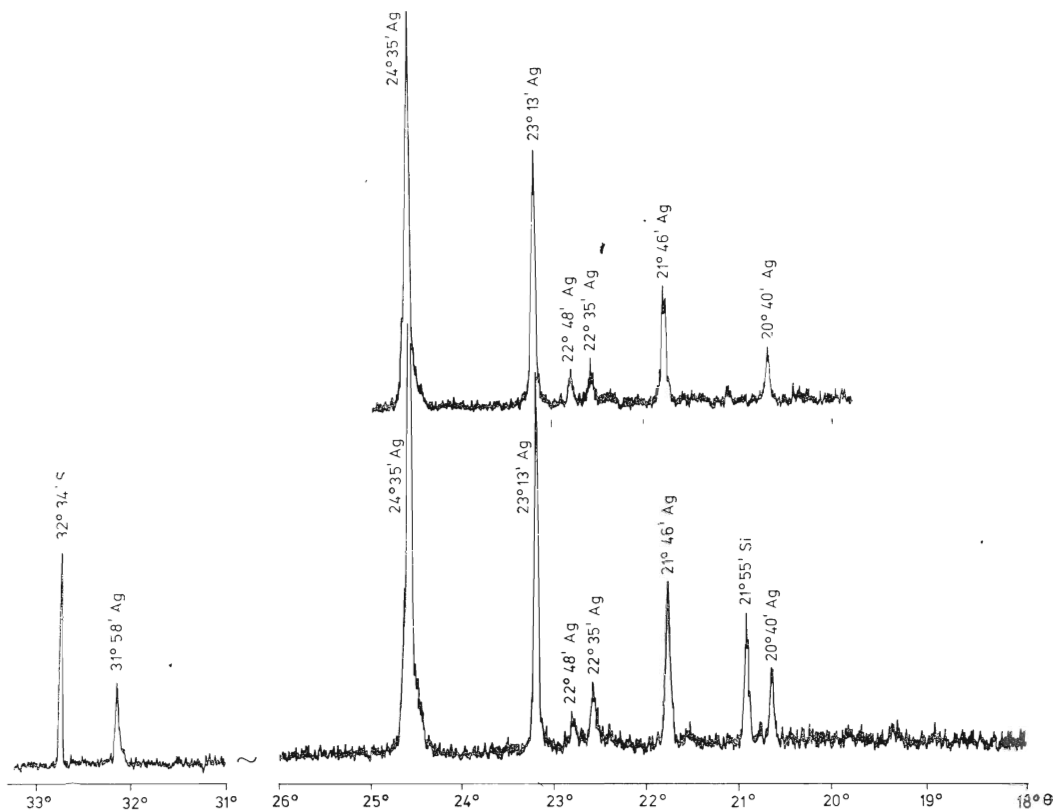


Obr. 14. Distribúcia Si(K_α) v okolí uzavreniny

Fig. 14. Distribution Si (K_α) around inclusion. Electron microprobe analyzer



Obr. 15. Distribúcia Ag(L_α) v uzavrenine
Fig. 15. Distribution Ag(L_α) in the inclusion. Electron microprobe analyzer



Obr. 16. Kvalitatívna analýza uzavreniny (dolu) a štandardu Ag₂S (hore)

Fig. 16. Qualitative analysis of inclusion (below) and of the Ag₂S standard (above). Electron microprobe analyzer

otázky mineralogického zloženia, ultra-mikrotextúr a genézy základných modifikácií dubníckych opálov a pri drahom opáli vznik tzv. opalizácie.

1. Rtg analýza dokázala, že základné druhy dubníckych opálov sú röntgeno-amorfne. V sklenom a mliečnom opáli sa zistili isté prejavy starnutia kremičitanových gélov, ako napr. nález útvarov pripomínajúcich cristobalit nízkej kryštalinity (lussatit) alebo nález špirál rastu príznačný pre dobre vyvinuté kryštály.

2. Štúdium elektrónovou mikroskopiou dokázalo existenciu stavebných jednotiek — sfér a ich charakteristické usporiadanie do textúr špecifických pre

jednotlivé druhy opálu. Pre drahý opál je typická veľmi pravidelná mozaiková stavba skupín sfér rovnakej veľkosti (od 180 do 300 nm) bez pórov, sklený opál tvorí mozaiku sfér variabilnej veľkosti bez prázdnych priestorov a mliečny opál vytvárajú veľké sféry variabilných veľkostí (až od 1 μm) s veľkým množstvom pórov (veľkosti až do niekoľko μm).

Tvorba sfér, ich organizácia a usporiadanie sú prejavom prvých štádií kryštalizácie kremičitanových roztokov v puklinách materskej horniny. Pulzácia roztokov, kolísanie intenzity prínosu a vysychanie gélov sa prejavili tvorbou prasklín, lamiel a pruhov s odlišnou

orientáciou sfér a niekedy aj ich tlakovým usmernením.

3. Napriek niektorým odlišnostiam dubníckych drahých opálov od austrálskych (ako je napr. globulárna forma sfér, absencia vnútornej štruktúry sfér, existencia lamiel s rovnako orientovanou textúrou, odlišné podmienky vzniku) sme mohli akceptovať teóriu Sandersa (1964), podľa ktorej opalizácia vzniká difrakciou svetla cez plošne centrované kubické zoskupenie sfér. Overenie pozorovaných veľkostí sfér sme doplnili výpočtom vlnových dĺžok farebných odtieňov. Prítomnosť lamiel (pruhov) sa v dubníckych opáloch prejavuje makroskopicky pozorovateľnými farebnými škvrnami, ktoré vyjadrujú oblasti s rovnakou veľkosťou a usporiadaním sfér.

4. Pri sklenom opáli, v ktorom je veľkosť sfér veľmi variabilná, je priehľadnosť zachovaná, avšak vzhľadom na nepravidelné usporiadanie nenastáva v ňom difrakcia svetla a nevzniká opalizácia. Ojedinelé časti s náznakmi opalizácie sú miesta, kde sa usporiadanie sfér blíži optimálnemu stavu.

5. Mliečny opál nie je pre veľké množstvo pórov a nepravidelnú stavbu sfér transparentný, a pretože nie je v ňom možnosť interferencie svetla ani difrakcie, má homogénne mliečne zafarbenie.

6. V drahom a sklenom opáli sa elektrónovou mikroskopiou sporadicky našli fázovo aj morfológicky odlišné uzavreniny. Prvé orientačné analýzy mikrosondou ukázali, že ide o dobre kryštalizovaný Ag_2S , ktorý v paragéze hydrotermálnej aktivity Slanských vrchov doteraz nebol opísaný. Ide najskôr o reliktý starších vyššie termálnych mineralizačných periód, ktoré boli prinesené cirkulujúcimi roztokmi do priestoru koncentrácie opálových gélov.

Pretože je to zaujímavý problém, zasluži si ďalšiu pozornosť.

Za vykonanie a zhodnotenie analýz na mikrosonde ďakujeme RNDr. F. Caňovi z Geologického ústavu SAV v Bratislave.

Recenzoval R. Ďuďa

LITERATÚRA

- Baier, E. 1932: Die Optik der Edelopale. *Z. Kristallogr. (Frankfurt a. M.)*, 81, S. 183—191.
- Butkovič, Š. 1970: História slovenského drahého opálu. *Bratislava, Alfa*, 268 s.
- Darragh, P. J. — Gaskin, A. J. — Terrell, B. C. — Sanders, J. V. 1966: Origin of precious opal. *Nature (London)*, 209, 5018, pp. 13—16.
- Ďuďa, R. — Tözsér, J. — Burda, P. — Kaličiak, M. 1977: Mineralogické pomery Hg-ložiska Dubník. *Mineralia slov.*, 9, s. 463—478.
- Ďuďa, R. — Krištín, J. 1978: Výskyt Te-mineralizácie na lokalite Zlatá Baňa v Slanských vrchoch. *Mineralia slov.*, 10, s. 47—53.
- Harman, M. — Borza, K. 1970: Lithologisches und elektronenmikroskopisches Studium von Kieselsedimenten der Westkarpathen. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 21, S. 273—288.
- Kaličiak, M. — Ďuďa, R. — Burda, P. — Kaličiaková, E. 1976: Geologicko-štruktúrna charakteristika dubníckych opálových ložísk. *Zbor. Východoslov. múz. v Košiciach, sér. AB — príro. vedy*, 17, s. 7—22.
- Kaličiak, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (severná časť Slanských vrchov). *Mineralia slov.*, 12, s. 1—25.
- Marková, M. 1978: K otázkam genézy lussatitu. *Mineralia slov.*, 10, s. 37—46.
- Raman, C. V. — Jayaraman, A. 1953: The structure and optical behaviour of iridescent agate. *Proc. Nat. Inst. Sci. India*, 38 A, 5, pp. 101—118.
- Sanders, J. V. 1964: Colour of precious opal. *Nature (London)*, 204, 4964, pp. 1151—1153.
- 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. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, pp. 23—52.

Microstructures of opal from Dubník locality, Eastern Slovakia and their relation to opalization

MIROSLAV HARMAN — VOJTECH CHOVANEC

Opal mineralization is one of youngest products of hydrothermal activity in volcanites of the Slanské vrchy Mts. Three basic varieties of opal, i. e. precious, glassy and milky opal, together with several transitory types create crevice fillings, chambers or occur disseminated in amphibole-pyroxene andesite.

All three basic opal types appear as amorphous by X-ray investigations, however, certain proves for silica gel ageing have been obtained as well. A typical feature of such process is the development of specific ultra-microscopic structure identifiable by the means of scanning electron microscopy (SEM). Precious opal samples reveal ordered microstructure composed by globular structural units (spheres) of 150–300 nm size whereas glassy opal contains but disordered structure without empty spaces in it. Milky opal samples are composed by spheres of strongly variable size (up to some μm) together with high amount of empty spaces (pores). Typical feature in all kinds of opal is the presence of belts (lamellae) with certain ordering in sphere orientation and size. Most probably, such belts originated due to pulsation in mother solution supply when crevices and fissures developed due to silica gel dessication.

The nature of opals from Dubník locality differs by some aspects from those described from Australian localities by Sanders (1964) or Darragh et al. (1966). The single common

feature is that microstructure attitudes in precious opal varieties remind strongly the areally centred cubic lattice grouping. On this base it was possible to assume a diffractive origin of its specific colour game expressed by opalization. Calculations according to the formula derived by Sanders (1964) prove the origin of spectral colours by light beam diffraction in domains corresponding to sphere sizes. The presence of lamellae (belts) oriented similarly appears in precious opal samples by paths of similar colour.

Glassy opal varieties, due to their disordered microstructure and the lack of empty spaces, retain transparency but no conditions for diffraction. Certain portions revealing slight opalization in glassy opal contain ordered microstructures of spheres approaching the ideal state.

In milky opal varieties, the light becomes totally absorbed due to the disordered microstructure, strong variability in sphere sizes and high amount of empty spaces resulting in milky colour.

Rare inclusions of foreign phases, up to 5 μm size, were found to occur in precious and glassy opal varieties. Electron microanalysis revealed Ag and S in amounts referring to an Ag_2S standard. The finding of argentite represents further contribution to the paragenesis of hydrothermal mineralization in the Slanské vrchy Mts. area.

Preložil I. Varga

Geologicko-geofyzikálna charakteristika permu v oblasti Novoveskej Huty

LADISLAV NOVOTNÝ*, ANDREJ STEINER**, LUDOVÍT KUCHARIČ**

* Uránový prieskum, ul. F. Kráľa 8, 052 80 Spišská Nová Ves

** Geofyzika, Sládkovičova 5, 052 01 Spišská Nová Ves

(4 obr. v texte)

Doručené 9. 4. 1980

Геологическо-геофизическая характеристика перми в районе Нововеска Гута (СГР)

На месторождении Нововеска Гута, на основании геофизических, геохимических и геологических методов, в пермских отложениях был установлен целый ряд структурно-тектонических единиц. Основные из них: гнилчицкая синклиналь, мураньско-стражнянская единица, гутнянская единица и рыбницкая единица. Между собой они разделены тектоническими нарушениями с жилами меди. (Сбросовые нарушения Н-5 и надвиги Н-8). Самые крупные тектонические нарушения и оруденение меди находятся в гутнянской единице. Сюда приурочено и стратиформное урановое оруденение. Статистическая обработка физических и геохимических данных позволила установить рудные аномалии и сопровождающие элементы в единицах.

Geological and geophysical pattern of the Permian in Novoveská Huta area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

Several structural units have been delimited by the means of combined geophysical, geochemical and geological survey in the Novoveská Huta ore field area (western portion of the North Gemeric Permian). Single block units are the Hnilčik synclinal block, the Muráň-Straža, Huta and Rybník block units. All are divided by important fault and vein (copper) structures revealing both normal (H-5 structure) and reverse (H-8 vein) movements. The most important tectonic reworking, copper mineralization in vein structure and a stratiform uranium-bearing mineralization occur in the Huta block unit. Statistical evaluation of physical and geochemical data allowed to delimit geochemical anomalies and to give lithological characterization of single members and units.

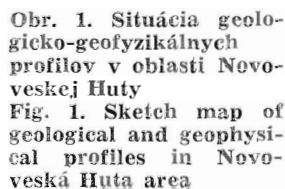
Západná časť severogemerického permu, ktorá je z hľadiska perspektív výskytu medeného a uránového zrudnenia osobitne významná, sa napriek

množstvu vykonaných geologicko-geofyzikálnych prác (od etapy vyhľadávacieho prieskumu až po predbežný a podrobný prieskum) doteraz dostatočne

tuovaných tak, aby podľa možnosti prechádzali všetkými súvrstviami budujúcimi toto územie (obr. 1). Výsledkom analýzy je vyčlenenie súvrství, stratiformných zrudnených telies, mineralizovaných žíl, alterovaných zón a zlomov.

Metodika terénnych a zhodnocovacích prác

Geologické mapovanie sa vykonalo súvisle pozdĺž profilov s kontrolnými túrami do strán a s hustotou dokumentovaných bodov zodpovedajúcej mierke 1:5000. Vyčlenili sa rozhrania súvrství, príp. výrazné vrstvy, sledovali sa pingové ťahy a sprievodné alterované horniny. Horniny makroskopicke neistého zloženia boli podrobené petrografickému výskumu, resp. sa určovali doplnkovými analytickými metódami (DTA, SA-1).



Metalometrické vzorky sa odoberali zo sutiny z priemernej hĺbky 30 cm po odstránení vrstvy humusu. Všetky vzorky sa semikvantitatívne analyzovali (Sa-2) na As, Pb, W, Ge, Sn, Ni, Cu, U, Mo, Zn, Co. Súčasne sa odobrali vzorky na laboratórnu merkurimetriu. V metalometrických sondách sa urobili gamaspektrometrické merania (K, U, Th) jednodukanálovým sovietskym spektrometrom SP-3 M s chybou merania nepresahujúcou 7 %. Krok odberu vzoriek, resp. gamaspektrometrických zámerov bol 50 m po zahutnení v záujmových intervaloch na 20 m. Z nových geofyzikálnych metód sa pokusne aplikovala metóda alfastóp s rovnakým krokom ako metalometria a s expozičným časom 30 dní. Gamaprieskum a emanačný prieskum sa realizovali v jamkách do 1 m s krokom 5, resp. 10 m prístrojmi RP-11 a ETR-1 (fy Scintrex). Odporová profilácia sa vykonala modifikáciou Schlumberger v troch rozstupoch (A100M20N100B, A50M10N50B, A20M5N20B) s krokom 20 m. Magnetometria bola urobená dvoma protónovými magnetometrami G-816 (fy Geometrics) systémom spojitého záznamu denných variácií s krokom 10 m pri presnosti merania 1,7 nT.

V úvode zhodnocovacích prác sa interpretovali namerané fyzikálne a geochemické polia a na základe geologických údajov sa zostavili geologické rezy. Z konfrontácie geofyzikálnych, geochemických a geologických výsledkov boli zostrojené geologické rezy (obr. 2, 3). Jednotlivé horninové súvrstvia sa spracovali štatisticky (obr. 4), aby sa zistili charakteristické fyzikálne a geochemické hodnoty a ich zmeny (Steiner et al., 1980).

Litostratigrafická charakteristika

Stratiformné ložisko uránových rúd a žilné ložisko medených rúd Novoveská Huta sa nachádza v súvrstviach permu v západnej časti severogemerického synklinória. Severne od oblasti sa súvrstvia permu tektonicky stýkajú so sedimentmi mezozoika (stratenská séria) a na J so sedimentárnymi a vulkano-génnyimi komplexmi karbónu a rakoveckej skupiny.

Celková mocnosť súvrství permu sa pohybuje od 1500 do 2500 m. Rozdiel v určení mocnosti permu vychodí z nerovnakého stupňa poznania súvrství permu v jednotlivých tektonicko-štruktúrnych blokoch ložiskového poľa, ale najmä z rozličnej mocnosti litofácií.

Podľa najnovších poznatkov (Novotný — Rojkovič, 1979), opierajúcich sa o rozsiahly vrtný prieskum (do hĺbky 650—1200 m), banský prieskum a výskumné práce v ložiskovom poli, rozčleňujeme perm na spodný a vrchný (ďalej opisujeme len horniny, súvrstvia a štruktúry súvisiace s riešenou problematikou).

Spodný perm

Spodný perm (v približnej mocnosti 1000—1500 m) tvorí bezprostredné okolie vlastného ložiska a pokračuje na JZ do priestoru Malého Muráňa. Na báze je približne 500 m mocné súvrstvie pestrých polymiktných drobnozrnitých a strednozrnitých zlepcov (obr. 3). Vyššie v nadloží je mocné efuzívno-sedimentárne súvrstvie a v ňom dve efuzívno-sedimentárne polohy (čiastkové súvrstvia) s uránovým zrudnením. Označujeme ich I. poloha (nadložná) a II. poloha (podložná) a rudimentárne vyvinutá poloha Ia, ktorá sa nachádza v blízkom podloží I. polohy.

V tomto najvrchnejšom súvrství spodného permu sú vyčlenené aj ďalšie čiastkové súvrstvia (Novotný in Daniel et al., 1979).

Komplexné profily zachycujú bazálne súvrstvia zlepcov, prechodné súvrstvie, súvrstvie I. rudnej polohy a súvrstvie dolomiticko-aleuritických bridlíc. Podložné rozhranie efuzívno-sedimentárneho súvrstvia je konvencionálne. Nadložnú hranicu súvrstvia, a teda aj spodného permu kladieme na bázu prvej polohy zlepcov strážanského typu a zaraďujeme ho do vrchného permu.

V *súvrství bazálnych zlepcov* vystupujú pieskovcové vložky len v najvrchnejšej časti. Zlepence sú prevažne sivofialovej farby a majú neusporiadajú až chaotickú textúru. Sú drobnozrnité a strednozrnité, masívne a poly-

miktného zloženia. Obsahujú (Bajaník, 1961): kremeň (mliečny, sklený s limonitom a hematitom) — 30,5 %, kvarcity a kvarcitécké fialové fylity — 39,0 %, kvarcity a kvarcitécké svetlé a sivé fylity — 20,9 %, fialové pieskovce a bridlice — 3,9 %, hematit — 2,4 %, fialové a zelené kremenné porfýry a tuфы — 1,7 % a zelený porfýroid — 1,6 %.

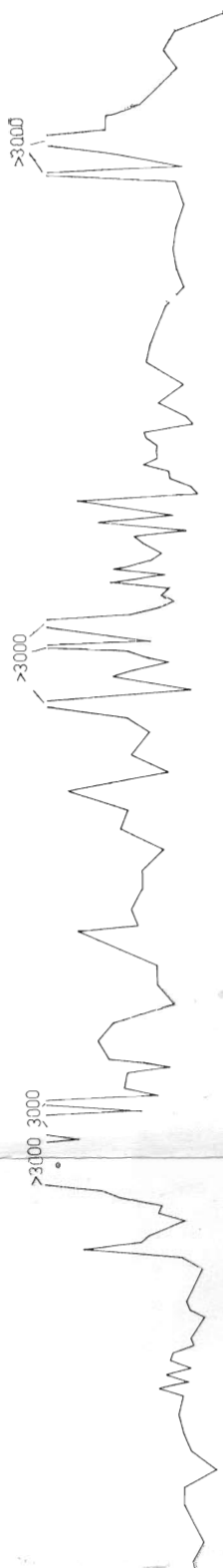
Prechodné súvrstvie mocné 50—100 m je v nadloží čiastkového súvrstvia zelených tufov a tufitov s kremennými zlepenkami a v podloží čiastkového súvrstvia I. rudnej polohy. Súvrstvie sa vyznačuje prevahou fialových a zelených aleuritov, jemnozrnitých a strednozrnitých pieskovcov (drobových) s rozdielnym podielom tufogénnej (acidnej) zložky a veľmi pretiahnutými a málo mocnými šošovkovitými polohami zlepenčov. Sú fialové polymiktné a drobnozrnité. V aleuritoch a pieskovcoch je častá karbonátová zložka (Fe dolomit) vo forme tmelu, vrstvičiek a konkrecionálnych útvarov. Striedanie zrnitosti vytvára laminované zvrstvenie.

Súvrstvie I. rudnej polohy mocné 10—150 m je regionálne rozšírené v celom ložiskovom poli. Podložnú hranicu dávame na bázu lokálne sa vyskytujúcich šošovkovitých telies efuzívnych kremenných porfýrov, nadložnú na bázu súvislého výskytu fialových dolomiticko-aleuritických bridlíc. V niektorých častiach ložiskového poľa kladieme túto hranicu na bázu zlepenčov rybnického typu. Súvrstvie sa začína šošovkovitými telesami efuzívnych kremenných porfýrov. Ich dĺžka je až niekoľko sto metrov a mocnosť 20—30 m. Ich lokálnym ekvivalentom sú porfýroidy alebo tuфы. Vyššie pokračujú polohy fialových alebo zelených aleuritov a pieskovcov s rozličným podielom tufogénnej zložky. Nasleduje 1—10 m mocná poloha lapilových až bombových aglomerátových tufov, ktorá miestami laterálne prechádza do zmiešanej litofácie efuzívno-se-

dimentárnej brekcie s nerovnakým podielom terigénneho materiálu (kremeň). Terigénneho materiálu (kremeňa) pribúda v južnej a juhozápadnej časti vývoja tejto litofácie (Hnilčík, Muráň). Táto litofácia je nositeľom uránového zrudnenia (I. rudná poloha). V blízkom podloží (20—40 m) tejto polohy je ojedinele vyvinutá málo mocná (1—3 m) rudná poloha Ia, ktorú zvyčajne tvorí jemnozrnitý až hrubozrnitý tuf a tufit s rozličným, ale v podstate veľkým obsahom synsedimentárneho pyritu. Najvyššiu časť súvrstvia tvoria málo mocné fialové a zelené aleurity a pieskovce s rozmaritým podielom tufogénneho materiálu.

Rozdielny vývoj I. rudnej polohy sa zistil v rybnickom štruktúrno-tektonickom bloku. Polohu tvorí jemnozrnitý a hrubozrnitý tuf a tufit s ojedinelými prechodmi do litofácie efuzívno-sedimentárnej brekcie s rozličným podielom terigénneho materiálu (kremeňa). Uprostred polohy a v jej nadložnej časti sú 2—4 polohy (1—3 m) kremenných porfýrov s výrastlicami živcov.

Nad čiastkovým súvrstvom I. rudnej polohy je regionálne rozšírené čiastkové *súvrstvie dolomiticko-aleuritických bridlíc* s mocnosťou do 100 m, v rybnickom štruktúrno-tektonickom bloku až 200 m. Je najvrchnejším čiastkovým súvrstvom spodného permu. Typickými sedimentmi súvrstvia sú fialové aleurity, menej jemnozrnité pieskovce s typickým drobným rozpadom podľa vrstvových plôch. Podstatnou zložkou týchto hornín je veľmi častý karbonátový tmel, väčšinou zo železitého dolomitu. Ten je nepravidelne rozptýlený, ale často sa koncentruje do lamín a vrstvičiek. Bežné sú konkrécie a konkrecionálne útvary, príp. aleuriticko-karbonátové endostratické brekcie. Výrazné je laminované zvrstvenie striedajúce sa so sklzovými deformáciami sedimentu.

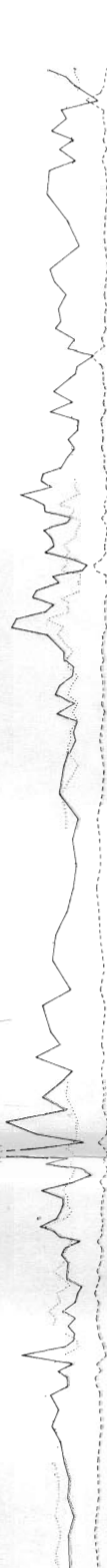
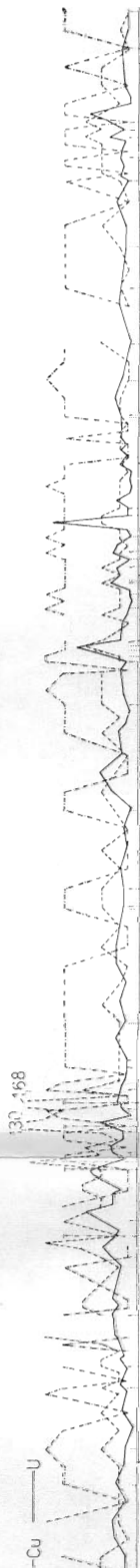


0.006, 3=0.006-0.01, 4=0.01-0.03, 5=0.03-0.06, 6=0.06-0.1

-Co — Ni

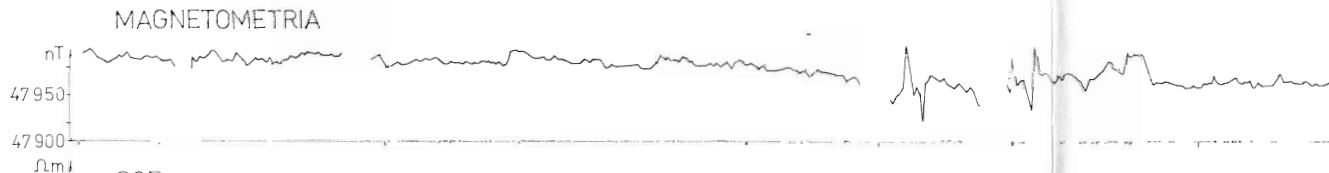
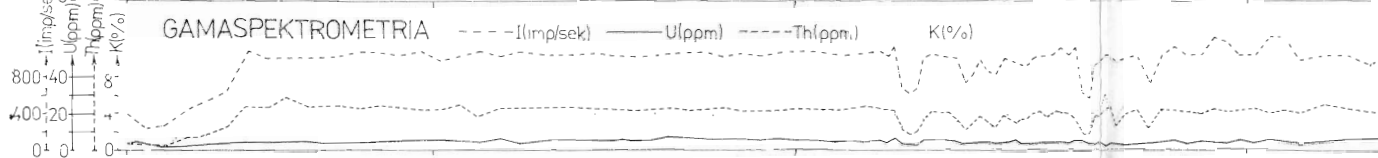
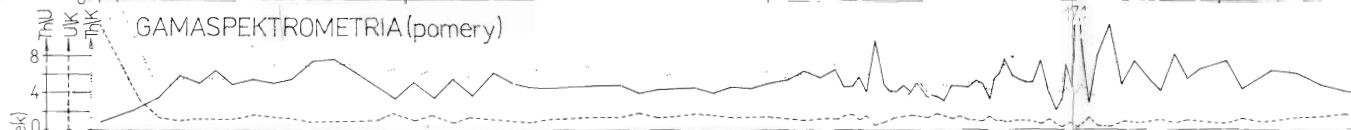
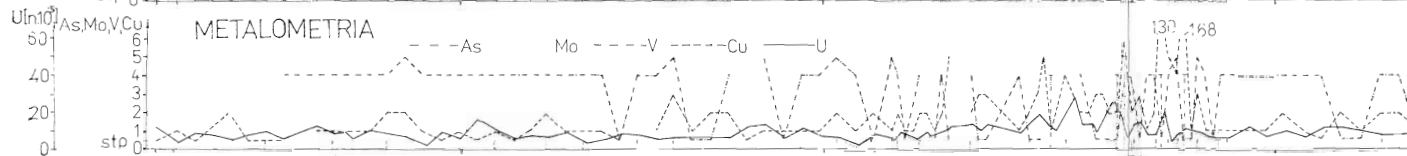
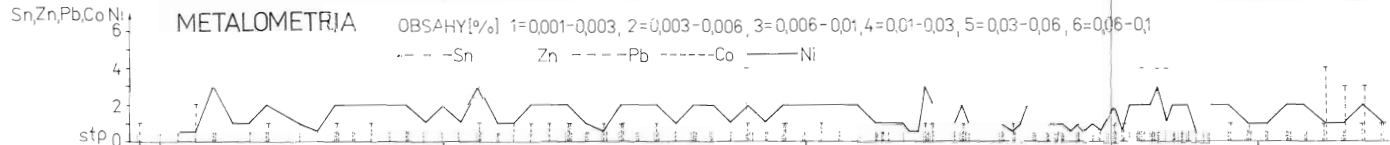
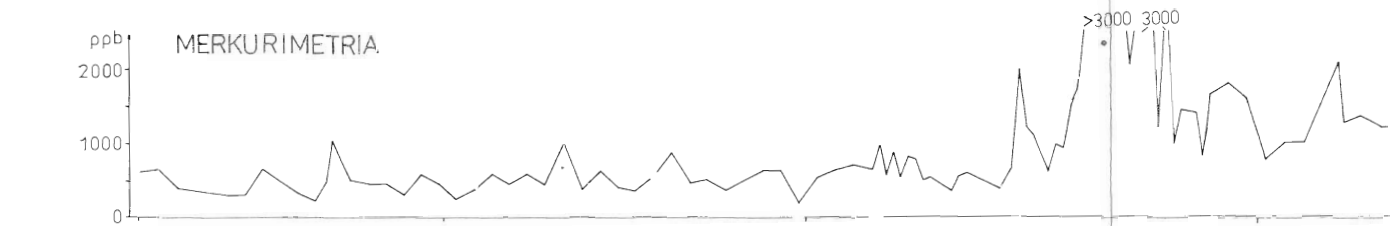


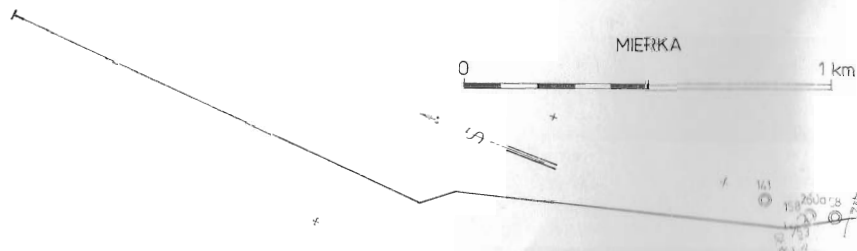
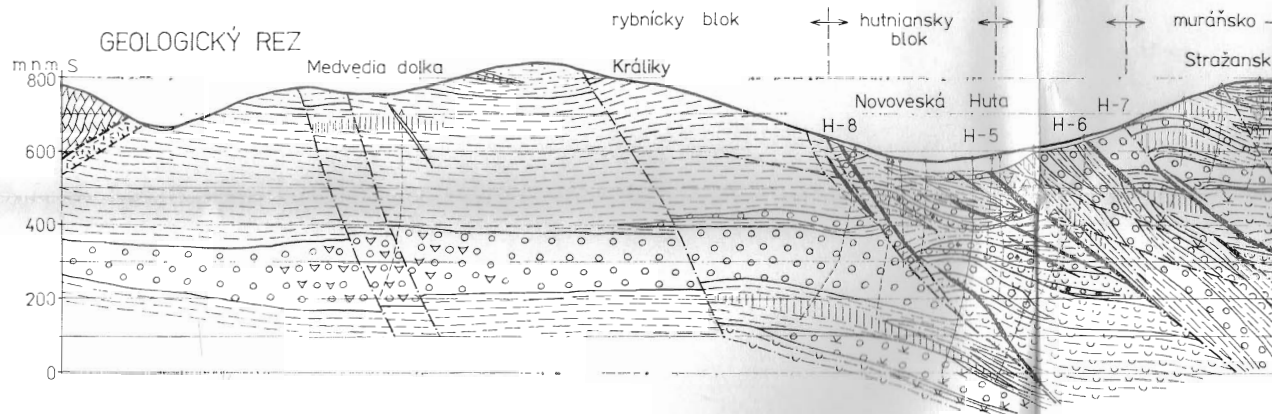
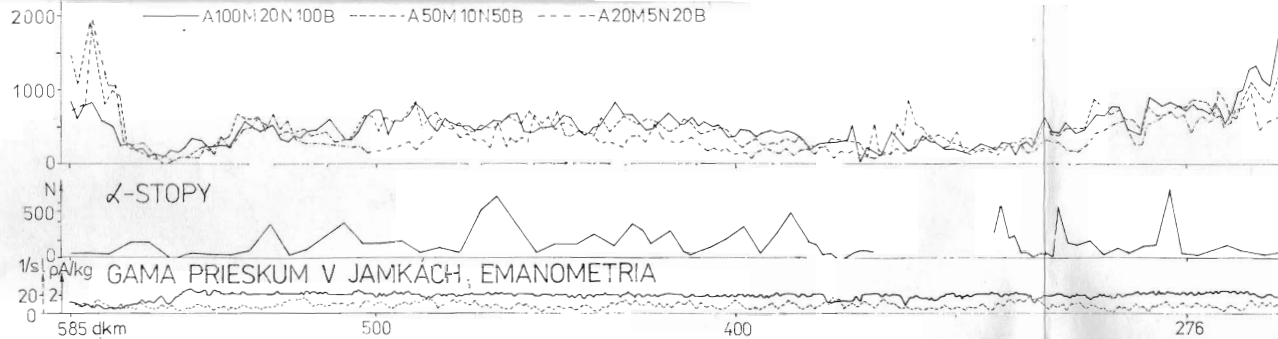
-Cu — U

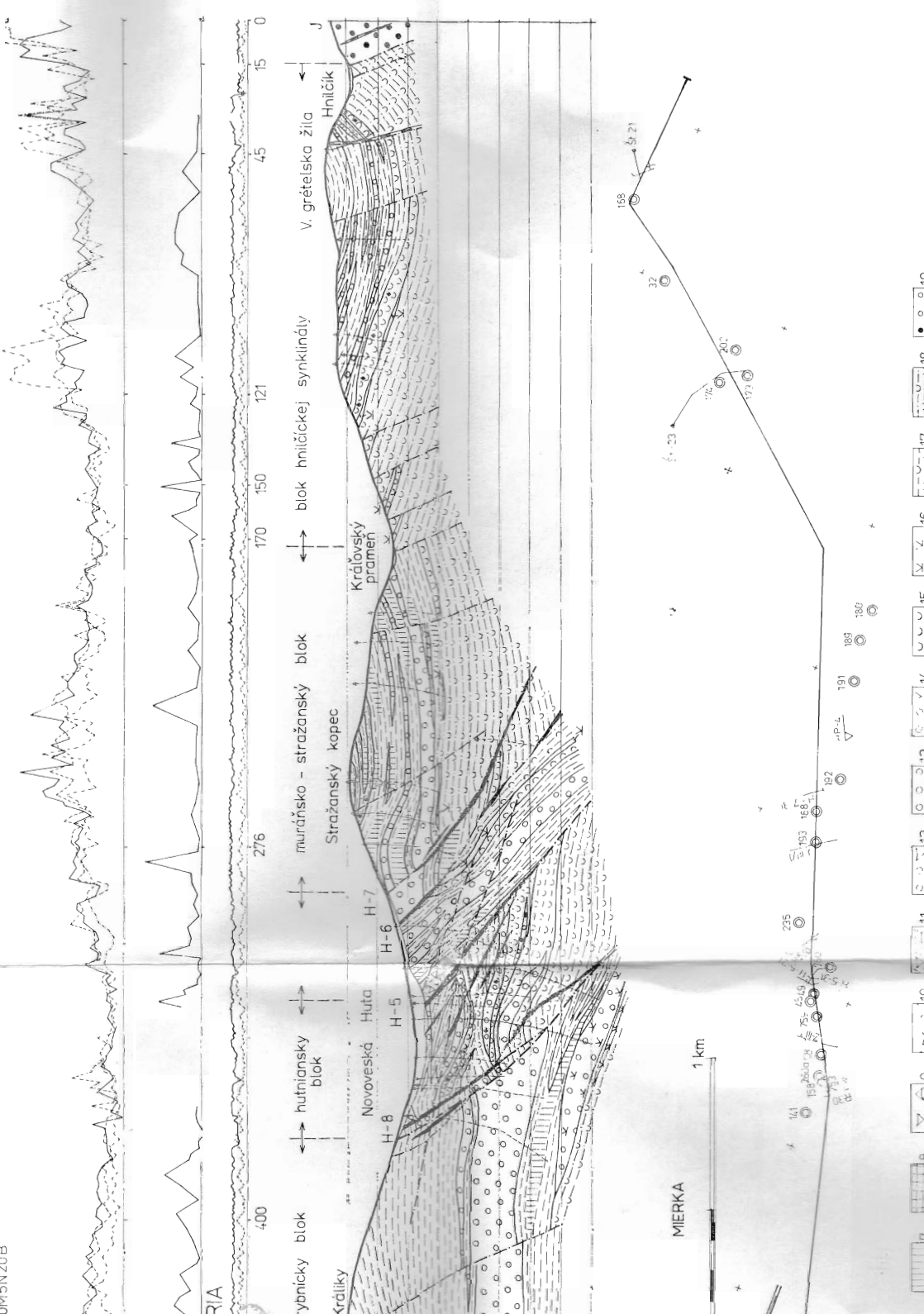


ppm) —Th(ppm) K(%)









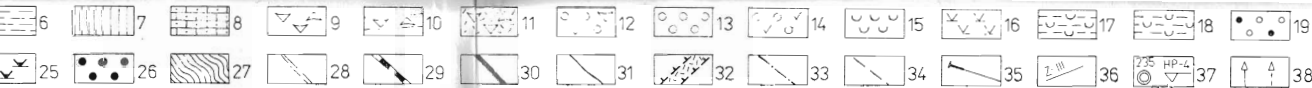
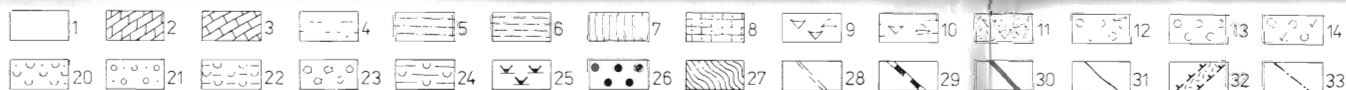


Fig. 2. Geological and geophysical profile. 1. Explanations: 1 — alluvial and proluvial sediments (gravel, loam, debris), 2 — light to grey dolomite partly brecciated, 3 — light-grey limestone, 4 — green (rarely violet) fine to medium-grained sandstone with „ordered“ muscovite and laminar structure, 5 — green aleurolite to fine-grained sandstone with disseminated muscovite, 6 — violet aleurolite and fine-grained sandstone with disseminated muscovite locally with dolomite concretions, 7 — violet aleurolite to fine-grained sandstone with dolomite cement, dolomite layers and concretions (Lower and Upper Permian), 8 — arenaceous cellular limestone, 9 — fine layers of gypsum and anhydrite in situ and redeposited (veinlets) in violet aleurolite and sandstone, 10 — gypsum and anhydrite layer, 11 — gypsum and anhydrite (redeposited) in violet aleurolite and sandstone in tectonic position, 12 — violet and green polymict conglomerate, the Stráža type, with redeposited gypsum veinlets, 13 — violet and green polymict conglomerate, the Stráža type, 14 — violet polymict conglomerate, the Rybník type, 15 — green tuff, tuffite, lapilli and agglomerate tuff, sequence of the 1st ore layer of uranium, 16 — quartz porphyry, 17 — green aleurolite and sandstone with volcanic admixture, 18 — violet aleurolite and sandstone with volcanic admixture, 19 — violet and green polymict conglomerate, intraformational type, 20 — light green ash to sandy tuff and tuffite, tuffaceous sandstone, 21 — light green mainly quartz conglomerate with tuffaceous basal cement, 22 — light grey, grey and greenish-grey aleurolite and fine-grained sandstone with higher amount of tuffaceous constituent, altered rock of the 2nd ore layer, volcanite, 23 — light grey, grey and greenish-grey breccia with considerable tuffaceous constituent, altered rock in the underlier of the 2nd uranium ore layer, 25 — greyish-violet fine-grained and amygdaloidal effusive of basic composition, 26 — greyish-violet polymict conglomerate, basal type, 27 — sediment and effusive rock of the Rakovec group. (1 — Quarternary, 2, 3 — Middle and Upper Triassic, 4—13 — Upper Permian, 14—26 — Lower Permian, 27 — Devonian, 28 — quartz-dolomite vein, 29 — quartz-siderite vein, 30 — quartz-dolomite vein with copper mineralization, 31 — rock boundary proved and supposed, 32 — nappe basal surface, 33 — tectonic line of 1st order, 34 — tectonic line of 2nd order, 35 — complex profile line in ground plan, 36 — mining working in ground plan, 37 — surficial and underground drilling in ground plan, 38 — surficial and underground drilling outside and in the profile

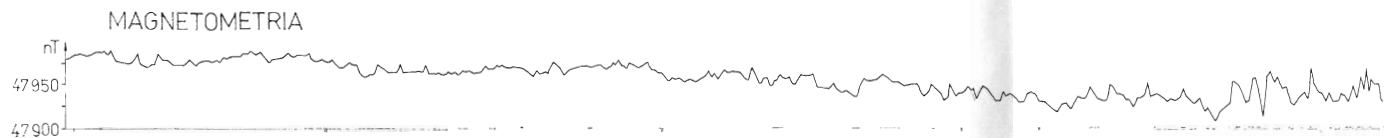
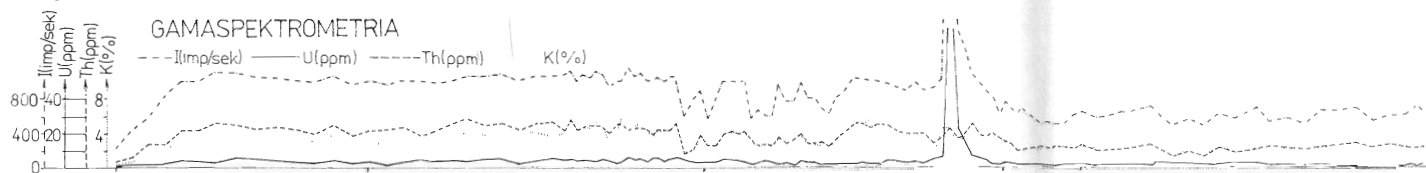
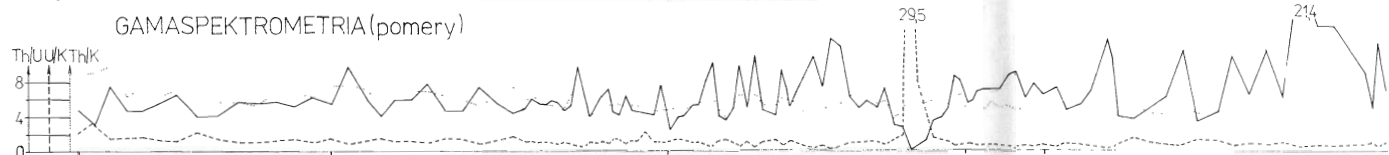
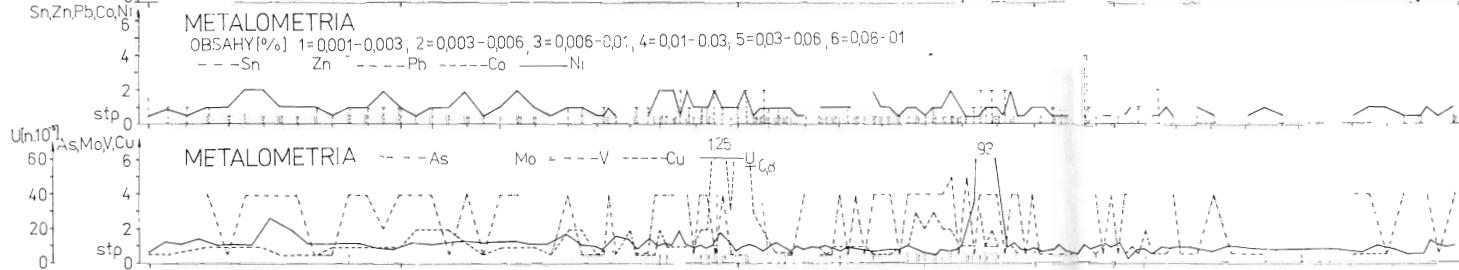
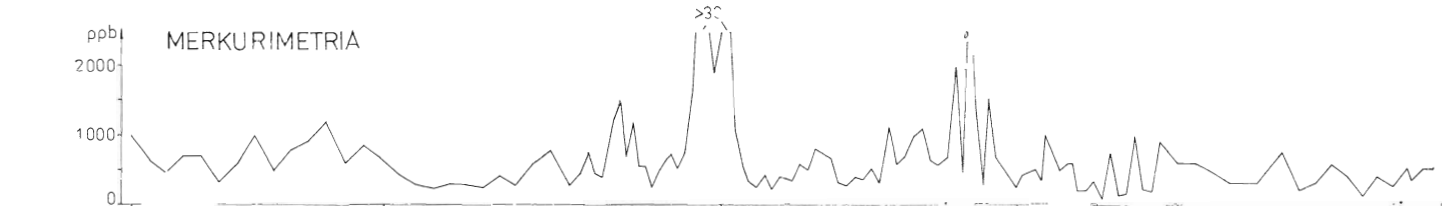


Obr. 2. Geologicko-geofyzikálny profil I

1 — aluviálne a preluviálne sedimenty (štrk, hlina, sutina), 2 — svetlosivé a sivé, miestami brekciovitité dolomity, 3 — sivobiele vápence, 4 — zelené (vzácne fialové) jemnozrnné a strednozrnné pieskovce s usporiadaným muskovitom a prúdovými textúrami, 5 — zelené aleurity a jemnozrnné pieskovce s rozptýleným muskovitom, 6 — fialové aleurity a jemnozrnné pieskovce s rozptýleným muskovitom, lokálne s konkréciami dolomitov, 7 — fialové aleurity a jemnozrnné pieskovce s podielom dolomitového tmelu, vrstvičkami a konkréciami dolomitov (vrchný a spodný perm), 8 — piesčité bunkovité vápence, 9 — slabé polohy anhydritov a sadrovcov in situ a premigrované (žilky) vo fialových aleuritoch a pieskovech, 10 — polohy anhydritov a sadrovcov, 11 — anhydrity a sadrovce (polohy a premigrované) vo fialových aleuritoch a pieskovech v tektonickej pozícii, 12 — fialové a zelené polymiktné zlepence — strážanský typ s premigrovanými (žilky) sadrovcami, 13 — fialové a zelené polymiktné zlepence — strážanský typ, 14 — fialové polymiktné zlepence — rybničný typ, 15 — zelené tufy, tufity, lapilové a aglomerátové tufy — súvrstvie I. rudnej polohy U, 16 — kremenné porfýry, 17 — zelené aleurity a pieskovce s podielom tufogénnej zložky, 18 — fialové aleurity a pieskovce s podielom tufogénnej zložky, 19 — fialové a zelené polymiktné zlepence — interformačný typ, 20 — svetlozelené popolové a pieskové tufy — tufity a tufitické pieskovce, 21 — svetlozelené, prevažne kremeňové zlepence s tufogénnym bazálnym tmelom, 22 — svetlosivé, sivé, zelenosivé aleurity a jemnozrnné pieskovce s podstatným podielom tufogénnej zložky a vulkanity — alterované horniny II. rudnej polohy, 23 — svetlosivé, sivé a zelenosivé brekie s podstatným podielom tufogénnej zložky — alterované horniny II. rudnej polohy U, 24 — pestré, fialové a zelené vulkanity — čiastočne alterované horniny podložia II. rudnej polohy U, 25 — sivofialové jemnozrnné a mandľovcové efúzíva bazického charakteru, 26 — sivofialové polymiktné zlepence — bazálny typ, 27 — sedimenty a efúzíva rakoveckej skupiny (1 — kvartér, 2, 3 — vrchný a stredný trias, 4—13 — vrchný perm, 14—26 — spodný perm, 27 — devón, 28 — kremeň — dolomitové žily, 29 — kremeň — sideritové žily, 30 — kremeň — dolomitové žily s Cu-mineralizáciou, 31 — zistené a predpokladané hranice hornín, 32 — zlomová zóna príkrovového charakteru, 33 — tektonické zlomy prvoradáho významu, 34 — tektonické zlomy druhoradáho významu, 35 — línia komplexného profilu v pôdoryse, 36 — banské chodby v pôdoryse, 37 — povrchové a podzemné vrty v pôdoryse, 38 — povrchové a podzemné vrty v línii a mimo profilu

Fig. 2. Geological and geomorphological symbols

sediments (gravel, loam, debris), 2 — light-grey and grey, locally brecciated dolomites, 3 — light-grey limestones, 4 — green (rarely violet) fine-grained and medium-grained sandstones with ordered muscovite textures, 5 — green aleurolites and fine-grained sandstones with disseminated muscovite, 6 — violet aleurolites and fine-grained sandstones with disseminated muscovite, locally with dolomite concretions, 7 — violet aleurolites and fine-grained sandstones with dolomite cement, bedded and concreted dolomites (Upper and Lower Permian), 8 — sandy cellular limestones, 9 — weak positions of anhydrites and gypsums in situ and migrated (veins) in violet aleurolites and sandstones, 10 — positions of anhydrites and gypsums, 11 — anhydrites and gypsums (positions and migrated) in violet aleurolites and sandstones in tectonic position, 12 — violet and green polymictic conglomerates — Stráža type, with redeposited gypsums and anhydrites (veins) in gypsums, 13 — violet and green polymictic conglomerates — Stráža type, 14 — violet polymictic conglomerates — Rybníky type, 15 — green tuffs, tuffites, lapilli and agglomerate tuffs — suite I. of the Rudná position U, 16 — quartz porphyries, 17 — green aleurolites and sandstones with dolomite cement, 18 — violet aleurolites and sandstones with dolomite cement, 19 — violet and green polymictic conglomerates — interformal type, 20 — light-green tuffaceous sandstones and tuffs — tuffites and tuffaceous sandstones, 21 — light-green, mainly chertaceous conglomerates with tuffaceous basal cement, 22 — light-grey, grey, greenish-grey aleurolites and fine-grained sandstones with significant dolomite cement and volcanics — altered rocks II. of the Rudná position, 23 — light-grey, grey and greenish-grey breccias with significant dolomite cement — altered rocks II. of the Rudná position U, 24 — banded, violet and green volcanics — partially altered rocks of the basement II. of the Rudná position U, 25 — grey-violet fine-grained and mandibular effusives of basic character, 26 — grey-violet polymictic conglomerates — basal type, 27 — sediments and effusives of the Rakovecká group (1 — Quaternary, 2, 3 — Upper and Middle Trias, 4—13 — Upper Permian, 14—26 — Lower Permian, 27 — Devonian, 28 — chert — dolomite veins, 29 — chert — siderite veins, 30 — chert — dolomite veins with Cu-mineralization, 31 — detected and supposed boundaries of rocks, 32 — fracture zone of the cover character, 33 — tectonic faults of first order, 34 — tectonic faults of second order, 35 — line of complex profile in plan view, 36 — mine workings in plan view, 37 — surficial and underground drillings in plan view, 38 — surficial and underground drillings in line and outside profile

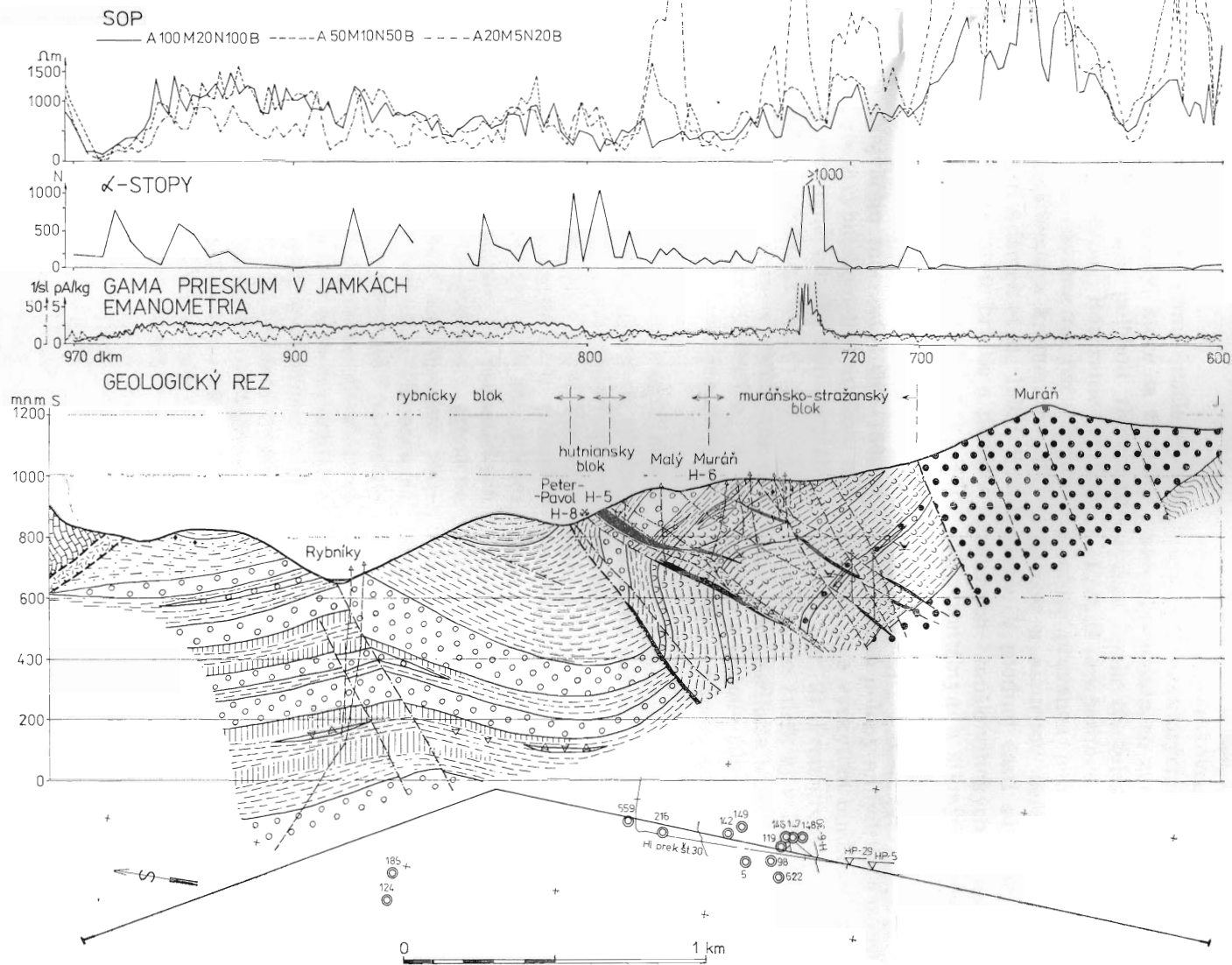


SOP

A 100 M 30 N 100 B

A 50 M 10 N 50 B

A 20 M 5 N 20 B



Obr. 3. Geologicko-geofyzikálny profil II. Vysvetlivky ako pri obr. 2
 Fig. 3. Geological and geophysical profile II. Explanations as in fig. 2

Vrchný perm

Do vrchného permu začleňujeme horninové komplexy, ktoré sa z podložia začínajú prvou polohou zlepcov strážanského typu. Rozhranie vrchný perm — seis dávame na bázu kremeňových pieskovcov a kremencov (Stejskal, 1963, in Adámek et al., 1965). V ich nadloží leží súvrstvie bridlic a pieskovcov stratifikované paleontologicky ako seis (Mateř — Vozár, 1973). Mocnosť sedimentov vrchného permu je premenlivá. Najväčšiu mocnosť 1000—1500 m dosahuje v rybníckom tektonickom bloku. Označujeme ho ako kontinentálno-lagunárne súvrstvie.

Vo vrchnom permu vyčleňujeme dve čiastkové horninové súvrstvia, a to spodné (strážanské) a vrchné (evaporitové) súvrstvie.

Spodné (strážanské) súvrstvie mocné 200—1000 m tvoria hlavne v spodnej časti polohy fialových polymiktných zlepcov strážanského typu. Zlepence sa vyskytujú v niekoľkých polohách rozličnej mocnosti (10—200 m), pričom laterálne prechádzajú do psamitických litofácií. Sú často pozitívne gradačne zvrstvené. Na báze sa zvyčajne začínajú rozmyvom podložia. Zlepence sú drobnozrnité až strednoznité polymiktného zloženia a prevažne sivofialovej farby. Vyskytuje sa v nich horizontálne gradačné zvrstvenie zvýraznené polohami pieskovcov. V niektorých polohách zlepcov sa zistili premigrované sadrovce, ktoré vyplňajú sieť tenkých trhlín (obr. 2). V zlepencoch (Adámek, 1967) prevláda kremeň (55,7—76,0 ‰), ďalej sú zastúpené fialové kvarcity a kvarcické fylity (1,3—8,9 ‰), fialové permské pieskovce a bridlice (12,7—15,5 ‰), zelené bridlice a tufity (3,0—4,4 ‰) a fialové zelené kremenné porfýry a tufy (7,0—15,5 ‰). Medzi polohami zlepcov, ale najmä vo vrchnej časti súvrstvia sú zastúpené fialo-

vé, v menšej miere zelené aleurity a jemnozrnité pieskovce. Sedimenty sú masívne, v niektorých častiach s výskytom horizontálneho zvrstvenia. Častý je výskyt konkrécii železitých dolomitov.

Vrchné (evaporitové) súvrstvie sa vyznačuje prevahou jemnozrnitých pieskovcov a aleuritov zelenej a fialovej farby. V spodnej časti sú časté polohy zelených muskovitických pieskovcov s horizontálnym a šikmým zvrstvením. V zelených aleuritoch a pieskovcoch je častý vtrúsený pyrit. Vo vrchnej časti súvrstvia sú polohy anhydritu a sadrovca, lokálne s výskytom bunkovitých vápencov (obr. 2). Premigrované sadrovce sú vo forme žíl aj v klastických sedimentoch nadložia a podložia. Mocnosť súvrstvia je 200—500 m.

Horniny mezozoika sú v skúmanom území zachytené len na severnom okraji komplexných profilov. So súvrstviami permu sa stýkajú tektonicky. Sú tu zastúpené svetlosivé a sivé, miestami brekciovité dolomity stredného a vrchného triasu a sivobiele vápence anisu.

Kvartérne sedimenty si zasluhujú osobitnú pozornosť. Ich zloženie a mocnosť závisia od zloženia podložia a procesu vzniku. Na bazálnych zlepencoch permu na mierne a strmo sklonených svahoch sa vyskytuje hruboušlomkovitá až balvanitá sutina, miestami mocná až 5 m. Na plochách budovaných aleuritmi a pieskovecami (s vložkami zlepencov) je na svahoch hlinitoušlomkovitá sutina hrúbky 1—3 m. V dolinách sú oproti tomu vyvinuté preluviálne a aluviálne sedimenty. Najväčšiu mocnosť (20 až 40 m) dosahujú v doline potoka Dubníca (obr. 2, 3). Tvoria ich úlomkovitohlinité sedimenty a rozlične zahlinený nevytriedený štrk. Balvanité svahové sedimenty a mocné dolinové sedimenty geologicko-geofyzikálne pozorovania na komplexných profiloch značne skresľujú.

Štruktúrne-tektonická stavba

Súvrstvia permu sú v skúmanej oblasti porušené vrásovými a zlomovými štruktúrami nerovnakého významu. Významné zlomy, príp. zlomové zóny, v zásade smeru V—Z, tvoria rozhranie tektonických blokov, ktoré sme v skúmanej oblasti vyčlenili (Novotný in Daniel et al., 1979). Bloky majú isté tektonické znaky, rozličný charakter zlomovej a plikatívnej deformácie súvrství a okrem toho aj badateľné laterálne zmeny v porovnateľných litofáciách, čo je zrejme podmienené aspoň synsedimentárnym založením niektorých zlomov a rozličnou subsidenciou priestoru medzi nimi.

Od J (obr. 2, 3) na S vyčleňujeme tieto tektonické bloky: blok hniličkej synklinály, muránsko-strážanský, hutiansky a rybnický. Rozhranie medzi nimi kladieme na zlomy so sklonom 50—70° na J.

Tektonický blok hniličkej synklinály z južnej strany ohraničujú prešmykové zlomy súbežné s V. grétlovskou žilou (obr. 2), zo S prešmykové zlomy doliny Kráľovského prameňa. Severne vyčleňujeme muránsko-strážanský blok. Hlavnou štruktúrou bloku je synklinála Strážanského kopca, ktorá na severnom okraji prechádza do úzkej, zovretej (ústna informácia Afanasjeva, 1978) antiklinálnej štruktúry (sklon vrásovej plochy okolo 45° na J). Podľa vrásovej plochy prevrátenej antiklinály sú vyvinuté dve významné strižné zlomové a žilné štruktúry H-6 a H-7, ktoré vyplňa dolomitovo-medená mineralizácia. Severné krídlo antiklinály sa súbežne s týmito štruktúrami a so štruktúrou H-5 ponára do veľkej hĺbky (cca 1000 m), kde predpokladáme prechod do zovretej synklinálnej štruktúry a jej prerušenie severne ležiacou zlomovou a žilnou štruktúrou H-5, ktorá vytvára rozhranie

medzi muránsko-strážanským blokom a severne ležiacim hutianskym blokom. Ale podľa geofyzikálnych a geochemických charakteristík horninových súvrství (obr. 2, 3 — grafy fyzikálnych a geochemických údajov) sa dá predpokladať, že rozhranie týchto blokov môže byť na štruktúrach H-6—H-7. Na štruktúre H-5, ktorá má poklesový charakter (pokles viac ako 1000 m), vznikla výrazná štruktúrna diskordancia. Južne, t. j. v jej nadloží ležiace súvrstvia (severné krídlo prevrátenej antiklinály), majú sklon a priebeh súhlasný s touto štruktúrou. Severne, t. j. v jej podloží ležiace súvrstvia (hutiansky blok), sú uložené subhorizontálne (súvrstvie I. polohy a súvisiace súvrstvia) alebo sú antiklinálne a disharmonicky zvrásnené (súvrstvie II. polohy a súvisiace súvrstvia). Podľa plochy štruktúry H-5 existuje teda štruktúrne diskordancia cca 30—50° medzi podložnými a nadložnými súvrstviami. Severnú hranicu hutianskeho bloku vytvára výrazný zlom VSV smeru, ktorý je sprevádzaný žilou H-8. Podľa jeho plochy sa zistil prešmyk hutianskeho bloku na S s amplitúdou 450—600 m.

Severne od zlomovej a žilnej štruktúry H-8, t. j. v jej podloží, vyčleňujeme rybnický blok, ktorého súvrstvia sa na S ponárajú pod stratenské mezozoikum. Súvrstvia vrchného permu a najvrchnejšia časť súvrství spodného permu v rybnickom bloku sú uložené monoklinálne na S pod uhlom 10—30°, príp. sú až subhorizontálne.

Na S ležiace karbonátové a detritické horniny mezozoika stratenskej série sú presunuté na súvrstvie permu podľa mierne na S sklonenej (25°) násunovej plochy príkrovového charakteru (obr. 2, 3).

Vo vyčlenených tektonických blokoch sa zistili rozdiely v ich tektonickej prepracovanosti a výskyty mineralizovaných (Cu) štruktúr. Okrem toho je pre-

ukázané, že v uvedených blokoch je rozdielny vývoj niektorých litofácií a súvrství, čo platí hlavne pre hutiansky a s ním susediace bloky. Okrem už uvedených mineralizovaných štruktúr H-7, H-6, H-5 a H-8 sú ďalšie žilné štruktúry sprevádzané pomíneralizačnou tektonikou vyvinuté v hutianskom bloku. Sú to štruktúry H-1 a H-2, ktoré sú sperenými štruktúrami žily H-5, a ďalšie málo preskúmané štruktúry. Mimo hutianskeho bloku sú mineralizované žilné štruktúry vyvinuté ojedinele, resp. chýbajú. Na rozdiel od iných blokov sú v hutianskom bloku mocné súvrstvia sedimentov disharmonicky zvrásnené a horniny intenzívne dislokačne prepracované. Evidentná je väčšia hustota klivážových plôch oproti susedným blokom. Priestorová orientácia klivážových plôch a žilných štruktúr sa zhoduje s hlavnými štruktúrami obmedzujúcimi tento blok.

Vrásové štruktúry mimo hutianskeho bloku majú veľkú amplitúdu a malú výšku vrás, sú teda ploché, väčšinou typu synklinál. V rybníckom bloku sú súvrstvia uložené monoklinálne a s miernym sklonom na S alebo subhorizontálne. Ako sme už uviedli, sú na rozhraní muránsko-strážanského a hutianskeho bloku vyvinuté prevrátené silno zovreté vrásy s veľkou výškou antiklinály a synklinály. V hutianskom bloku sú súvrstvia disharmonicky zvrásnené. Vrásové štruktúry majú priebeh vrásových osí Z—V, príp. až ZJZ—VSV, a sklon vrásových osí 5—15° na V. V tomto smere klesajú súvrstvia do väčšej hĺbky. Vergencia vrás je na S.

Mineralizované štruktúry

V línii komplexných geofyzikálnych profilov vystupujú na povrch niektoré žilné mineralizované štruktúry (Cu a Fe). Okrem toho sú zachytené aj efu-

zívno-sedimentárne štruktúry s uránovým zrudnením.

Zo žíl mineralizovaných Cu minerálmi a Fe dolomitom sú zachytené žily H-6 a H-8 na KP-I. Žila H-5 je prekrytá až 40 m mocnými proluviálno-aluviálnymi sedimentmi. Na tomto profile je v oblasti Hnilčíka zachytená V. grétlovská žila (obr. 2) so slabo vyvinutou mineralizáciou Fe—Cu (siderit, chalkopyrit) s kremeňom.

Na KP-II je zachytený (obr. 3) mocný a mineralizovaný žilník žily H-5 (lokalita Peter—Pavol) s bohatým výskytom sekundárnych a primárnych minerálov Cu. Na štruktúre H-8 nie je v tomto úseku známa mineralizácia na povrchu. Iné štruktúry s medenou mineralizáciou nevystupujú na povrch, ale iba ich sprievodné nemineralizované zlomové štruktúry.

Cez stratiformné štruktúry mineralizované uránovými minerálmi s asociáciou Mo, Cu (sírniky) prechádzajú komplexné profile v priestore Hnilčíka a v doline Kráľovského prameňa (hnilčícka synklinála). Obsah rudných zložiek je tu minimálny. Na KP-II je v priestore medzi Malým Muráňom a Muráňom zachytená bohato mineralizovaná stratiformná poloha (I. rudná poloha).

Žilné štruktúry s mineralizáciou Fe dolomit, kremeň s rudnou zložkou z minerálov medi majú mocnosť v prvých desiatkach centimetrov až 3 m, v priemere 1—1,5 m. Rudné minerály sú rozptýlené alebo tvoria nepravidelné rozmiestnené zhluky a impregnácie, príp. impregnácie tvoria páskované textúry. Masívne zrudnenie je vzácné. V oxidačnej zóne je bežný výskyt sekundárnych minerálov.

Stratiformné telesá s uránovou mineralizáciou majú väčšinou tvar šošoviek. Rudná zložka v nich tvorí nepravidelné impregnácie v tmele sedimentov. Sprievodné sírniky (pyrit) majú

rovnaké vystupovanie. To platí aj o sirtinokoch v iných súvrstviach, pretože tvoria nepravidelné a rozptýlené impregnácie s nízkou koncentráciou.

Geologicko-geofyzikálna interpretácia

Namerané hodnoty a pozorovania sme hodnotili tak, že sme ku geofyzikálnym a geochemickým údajom priradzovali geologické údaje z povrchového mapovania, vrtných a banských prác.

Štruktúrno-tektonická stavba a litologická náplň súvrství sa odráža v prejavoch geofyzikálnych a geochemických metód. Základná charakteristika jednotlivých tektonických blokov, tektonických štruktúr, alterovaných pásiem a žilných štruktúr je vo väčšine prípadov najvýraznejšia na KP-I, (obr. 2), ktorý prechádzal cez jednotlivé bloky v dostatočných intervaloch.

Charakteristika tektonických blokov

V opise úsekov komplexných profilov uvádzame len veličiny, ktoré sú v danom úseku (KP — komplexný profil) anomálne, resp. sú od veličín v iných úsekoch odlišné.

Pásma vápencov a dolomitov stratensského mezozoika zachytené severnými okrajmi profilov sa spravidla vyznačujú najnižšími hodnotami fyzikálnych a chemických veličín okrem zdanlivého merného odporu a magnetickej indukcie (vplyv regionálneho poľa). Obsah ortuti sa pohybuje medzi minimom a priemerom.

V pokračovaní na J až po prešmykovú zlomovú štruktúru H-8 ležia horninové súvrstvia rybnického tektonického bloku, pre ktoré sú charakteristické relatívne málo diferencované hodnoty. Lokálne zvýšenia v metóde alfastôp podobne ako pri ostatných blokoch pravdepodobne spôsobila poru-

šenosť hornín alebo čiastkové tektonické zlomy a zvýšený obsah Hg sa viaže na úseky hornín s jemnou impregnáciou pyritu. Zaujímavým faktom sú zvýšené hodnoty expozičného prikonu na KP-II (voči susedným blokom) v rámci celého bloku (obr. 3), ktoré sa na profile KP-I nezistili. Tento rozdielny prejav možno vysvetliť rozličnou hĺbkou erózného zrezu v súvrstviach vrchného permu rybnického bloku. Hodnoty magnetickej indukcie sú v rámci KP-I (okrem vápencov) najvyššie. Podľa geofyzikálnych a geochemických prejavov do južnejšie ležiaceho hutianskeho tektonického bloku zaraďujeme aj severnú časť muránsko-strážanského bloku medzi štruktúrami H-5 a H-7, teda v tomto zmysle zaraďujeme do hutianskeho bloku horninové súvrstvie ležiace medzi štruktúrami H-8 a H-7. Celý tento úsek je charakteristický silne diferencovanými poľami s výraznými gradientmi a anomálnym obsahom Hg, Cu a U. Výnimkou sú hodnoty odporového profilovania, ktoré výrazne ovplyvnila mocnosť zvrstvených sedimentov kvartéru. Pri podrobnej analýze kriviek z merkurimetrie, metalometrie a gamaspektrometrie možno najlepšie odlišiť hutiansky blok od severnej časti muránsko-strážanského bloku.

Od štruktúry H-7 na J až po zlomovú zónu prebiehajúcu dolinou Kráľovského prameňa vyčleňujeme ďalšie geofyzikálno-geochemické pásmo, ktoré zahŕňa hlavnú časť muránsko-strážanského bloku. Tento úsek je typický opäť monotónnejším priebehom veličín s výnimkou merkurimetrie, pri ktorej obsah Hg varíruje v širokom intervale, a SOP, kde sú zvýšené odpory odrazom menšej porušenia bloku.

Medzi dolinou Kráľovského prameňa a dolinou Hnilčíka ležiaca hnilčícka synklinála je charakteristická výrazne zníženým obsahom Hg (oproti severnej-

šiemu bloku), vyššími odpormi psefitických litofácií a zníženým obsahom K (najmä v súvrství fialových aleuritov).

Pre súvrstvie bazálnych zlepencov, ktoré vystupuje na južných okrajoch profilov (hlavne na KP-II), sú typické vysoké hodnoty zdanlivého merného odporu, najnižšie hodnoty pri metóde alfastôp (v rámci sledovaných súvrství) a nízke hodnoty expozičného príkonu. Obsah rádioaktívnych prvkov je v rámci permských súvrství najnižší, pričom je pomer Th/U veľmi diferencovaný. Rudné prvky okrem U, Ni a V v podstate chýbajú. Obsah Hg je v priemere najnižší.

Osobitnými charakteristikami sa vyznačujú časti súvrství, ktoré sú nositeľmi stratiformného uránového zrudnenia. Na južnom okraji profilu KP-I v hnilčickej synklinále vystupuje na povrch súvrstvie so slabou uránovou mineralizáciou a mineralizáciou sprievodných prvkov. Prejavuje sa diferencovaným počtom ρ_z a K, U, Th, zvýšeným obsahom U, Cu, Zn, Sn a širokou anomáliou Hg. Najtypickejší prejav stratiformného uránového zrudnenia je na KP-II v muránsko-strážanskom bloku. Profil prechádza cez rudné teleso s anomálnym obsahom uránu a vysokým obsahom sírníkov (pyrit). Zrudnené teleso sa prejavuje anomáliou expozičného príkonu, koncentráciou radónu, výraznou anomáliou počtu alfastôp, odporovým maximom (vysoký obsah kremeňa v súvrství), anomálnym obsahom uránu (podľa GSM aj podľa metalometrie) s výrazným minimom pomeru Th/U spolu s nárastom U/K. Ďalej sa prezentuje zvýšeným obsahom Pb, Mo a anomálnym obsahom Hg (obr. 3).

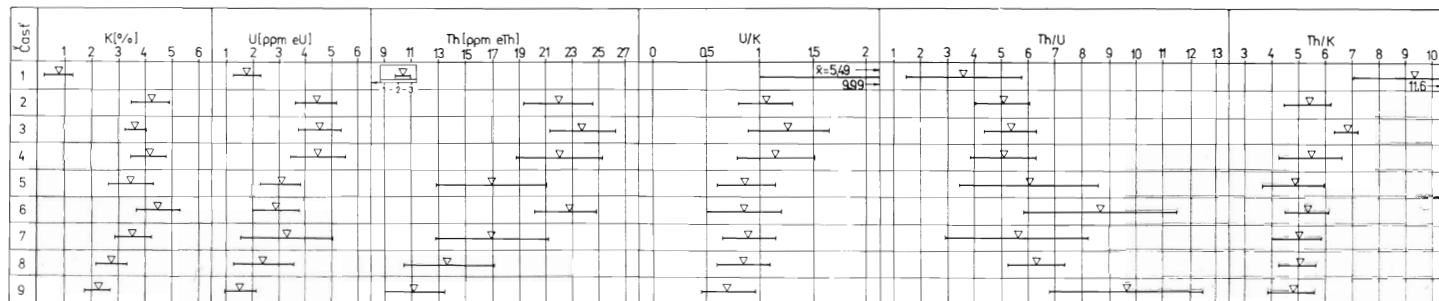
Z uvedeného vychodí, že na základe použitých metód možno charakterizovať a vyčleniť tektonické bloky, aj keď výraznosť ich prejavu je rozličná. Najväčšiu kontrastnosť voči ostatným vyčleneným blokom vykazuje hutiansky

blok so severnou časťou muránsko-strážanského bloku. Spôsobila to intenzívna tektonická a hydrotermálna prepracovanosť súvrství hornín, prítomnosť mineralizovaných žilných štruktúr a sprievodných obsahov sírníkov, uránu a sprievodných prvkov v stratiformných telesách.

Charakteristika tektonických štruktúr, rudných žíl a alterovaných pásiem

Zlomová zóna na styku karbonátov stratenskej série a permských sedimentov rybnického bloku sa prejavuje širokým pásmom nízkych odporov (20 až 200 m), lokálnym znížením pomeru Th/K a anomáliou alfastôp. V zóne sa nachádzajú indicie Cu (0,003—0,006 ‰) a Ni (0,006—0,01 ‰).

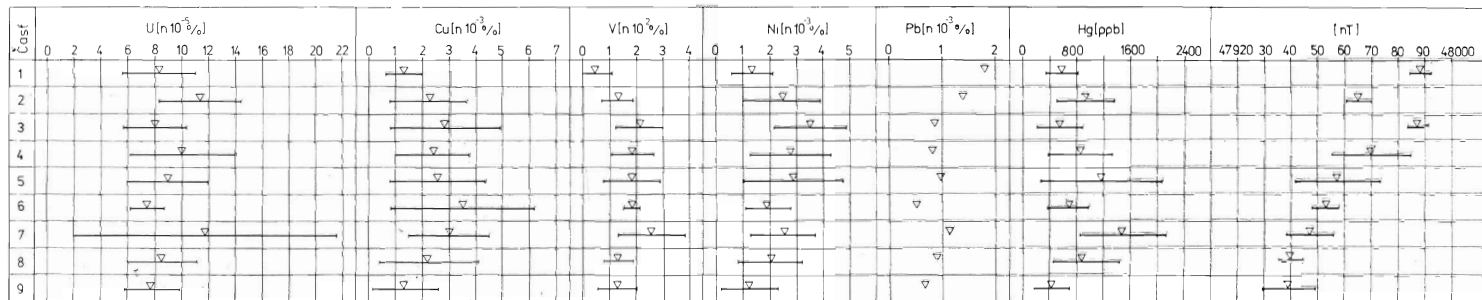
Zo S ohraničuje hutiansky blok mohutná zlomová štruktúra, ktorú sprevádza žilná štruktúra H-8. Tieto štruktúry majú na oboch profiloch odlišný prejav. Zlomová štruktúra na profile KP-I sa v odporovom poli neprejavuje, čo zrejme spôsobil nedostatok tektonickej výplne, resp. zovretie zlomu. Na zlome je badateľný znížený pomer Th/U a nárast pomeru U/K. Žilná štruktúra H-8, vystupujúca v tomto profile, nie je, ako o tom svedčia výsledky z metalometrie, gamaspektrometrie a geologických pozorovaní, na povrchu mineralizovaná. Na profile KP-II sa opisovaná zlomová štruktúra H-8 prejavuje znížením expozičného príkonu, výrazným maximom počtu alfastôp, poklesom odporov, poklesom obsahu rádioaktívnych prvkov, poklesom pomeru Th/U, nárastom pomeru U/K, anomálnym obsahom Cu, Hg a zvýšeným obsahom Ni. Z uvedeného vyplýva predpoklad, že táto zlomová štruktúra je aspoň v pripovrchových častiach nositeľom sulfidickej (Cu) mineralizácie, čo doteraz nebolo známe.



M E T A L O M E T R I A

M E R K U R I M E T R I A

M A G N E T O M E T R I A



Obr. 4. Grafické znázornenie aritmetických priemerov a polí stredných hodnôt (prvkov a fyzikálnych jednotiek) v súvrstviach podľa gamaspektrometrie, metalometrie, merkurimetrie a magnetometrie

Vrchný a stredný trias: 1. časť — vápence a dolomit; Vrchný perm — spodné (strážanské) a vrchné (evaporitové) súvrstvie; 2. časť — striedanie zeleného muskovitického pieskovca a fialových aleurolitov a pieskovca, 3. časť — zelený muskovitický pieskovec, 4. časť — fialové aleurolity a pieskovec, 5. časť — fialové polymiktne zlepenie s polohami pieskovca a aleurolitov; Spodný perm: 6. časť — súvrstvie dolomiticko-aleuritických bridlic, 7. časť — súvrstvie I. rudnej polohy, 8. časť — bazálne súvrstvie 8. časť efuzívno-sedimentárneho súvrstvia, 9. časť — bazálne súvrstvie

Fig. 4. Graphical plot of arithmetic means and mean value fields (element content and physical parameters) in sequences based on gamma-spectrometry, metallometry, mercurimetry and magnetometry

Middle to Upper Triassic: 1st part — limestone and dolomite, Upper Permian, Lower (Stráža) and Upper (Evaporite) Member; 2nd part — alternating green muscovitic sandstone and violet aleurolite to sandstone, 3rd part — green muscovitic sandstone, 4th part — violet aleurolite and sandstone, 5th part — violet polymict conglomerate with sandstone to aleurolite layers, Lower Permian: 6th part — Dolomite—Aleurolite Shale Member, 7th part — Member of the 1st ore layer, 8th part — transitional sequence (6th, 7th and 8th part of the effusive-sedimentary sequence), 9th part — basal sequence

Žilnú štruktúru H-5 na KP-I na povrchu doteraz potvrdila iba metóda alfa-stôp. To preto, že ju zakrývajú mocné (30—40 m) kvartérne sedimenty a skrasovatené teleso sadrovca. Na profile KP-II sa žilná mineralizovaná a súbežná zlomová štruktúra H-5 prejavuje rovnakými charakteristikami použitých metód ako štruktúra H-8 na tomto profile.

Jeden z najvýraznejších prejavov má žilná štruktúra H-6 na KP-I. Jej východ na povrchu je indikovaný malým poklesom hodnôt expozičného príkonu, poklesom obsahu rádioaktívnych prvkov, poklesom hodnôt Th/U, anomálnym obsahom Cu, Zn, Hg a zvýšeným obsahom As, Ni. Štruktúra opísaná na KP-II nie je mineralizovaná, preto nie sú na povrchu zaregistrované prejavy žilnej štruktúry, ale prejavuje sa ako málo výrazný tektonický zlom.

Typickým príkladom žily, ktorá smerom hore vykliňuje a prejavuje sa vo forme zlomu, je štruktúra H-7. Vyznačuje sa výrazným poklesom zdanlivého merného odporu, poklesom Th/U, neprítomnosťou prvku Cu a sprievodných prvkov.

Zlomové pásmo v doline Kráľovského prameňa v šírke do 400 m sa zachytilo prakticky všetkými použitými metódami. Zlomy tohto pásma sú indikované anomáliami alfa-stôp, zníženým zdanlivým merným odporom, diferencovaným poľom magnetickej indukcie, diferencovaným poľom obsahu rádioaktívnych prvkov a ich pomeru, zvýšeným obsahom U a diferencovaným obsahom Cu a Hg.

Podľa geologických zistení piatu grétlovskú žilu na profile KP-I reprezentuje bezrudná mineralizácia a sprievodné pásmo alterovaných hornín. Jej geofyzikálny a geochemický prejav je nevýrazný, s výnimkou obsahu rádioaktívnych prvkov a Hg, ktoré vykazujú pokles.

Zlomovú štruktúru, podľa ktorej je z J súvrstvie bazálnych zlepcov prešmyknuté na mladšie súvrstvie, charakterizuje anomálny počet alfa-stôp a výrazný odporový pokles.

Zhrnutím poznatkov o schopnosti jednotlivých metód indikovať zlomové štruktúry v tejto oblasti možno konštatovať, že pri všetkých zlomoch možno pozorovať zníženie merného odporu, pri väčšine zníženie Th/U a anomálne hodnoty počtu alfa-stôp. V ojedinelých prípadoch na východoch zlomov rastie pomer U/K a v jednom prípade sa zistilo zníženie pomeru Th/K (na styku karbonátov mezozoika a sedimentov permu). Osobitným prípadom je pásmo zlomov v doline Kráľovského prameňa, v ktorom sa zlomy okrem zníženého merného odporu, anomálie počtu alfa-stôp a zníženého pomeru Th/U prejavujú výraznými rozdielmi v obsahu rádioaktívnych prvkov, zvýšeným obsahom U, rozdielmi v obsahu Cu a Hg a nestabilným poľom magnetickej indukcie.

Záver

Využitie súboru geologických, geofyzikálnych a geochemických metód na zvolených komplexných profiloch umožňuje rýchlo získať základné údaje o sledovaných geologických prvkoch. Podmienkou je čo najlepší výber priebehu profilu voči štruktúram, vhodný komplex metód s optimálnou metodikou a so zaručenou kvalitou prác. Je isté, že vzhľadom na variabilnosť geologických prvkov by bolo výhodnejšie získať údaje z plošného merania, čo je však zdĺhavé, a preto neúčelné.

Uvedomujeme si, že sa z rozličných príčin nevyčerpali všetky možnosti, pokiaľ ide o použité metódy, ako ani vo vlastnom štatistickom spracovaní. Napriek tomu pokladáme opísaný spôsob spracovania a geologicko-geofyzikálnej

interpretácie za efektívny a progresívny. Pri bežnej vizuálnej interpretácii sú mnohé rozdielne prejavy v zdanlivo monotónnych súvrstviach nepostrehnuteľné. Aj keď sa jednotlivé merania uskutočnili, resp. vzorky odobrali, v zóne hypergenézy, vyčlenené geologické prvky charakterizujú dostatočne.

Podali sme charakteristiky všetkých zachytených geologických prvkov. Treba ich využiť pri plošnom prieskume v málo preskúmaných úsekoch pokračovania ložiskových štruktúr v západnej časti severogemerického permu.

Recenzoval M. Tréger

LITERATÚRA

- Adámek, P. — Rojkovič, I. — Stejskal, J. 1965: Závěrečná zpráva úkolu: Výskum efuzivně-sedimentárního souvrství permských sedimentů severogemeridní synklinály, jeho stratigrafické rozčlenění a mineralogicko-geochemická charakteristika rudonosných horizontů. *Manuskript, GPJD Příbram*, s. 11—32.
- Adámek, P. 1967: Permská cyklická sedimentace v severogemeridním synklinóriu. *Čas. mineral. geol.*, 12, s. 433—445.

- Afanasjev, A. M. 1975: Typy razrezov permskich obrazovanij i osnovnyje periody razvitiya Slovacckich Karpat v perm. *Tektonika — zbor. Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie. Bratislava, GÚDS*, s. 9 až 18.
- Bajaník, Š. 1961: Ročná správa o geologickom mapovaní a valúnovej analýze permských psefitov na liste Hranovnica. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Bajaník, Š. 1965: Výsledky valúnovej analýzy permských psefitov západne od V. Knoly. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 34, s. 55—60.
- Daniel, J. et al. 1979: Výpočet zásob. *Manuskript — Uránový prieskum Spišská Nová Ves*, s. 26—41.
- Maheľ, M. — Vozár, J. 1973: Geologická a litologická charakteristika štruktúrnych vrstev SM-1, SM-2 (Smižany). *Regionálna geológia Západných Karpát. Bratislava, GÚDS*, s. 10, 51—72.
- Novotný, L. — Steiner, A. 1978: Projekt výskumných prác ložiska Novoveská Huta v severogemeridnom perme a ložiska Kálnica v perme Považského Inovca do roku 1981. *Manuskript — Uránový prieskum Spišská Nová Ves*, s. 5—13.
- Novotný, L. — Rojkovič, I. 1979: Uránové zrudnenie Západných Karpát. In: *Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa; kľúčové územia a metódy riešenia. Smolenice (v tlači)*.
- Steiner, A. — Kucharič, L. — Novotný, L. 1980: Spôsob štatistického spracovania geochemicko-geofyzikálnych údajov v ložiskovom poli Novoveská Huta. *Geol. průzk.*, 22, s. 167—171.

Geological and geophysical pattern of the Permian in Novoveská Huta area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

LADISLAV NOVOTNÝ — ANDREJ STEINER — LUDOVÍT KUCHARIČ

Important occurrences of copper mineralization in veins and uranium concentration of stratiform nature occurring in the western part of the Gemeric Permian have been investigated along regional profiles, oriented transversely to ore-bearing structures, by complex methodics. Surficial indications of rock units, stratiform mineralized bodies, ore veins, altered belts and tectonic surfaces have been checked. Geophysical data obtained by the survey have been evaluated by statistical means and finally interpreted geologically.

Complex measurements were applied to the

basal conglomerate sequence, part of the effusive-sedimentary sequence of Lower Permian age with the 1st ore (uranium) layer and to the lagoonal Upper Permian sequence with the lower (Stráža) and upper (evaporitic) member. From vein structures with copper mineralization, the veins H-5 to H-8 and the 5th Gretla vein (iron-copper) have been checked in the area. Moreover, further pronounced fault structures occur here delimiting partial tectonic units and block structures.

Such units are reworked tectonically to

different degrees and contain also different lithofacial developments of corresponding lithostratigraphical units. These are from the N to the S the Hnilčák synclinal block structure, the Muráň—Stráža block unit, the Huta and Rybník block structures. The Huta block is limited by the two most important fault structures dipping southwards. Along the southern side it is a normal fault with up to 1,000 m downfaulting parallel to the H-5 vein structure whereas a reverse fault parallel to the H-8 vein creates the northern boundary with 450—600 m upthrust amplitude.

Geological interpretation of geophysical data revealed that single structural units may be identified and distinguished applying geophysical results quite well. The sharpest differences towards neighbour units characterize the Huta block structure with the northern portion of the Muráň—Stráža block unit. This contrast resulted from pronounced reworking of both tectonic and hydrothermal

nature, from the presence of mineralized vein structures bordered by altered belts together with higher amount of sulphides, uranium and other elements in stratiform ore bodies.

Summarizing experiences from applied methodics, lower values of specific resistivity yielded best indication of faults but most of them are also indicated by lower Th/U ratio and by anomalous alfa-trace values. Less frequently the U/K ratio is higher over outcropping faults and, in a single case, the Th/K ratio was also lower. A peculiar feature is concerned at the Kráľovský prameň valley where, besides indicated features, higher uranium contents together with a differentiated field of K, Th, Cu and Hg contents are confined to unstable magnetic induction area.

Obtained results will serve for purposes of areal geophysical and geological survey.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Cervantit z antimonitového ložiska Dúbrava a Zlatá Baňa

MARTIN CHOVAN, STANISLAV HORSKÝ, STANISLAV JELEŇ

Цервантит месторождений Дубрава и Злата Баня

В зоне окисления сурьмяных месторождений Дубрава и Злата Баня были установлены цервантит и гипс. На месторождении Дубравы установлен также стибиконит. Кроме этого на этом месторождении подтвердились ремейт, валентинит, биндгеймит, лимонит, малахит и азурит. Кермесит пока является спорным.

Cervanite from the Dúbrava antimonite deposit (Nízke Tatry Mts., Middle Slovakia) and from the Zlatá Baňa deposit (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

Cervanite and gypsum have been found to occur frequently in oxidation zones of the Dúbrava antimonite and Zlatá Baňa base-metal deposits. In the Dúbrava deposit, the occurrence of rare stibiconite is reported for the first time and roméite, valentinite, bindheimite, limonite, malachite and azurite are confirmed. The identification of kermesite is hitherto doubtful.

Výskumu oxidačnej zóny antimonitových ložísk nevenovali mineralógovia v ostatných

rokoch zaslúženú pozornosť. Výsledkom nášho identifikačného štúdia oxidačnej zóny Sb

Ložiská Dúbrava a Zlatá Baňa je potvrdenie výskytu známych minerálov a zistenie doteraz neopísaného cervantitu a sadrovca. Tieto minerály sú na obidvoch lokalitách časté. V ložisku Dúbrava sme zistili aj stibiokonit.

V ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách sú v pripovrchových častiach žíl a na haldách produkty oxidačných procesov pomerne časté. Sb okrem sa vyskytujú aj v hlbších banských dielach najmä v okolí tektonických porúch, majú tvar zemitej masy a povlaku bielej, žltej a červenej farby. Väčšinou ide o amorfné a slabo kryštalizované kyslíčniky Sb, často silne navzájom poprerastané a tvoriace zmesi. Identifikovať ich bolo niekedy veľmi ťažké. Mikroskopickým štúdiom, rtg fázovou analýzou a kvalitatívnou spektrochemickou analýzou sme v ložisku potvrdili najčastejšie sa vyskytujúci romeit, bindheimit a valentinit. Na výskytoch tetradritovej mineralizácie sme v pripovrchových častiach žíl potvrdili prítomnosť limonitu, malachitu a azuritu. Nedostatočne je určený kermezit. Zistili sme aj prítomnosť cervantitu, stibiokonitu a sadrovca.

Cervantit sa napriek svojmu častému výskytu doteraz neidentifikoval. Prvý morfológický typ je častejší. Cervantit vytvára povlak a kryštalickú kôru prevažne na antimonite. Najvýznamnejšie difrakčné línie 5,915/70 — 3,023/70 — 2,88(100) — 2,46(30), ako aj ostatné línie zodpovedajú tabuľkovým Vytvára tabuľkovité kryštály veľké do 1 mm. údajom (JCPDS). Druhý typ je vzácnejší. Častejšie sú vejárovité alebo paralelné zrasty tabuľkovitých kryštálov. Najvýznamnejšie difrakčné línie 5,84/10 — 3,464/20 — 3,096/100 — 2,947/10 — 1,921/50 zodpovedajú tabuľkovým údajom.

Stibiokonit vystupuje vo forme zemitej masy bielej a žltobielej farby. Hlavné difrakčné línie 2,90(100) — 2,57/40 — 3,08/30 dobre zodpovedajú tabuľkovým údajom (JCPDS). Podľa zistenia Šlajna et al. (1975) je v izomorfnom rade stibiokonitu — hydroromeitu stibiokonit krajným Sb členom a hydroromeit krajným Ca členom.

Sadrovec sa vyskytuje na puklinách prak-

ticky vo všetkých banských dielach aj vo veľkej hĺbke spoločne s Sb okrom. Vytvára prizmatické a lištové kryštály. Mikroskopickú identifikáciu potvrdila termometrická analýza.

Romeit, stibiokonit, bindheimit, valentinit a cervantit sa vyskytujú hlavne v haldovom materiáli, príp. v najvrchnejšej časti žíl. Červený povlak, zodpovedajúci pravdepodobne kermezitu, je produktom nedostatočnej oxidácie a vyskytuje sa v najhlbšej časti oxidačnej zóny a v blízkosti puklín hlboko pod zónou oxidácie.

O oxidačnej zóne Sb ložiska Zlatá Baňa v Slanských vrchoch doteraz nebola v literatúre zmienka. Analyzované vzorky sú z banského poľa Jozef, z banského diela asi 10 m pod povrchom. Identifikovali sme cervantit a sadrovec. Červený povlak a hnedo-žltá kôra neposkytli difrakčný záznam.

Cervantit prvého morfológického typu tvorí práškovitá masa a hrubý povlak na ihličkovitom antimonite. Má bledožltú farbu a matný lesk. Druhý typ vytvára guľovité agregáty s radiálnolúčovitou stavbou. Má žltoranžovú farbu a sklený lesk. Obidva typy sa identifikovali na základe rtg fázovej analýzy s difrakčnými čiarami 3,45(10) — 3,06 100 — 2,96 30 a kvalitatívnej spektrálnej analýzy.

Sadrovec je na lokalite najrozšírenejším sekundárnym minerálom. Je čirý a vytvára lištovité a prizmaticko-tabuľovité kryštály veľké do 1 cm.

Výskum oxidačnej zóny Sb ložísk je spojený s veľkými ťažkosťami pri identifikácii Sb okrov. Údaje z literatúry o mineráloch sú neúplné a nejednotnosť je aj v používaní názvov. Revíziou poznatkov o oxidačnej zóne našich Sb ložísk chceme pomôcť riešiť danú problematiku. Identifikácia doteraz neopísaných minerálov — cervantitu, stibiokonitu a sadrovca — je aj príspevkom do topografickej mineralógie Slovenska.

*Katedra mineralógie a kryštalografie
PFUK Bratislava*

Chemizmus biotitov hodruškého granodioritu a gemerického granitu

MARTIN RADVANEC, DANICA RADVANCOVÁ

Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves

(10 obr. a 2 tab. v texte)

Doručené 24. 12. 1980

Химический состав биотитов годружского гранодиорита и гемеридного гранита

Целью химического изучения этих гранодиоритов и гранитов было установить потенциальные возможности рудоносности территории Западных Карпат. Результаты химических анализов составились в трёх-угольные диаграммы и использовались для вычисления пропорциональных коэффициентов для сравнения редких элементов в биотитах. Установилось, что биотиты годружских гранодиоритов подвержены метаморфно-метасоматическому процессу. Анализы биотитов гнилецких и попрочских гранитов указывают на пегматитовидную материнскую породу, при чём бетлярский гранит указывает на более основные разновидности гранитов в СГР. Биотиты годружские имеют магниезный характер а биотиты гемерские и либерецкие имеют железистый характер. На основании распределения редких элементов в биотитах считаем годружско-штъявницкий интрузивный комплекс более перспективным для поисков порфириновых руд меди. Гнилецкие и бетлярские граниты являются перспективными для поисков оловяно-вольфрамовых руд.

Chemical composition of biotite from the Hodruša granodiorite and the Gemeric granite

Chemical analyses of biotite from samples of granodiorite to diorite and that of andesite composing the Hodruša intrusive complex and from granite samples of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. aimed at evaluation of the potential ore-bearing capacity of both intrusive masses creating the backbone of two important metallogenetic areas in the Western Carpathians. According to the results, biotite from Hodruša suffered metamorphic and metasomatic alteration. Chemical composition of biotite from Hnilec and Poproč granite bodies in the Gemeric unit points to pegmatitoid parent rock whereas biotite from Betliar body in the same area points to more basic granite variety. Biotite from Hodruša is a magnesium-rich variety whereas samples from the Gemeric unit are iron-rich ones. Granitoids of the Hodruša intrusive complex incline to Cu-porphyric magma type. In the case of Gemeric granite bodies, the composition of biotite indicates a Sn—W bearing mother rock.

Biotit je jedným z najčastejších vedľajších horninotvorných minerálov granitu. Obsah makrokomponentov a mikrokomponentov v ňom a vzájomné vzťahy medzi nimi poukazujú na prostredie jeho vzniku. Pomocou biotitu možno posudzovať aj vzťah medzi intrúziou a zrudnením.

Na základe chemizmu biotitu posudzujeme vzťah hodrušského granodioritu k Cu porfýrovému zrudneniu a vzťah gemerických granitov k Sn mineralizácii.

Lokalizácia vzoriek a príprava vzorkového materiálu

AV-2 — biotiticko-amfibolický granodiorit, Hodruša, odkryv v záreze hradskej z Kohútovskej doliny smerom na Kopanicu,

AV-3 — biotiticko-amfibolický granodiorit až diorit, Horná Hodruša, svah nad štôľňou Jozef,

AV-D — andezit, Hodruša, Banište, štôľňa Juraj,

LŽ — biotitický granit, lom pri Ruprechticiach, na S od Liberca,

GGG-13 — biotitický porfýrický granit, Betliar, odkryv vo zvernici, 50 m severne od rozvodia,

GGG-14 — biotitický porfýrický granit. Zlatá Idka, štôľňa Hennel, blízko exokontaktu,

H — odmiešnaniny pegmatitoidného charakteru v jemnozrnnom aplitickom granite, Hnilec, štôľňa č. 1, smerná chodba na V,

H 900, Betliar, Poproč — analýzy gemerických granitov prevzaté z práce Cambela et al. (1977).

Horninové vzorky sme rozdrvili na 1 cm frakciu a potom pomleli na zrnitosť 0,3 mm. Po presitovaní sme získali tri zrnitostné frakcie (0,20–0,15 mm, 0,15–0,125 mm, 0,125–0,09 mm) a upravovali sme ich na splave. Dostali sme koncentrát, medziprodukt a odpad. Ďalej sme materiál členili v bromoforme s mernou hmotnosťou 2,89. Materiál sme dočistili v Petriho miske pod binokulárnou lupou. Biotity sa analyzovali v GP Spišská Nová Ves.

Biotit ako horninotvorný minerál a jeho význam z hľadiska metalogenetického prognózovania

Biotit je v granitoidných horninách jedným z hlavných tmavých hornino-

tvorných minerálov (merná hmotnosť 3,02–3,12). Koncentruje v sebe rozličné prvky charakterizujúce geochemické prostredie vzniku a metalogenetické osobitosti granitoidných intrúzií.

Závislosť obsahu akcesorických minerálov v granitoidoch od zloženia biotitu študoval Lachovič (1965). Podľa neho zvýšený obsah Fe, Ti, V, Co má biotit hybridných granitoidov na rozdiel od biotitu nezmenených granitoidov. Vyšší obsah kovového prvku v horninotvornom mineráli poukazuje na možnú rudonosnosť intrúzie.

Lachovič (1965) porovnáva charakter zmeny obsahu železa biotitu v závislosti od obsahu magnetitu v hornine. V závislosti od hodnoty oxidačno-redukčného potenciálu je začiatok kryštalizácie biotitu a magnetitu rozdielny, pričom skôr vznikajúci minerál viaže väčšiu časť železa. Pokusy Ostrovského a Eugstera in Lachovič (1965) ukázali, že stálosť biotitu v granite vo veľkej miere ovplyvňuje parciálny tlak kyslíka. Ak tlak prevyšuje istú hranicu, biotit sa rozpadá na magnetit a ortoklas. Ak je vysoký obsah biotitu, ale magnetitu je v granite málo, poukazuje to na malý potenciál kyslíka pri kryštalizácii magmy. Biotit granitoidov platformových oblastí sa vyznačuje väčšou železitosťou ako biotity z granitoidov tektonicky aktívnych oblastí. Rozpadom vysoko-železitého biotitu vzniká druhotný magnetit, ktorý sa vyznačuje zvýšeným obsahom Mn, Zn, Cu a zníženým obsahom Cr, Ti, V a Sn.

Možný je aj obrátený proces (Kopžinskij in Lachovič, 1965), keď sa v počiatočnom štádiu kryštalizácie magmy tvoria biotitické okraje okolo zŕn magnetitu, vzniká druhotný biotit, až sa magnetit celkom stráca. Podobne vo vrchnomezozoických granitoch Prímoria (Špulín in Lachovič, 1965) v prvej etape kryštalizoval biotit s magnetitom.

Nestály magnetit bol neskôr nahrádzaný biotitom.

Biotit je základným nositeľom titánu v hornine (65 ‰), ktorý vystupuje ako komplexný anión $(\text{TiO}_4)^{-4}$ nahrádzajúci v štruktúre biotitu Al alebo Si. Pozorovania ukazujú, že medzi obsahom Ti minerálov v granitoidoch a obsahom titánu v biotite je obrátená závislosť. Čím je vyšší obsah titanitu v hornine, tým je nižší obsah titánu v biotite.

Z výsledkov analýz podľa Lachoviča (1965) vyplýva existencia nepriamej závislosti medzi obsahom nióbu v biotite a množstvom titanitu, ilmenitu a tantaloniobátov v granite. Množstvo biotitu, titanitu a ilmenitu určuje väčšie alebo menšie množstvo akcesorických minerálov nióbu a tantalu v granite.

Lítium sa viaže hlavne v dvoch lítiových mineráloch: amblygonite a spodumene. Obidva tvoria v biotite uzavreniny.

Fe, Cr, Ti, B sa v granitoidoch zúčastňujú na stavbe silikátových minerálov alebo kyslíčnikov. Tieto formy výskytu v granitoidoch určujú kyslosť alebo zásaditosť prostredia (Dmitrijev in Lachovič, 1965). Pri väčšom rozsahu kyslíka v magme sa Sn a Fe vyskytujú v kyslíčnikovej forme (kassiterit a magnetit), čo spôsobuje ochudobnenie biotitu o Fe^{+3} . Čím väčšia časť Li, Fe, Nb, Ti a Sn sa viaže v biotite, tým menší je výskyt zodpovedajúcich akcesorických minerálov (amblygonit, spodumen, magnetit, tantaloniobáty, titanit, kassiterit), a preto z hľadiska rudonosti pokladáme granit za málo nádejny.

Pri kryštalizácii biotitu v magme je za špecifických podmienok ($t = 700^\circ\text{C}$, $p = 122\text{ MPa}$) možnosť vstupu Li, Fe, Nb a Sn do kryštálovej mriežky obmedzená. V takých prípadoch bude výskyt zodpovedajúcich akcesorických minerálov značný a intrúziu z hľadiska rudonosti posudzujeme ako perspektívnu.

Najhodnovernejším príznakom obohatenia intrúzií kovovými prvkami je zvýšený obsah rudných minerálov a kovových prvkov v horninotvorných mineráloch-nositeľoch. Z uvedeného vychodí, že čím je v biotite viac kovového prvku a čím je väčší obsah biotitu v granite, tým menej je zodpovedajúceho rudného minerálu v granite.

Sledovaním obsahu MgO , Na_2O v biotitoch granitoidov osnického komplexu v západnej Volyni v ZSSR (Dudek in Gnativ — Matkovskij, 1958) sa zistilo, že zlúčeniny MgO , CaO a Na_2O charakterizujú vznik granitu. Biotity mohli zachytiť aj časť Mg, Ca, Na z amfibolov, ktoré sa dostali do granitoidnej magmy so xenolitmi pôvodných hornín. Zvýšením obsahu SiO_2 sa v granitoidoch osnického komplexu znižuje obsah SiO_2 , TiO_2 , MgO v biotitoch granitoidov a zároveň vzrastá množstvo Al_2O_3 a $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. Sledované biotity obsahujú značné množstvo bária pozitívne korelujúce s draslíkom.

Rodney (1978) študoval pleochroizmus biotitov v Mn fylitoch. Zmenu farby od zelenej až po červenú charakterizuje hodnota $\text{Mg/Fe} + \text{Mg} = 0,479\text{--}0,560$. Táto hodnota vzrastá s intenzitou oxidačného potenciálu. Štúdiom pleochroizmu biotitov vo výbrusoch možno podľa Rodneya odhadnúť oxidačno-redukčný potenciál Mn fylitov a pravdepodobne, že vzťah možno použiť pri štúdiu všetkých biotitických hornín.

Laurent Le Bel (1978) štúdiom biotitu a sericitu z magmatického a hydrotermálneho prostredia v okolí porfýrových medených rúd v oblasti Cerro Verda (Santa Rosa) v Peru poukazuje na to, že obsah Al a Ti v biotitoch, a to magmatických aj hydrotermálnych, koreluje s teplotou kryštalizácie vzniku biotitu a vzťah $\text{Mg/Fe} + \text{Mg}$ posudzuje ako invariantný. Sledovaním rozličných generácií biotitu v magmatickom a hydrotermálnom štádiu dospieva

k záveru, že chemizmus je funkciou teploty.

Podľa Neivu (1976) sa biotity odlišujú podľa obsahu hlavných a stopových prvkov, ktorý sa diferenciáciou granitov postupne mení. Obsah cínu v biotitoch diferencovaných granitov pravdepodobne nezávisí od hodnoty fugacity f (kyslíka) a celkového tlaku, ale od teploty, pričom obsah cínu s poklesom teploty stúpa a mení sa inverzne s podielom titánu v skupine Y teoretického vzorca biotitu v diferenciácii od starších po mladšie granity. Cín pravdepodobne izomorfne substituue niektoré oktaédrové katióny a prítomnosť fluóru ho neovplyvňuje. Vývoj jeho vysokého obsahu v granitoch sa priamo viaže na stupeň albitizácie, čo pravdepodobne naznačuje možnú mineralizáciu. Pri určovaní úlohy cínu v biotitoch vychádza Neiva (1976) aj z poznatkov iných autorov. Hesp (1971) in Neiva (1976) zaznamenal veľkú podobnosť medzi správaním sa Sn a Fe^{+2} , Fe^{+3} a Ti a predpokladá jeho diadochickosť s Ca. Pozitívnu koreláciu medzi Li a Sn v biotitoch potvrdil Barsukov a Durasov (1959) in Neiva (1976). Vysvetľuje koreláciu ako výsledok izomorfného nahradenia ($\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$) pomocou ($\text{Li}^{+1} + \text{Fe}^{+3}$). Negatívna korelácia sa zistila medzi Sn a Ti (Hesp, 1971, in Neiva, 1976), medzi celkovým Fe a Sn a medzi Fe^{+2} (Fe^{+3} a Sn) (Rattingen, 1964, Hesp, 1971, in Neiva, 1976). Hesp navrhol podľa týchto vzťahov empirickú funkciu a nazval ju cínonosnou kapacitou biotitov:

$$\text{THC} = [(\text{Fe}^{+3} + \text{Li}^{+1})/(\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}^{+2})] - [(\text{Ti}^{+4} + \text{Mn}^{+2})/10].$$

Biotity z granitu hnileckého telesa (Spišsko-gemerské rudohorie, ďalej SGR) a Ťan-šanu porovnával Cambel, Kamenický, Matula, Pavlov a Ašichmina (1977). V oboch prípadoch sa zistilo,

že ide o cínonosné granity s podobnými vlastnosťami. Oidva typy granitov sa vyznačujú zvýšeným obsahom Si, K, F, B a Sn a zníženým obsahom Ca, Mg a Fe. V biotitoch hnileckých granitov je nízky obsah Cr, Ni, Co, V, čo je charakteristické pre palingénne granity. Zároveň sú chudobné na Ba a Sr, čo svedčí o kryštalizácii z kyslých roztokov. O obohatení magmy cínom sa usudzuje podľa izomorfnej prímеси cínu v biotite. Podľa autorov sa v hnileckom telese od nižších horizontov po vyššie zvyšuje obsah Si, F, B a Sn a znižuje obsah Mg, Fe, K a Cr a ostatných prvkov skupiny Fe. Znižovanie obsahu zodpovedajúcich akcesorických minerálov s hĺbkou svedčí o nahromadení rudných a nerudných komponentov v apikálnej časti masívu. Hnilecké granity a granity Ťan-šanu sú z hľadiska potenciálnej rudonostnosti podobné.

Granitoidné horniny centrálnych masívov Západných Karpát na základe štúdia chemizmu biotitov porovnávala Ďurkovičová (1966). Zistila, že sa obsah niektorých kyslíčnikov v biotitoch mení v závislosti od obsahu SiO_2 v hornine. Pomer $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}/\text{Mg}^{+2}$ sa v biotitoch mení v závislosti od stupňa diferenciácie magmy. Čím je pomer vyšší, tým je vyšší aj stupeň diferenciácie. Na približnú charakteristiku zloženia biotitov používa index lomu.

Výsledky vyplývajúce zo štúdia biotitov

Pri spracúvaní výsledkov získaných analýzou biotitov sme využili niekoľko typov variačných diagramov, pomerové koeficienty (tab. 2) a sledovali sme aj závislosti vyplývajúce z obsahu stopových prvkov. Kryštalochemické vzorce biotitov sme získali prepočtom na 7 katiónov skupiny (Z + Y) podľa Bornemana — Starynkeviča (1964; tab. 1).

Tabuľka hodnôt kvantitatívnych analýza prepočtov na kryštalochemické vzorce
Table of quantitative analytical results and crystallochemical calculations

Tab. 1

		AV-2	AV-3	AV-D	LŽ	GGG-13	GGG-14	H	H 900	BETLIAR	POPROČ
Váhové percentá	SiO ₂	35,23	34,94	36,40	35,24	40,08	34,21	39,48	33,9 ⁻	36,42	34,00
	Al ₂ O ₃	13,63	13,49	14,35	13,05	17,74	15,81	22,28	18,32	16,97	17,72
	Fe ₂ O ₃	2,73	3,86	4,91	3,23	9,57	1,39	4,67	3,02	10,90	2,43
	FeO	15,64	15,78	12,23	20,85	9,97	22,01	13,25	23,98	12,22	26,00
	CaC	0,62	0,85	0,32	1,12	1,50	1,72	0,10	0,38	1,28	1,39
	MgO	12,12	12,37	13,42	6,60	3,57	6,25	0,55	4,33	5,34	3,1 ⁻
	TiO ₂	4,43	4,06	4,00	3,95	2,46	2,83	1,80	3,03	2,7 ⁻	2,42
	P ₂ O ₅	0,21	0,13	0,04	0,38	0,22	0,15	0,04	-	-	-
	MnO	0,195	0,204	0,099	0,49	0,28	0,28	0,36	0,13	0,39	0,49
	Na ₂ O	-	0,21	0,57	0,20	0,32	-	0,14	0,08	0,11	0,17
	K ₂ O	-	6,75	8,08	8,10	6,55	-	8,70	8,77	8,03	5,42
	Li ₂ O	-	0,0123	0,003 ⁻	0,1054	0,0489	-	0,5810	0,12	0,06	0,0 ⁻
H ₂ O											
	105°C	0,22	0,36	-	-	-	-	-	-	-	-
p p m	Cu	-	36	20	18	38	-	150	-	-	-
	Pb	-	st	st	st	42	-	st	20	-	-
	Zn	-	145	196	450	375	-	810	500	-	-
	Cd	-	st	st	st	st	-	2	-	-	-
	Mo	-	st	-	st	st	-	st	5	-	-
	W	-	st	-	st	11	-	51	-	-	-
	Cr	-	st	-	51	40	-	st	10	-	-
	V	-	383	-	219	135	-	8	70	-	-
	B	-	st	-	st	20	-	880	-	-	-
	Sn	-	16	15	91	148	-	1700	60	150 ?	29 ?
	F %	-	0,19	0,59	0,76	0,26	-	1,94	0,06	-	-
z	Si	2,80	2,76	2,82	2,93	3,33	3,21	3,28	2,69	2,98	2,77
	Al	1,20	1,24	1,18	1,07	0,67	0,79	0,72	1,31	1,02	1,23
y	IV										
	Al	0,08	0,02	0,13	0,21	1,07	0,03	1,46	0,40	0,62	0,47
	Ti	0,26	0,24	0,23	0,25	0,15	0,20	0,11	0,18	0,17	0,15
	Mn	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03
	Li	-	0,004	0,0009	0,03	0,02	-	0,19	0,04	0,02	0,02
	Fe ³	0,16	0,23	0,29	0,20	0,60	0,10	0,29	0,18	0,67	0,15
	Fe ²	1,04	1,04	0,79	1,45	0,69	1,73	0,02	1,59	0,84	1,77
	Mg	1,44	1,46	1,55	0,82	0,44	0,87	0,07	0,51	0,65	0,38
x	Ca	-	0,07	0,03	0,10	0,13	-	0,01	0,03	0,11	0,12
	Na	-	0,09	0,09	0,03	0,03	-	0,02	0,01	0,02	0,03
	K	-	0,68	0,80	0,17	0,35	-	0,92	0,88	0,84	0,56

- neurčovaný obsah

? výpočet obsahu vo vzťahu THC-Sn regresným odhadom

Variačné diagramy

Heinrichov variačný diagram dáva do pomeru hodnoty MgO, Feo + MnO, Fe₂O₃ + TiO₂ (obr. 1). Úsečky rovnobežné so stranou MgO, Fe₂O₃ + TiO₂ vymedzujú oblasť biotitov plutonických hornín, kde patria všetky analyzované

biotity. Gokhale (1968) in Kabesh (1973) rozdelil diagram priamkou rovnobežnou so stranou FeO + MnO, Fe₂O₃ + TiO₂, podľa ktorej sa rozlišujú biotity z vyvretých a metamorfovano-metasomatických hornín. Biotity gemerických granitov a libereckého granitu, patria do oblasti vyvretých hornín, zatiaľ čo biotity hoduřských granodioritov patria do oblasti hornín metamorfo-metasomatického pôvodu.

Závislosť MgO, Al₂O₃, FeO + Fe₂O₃

Sledovaný obsah stopových prvkov (tab. 1) delí biotity podľa intruzívnych komplexov do dvoch skupín. Poukazujú na bázičný charakter betliarskeho granitu.

Tabuľka hodnôt pomerových koeficientov
Table of ratio coefficient values

Tab. 2

	AV-2	AV-3	AV-D	LŽ	GGG-13	H	H900m	Betliar	Poproč	GGG-14
$\frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}{\text{Mg}}$	0,83	0,87	0,69	2,01	2,93	17,28	3,47	2,32	5,05	2,10
$\frac{\text{Al}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	0,48	0,46	0,49	0,52	1,01	1,7	0,75	0,76	0,75	0,32
$\frac{\text{Mg}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \cdot 100$	55	53	59	33	25	5	22	30	17	32
$\frac{\text{FeO} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO}}$	56,34	56,03	47,68	75,96	73,63	96,01	84,71	69,59	89,13	88,61
$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}}$	58,52	61,19	74,80	58,27	197,6	190,32	75,04	155,26	67,94	60,27
$\frac{\Sigma \text{Fe} \cdot 100}{\Sigma \text{Fe} + \text{Mg}}$	45,50	38,08	41,06	66,80	74,57	94,53	77,63	69,91	83,48	67,75
$\frac{\text{Al} \cdot 100}{\text{Al} + \text{Mg} + \Sigma \text{Fe} + \text{Si}}$	19,1	18,7	19,4	19,2	25,6	32,3	25,6	24,2	25,1	12,8
$\frac{\text{Al}_{\text{VI}}}{\text{Al}_{\text{VI}} - 1}$	0,4	0,08	0,72	3	-3,24	-5,2	1,29	31	2,04	-0,38
$\frac{\text{Si} \cdot 100}{\text{Si} + \text{Mg} + \Sigma \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti}}$	49	48,1	49,6	51,6	63,7	69,8	52,1	55,8	52,8	52,4
$\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Al}}$	-	0,61	0,70	0,16	0,22	0,43	0,52	0,52	0,35	-
$\frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+}}$	0,15	0,22	0,37	0,14	0,87	0,32	0,11	0,80	0,08	1,99
$\frac{\text{Li}}{\text{Mg}}$	-	0,003	0,0005	0,04	0,05	2,71	0,08	0,03	0,05	-

vyjadruje trojuholníkový Nockoldsov variačný diagram (in Kabesh, 1973; obr. 2). Rovnobežky so stranou MgO, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ určujú oblasť biotitov plutonických hornín, do ktorej patria všetky vzorky s výnimkou biotitov vzorky H a GGG-13, pri ktorých aj po separácii pripúšťame malé znečistenie ovplyvňujúce ich postavenie v diagrame. Podobne ako v predchádzajúcom diagrame podľa úsečky, ktorú navrhol Gokhale (1968), dostávame oblasť biotitov vyvretých hornín (gemerických a libereckých) a oblasť biotitov z hornín vzniknutých metamorfo-metasomatickými procesmi, kde patria biotity hodrušských granodioritov—dioritov.

V Nockoldsovom diagrame sa biotity členia do troch zón (obr. 3):

1. biotity koexistujúce s muskovitom, topásom atď.,

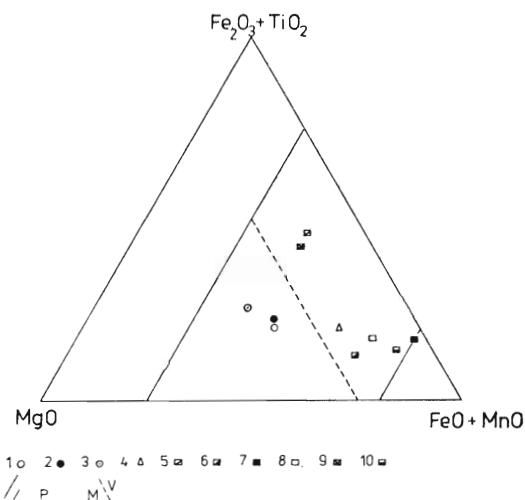
2. biotity nevznikajúce súčasne s inými tmavými minerálmi,

3. biotity vznikajúce súčasne s amfibolom, pyroxénom a olivínom.

Väčšina biotitov, ktoré sme analyzovali, patrí do 2. oblasti, len biotity z pegmatitoidu H spolu s biotitom vzorky GGG-13 a Betliar sú v oblasti biotitov koexistujúcich s muskovitom.

Zaradiť biotity do rozličných typov granitoidov umožňujú diagramy na obr. 4 a 5.

Diagram A. E. J. Engela a C. G. Engela (Kabesh, 1973) predstavuje závislosť MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ a $\text{FeO} + \text{MnO}$ (obr. 4). Biotity granitov zo Zlatej Idky, Hnilca a Poproča charakterizuje prechod do pegmatitoidného granitu, pričom najkyslejšou varietou je popročský granit. Spomenuté granity sú kyslejšie ako liberecký granit. Biotity betliarskeho granitu majú podľa diagramu najbázickejší charakter. Obe dve betliarske vzorky patria až do oblasti dioritov. Variačný diagram klasi-

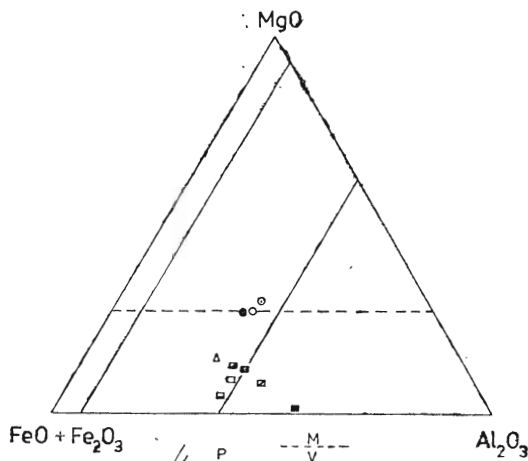


Obr. 1. Heinrichov variačný diagram

P — oblasť plutonických hornín (Heinrich, 1946), M — oblasť metamorfo-metasomatických hornín, V — oblasť vyvretých hornín, 1 — AV-2, 2 — AV-3, 3 — AV-D, 4 — LZ, 5 — GGG-13, 6 — GGG-14, 7 — H, 8 — H 900 m, 9 — Betliar, 10 — Poproč

Fig. 1. Heinrich's (1946) variation plot

P — area of plutonic rocks, M — area of metamorphic to metasomatic rocks, V — area of igneous rocks. Sample notation: 1 — AV-2, 2 — AV-3, 3 — AV-D, 4 — LZ, 5 — GGG-13, 6 — GGG-14, 7 — H, 8 — H 900 m, 9 — Betliar, 10 — Poproč

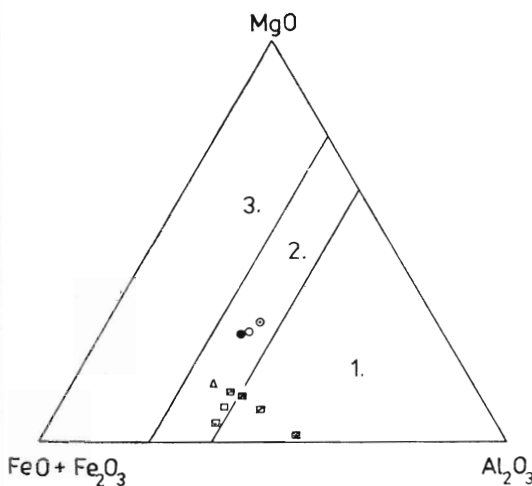


Obr. 2. Nockoldsov variačný diagram

P — oblasť plutonických hornín (Nockolds, 1947), M — oblasť metamorfo-metasomatických hornín, V — oblasť vyvretých hornín (Gokhale, 1968)

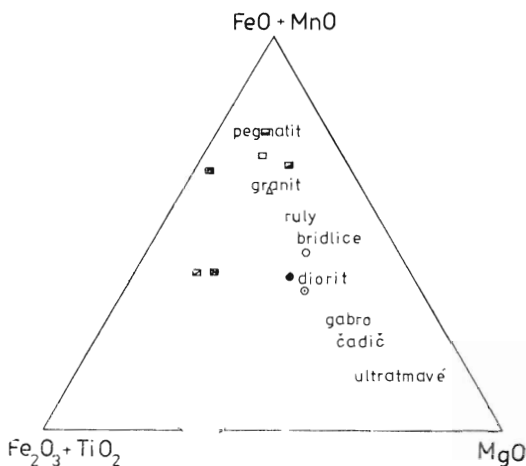
Fig. 2. Nockold's (1946) triangle

P — area of plutonites, M — area of metamorphites, V — area of igneous rocks (Gokhale 1968)



Obr. 3. Nockoldsov variačný diagram (1947)

Fig. 3. Nockold's (1947) variation plot



Obr. 4. Diagram A. E. J. Engela a C. G. Engela (1960)

Fig. 4. Engel — Engel's (1960) variation plot

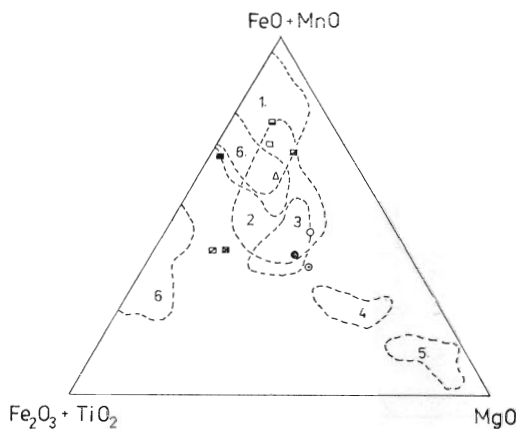
fikuje granity SGR v dvoch výrazne odlišných skupinách, a tak upozorňuje na genetickú alebo vekovú heterogénnosť granitov, ktorú treba komplexne riešiť. Zaujímavé je postavenie biotitov hodrušských granodioritov až dioritov. Do dioritovej oblasti patria vzorky AV-3 a AV-D (biotiticko-amfibolický granodiorit až diorit a andezit). Ide teda o hlbinnú horninu a jej výlevný ekvivalent, čo sa dioritovou oblasťou v diagrame potvrdilo. Engel (1960) a Engel (1960) vymedzili v diagrame oblasť rúl a bridlíc, ktorú v našom prípade možno pokladať za oblasť granodioritov. Do nej patria biotity zo vzorky AV-2, ktorá sa ako granodiorit hodnotí aj petrograficky.

Výsledky vyplývajúce z diferenciácie biotitov vo variačnom diagrame, ktorý navrhol Engel (1960) a Engel (1960), možno stotožniť s výsledkami variačného diagramu MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$, $\text{FeO} + \text{MnO}$ (Heinrich in Ďurkovičová, 1966; obr. 5).

Ďalšie variačné diagrame zostrojili vynášaním hodnôt získaných prepočtom z kyslíčnikov na katióny.

Podľa diagramu $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{+3} + \text{Ti}$, Fe^{+2} , Mg^{+2} (Foster, 1960, in Kabesh — Refaat, 1973; obr. 6) medzi Mg biotity patria biotity hodrušských granodioritov a andezitu, medzi Fe^{+2} — biotity zasa biotity libereckého a zlatoidskeho granitu. Biotity z hnileckého granitu z hĺbky 900 m a biotity z popročského granitu sa blížia k oblasti siderofylitu a lepidolitu. Biotity betliarskeho granitu inklinujú k siderofylitu. Biotity hnileckého pegmatitoidu patria do oblasti vymedzenej pre lepidolit — sľudu indikujúcu greizenizačné procesy aj výskyt pegmatitov.

Variačný diagram $\text{Ti} - \text{Al}^{\text{VI}} - \text{Fe}^{+3}$ Albuquerqua (1973) in Neiva (1976; obr. 7) vymedzuje tri základné oblasti: oblasť biotitov koexistujúcich s amfibolom. Sem patria vzorky AV-3, AV-D

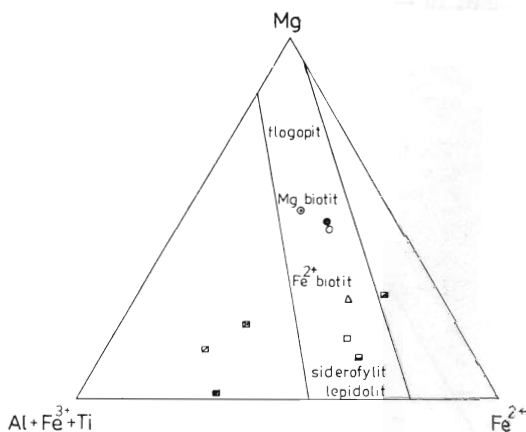


Obr. 5. Heinrichov variačný diagram (1946)

1 — biotity z granitových pegmatitov, 2 — biotity z granitov, kremitých monzonitov a granodioritov, 3 — biotity z tonalitov, 4 — biotity z gabrier, 5 — biotity z peridotitov a ultrabázických hornín, 6 — biotity zo syenitových pegmatitov

Fig. 5. Heinrich's (1946) variation plot

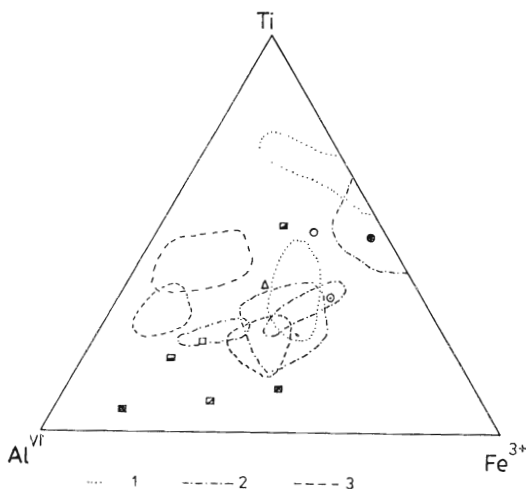
1 — biotite from granite pegmatite, 2 — biotite from granite, quartz monzonite and granodiorite, 3 — biotite from tonalite, 4 — biotite from gabbro, 5 — biotite from peridotite and ultrabasic rocks, 6 — biotite from syenite and syenite pegmatite



Obr. 6. Fosterovej variačný diagram (1960)

Fig. 6. Foster's variation plot (1960)

a H 900 m. Druhú oblasť autor určil pre biotity koexistujúce s pyroxénom a tretou oblasťou klasifikoval biotity



Obr. 7. Albuquerqueov variačný diagram (1973)

1 — biotity koexistujúce s pyroxénom, 2 — biotity koexistujúce s amfibolom, 3 — biotity nekoexistujúce s inými Fe—Mg minerálmi alebo koexistujúce s muskovitom alebo alumosilikátmi

Fig. 7. Albuquerque's (1973) variation plot

1 — biotite coexisting with pyroxene, 2 — biotite coexisting with amphibole, 3 — biotite not coexisting with other mafic minerals or coexisting with muscovite or aluminosilicates

koexistujúce s muskovitom alebo inými alumosilikátmi, pričom biotity nevznikajú súčasne s inými Fe—Mg minerálmi. Do posledných dvoch skupín sme jednoznačne nezaradili ani jednu vzorku. Diagram dáva málo spoľahlivé výsledky, pretože sa jednotlivé polia veľmi prekrývajú.

Vo variačnom diagrame Fe^{+3} — Fe^{+2} — Mg Wones a Eugster (1965) in Neiva (1976; obr. 8) zostrojili krivky odhadujúce rýchlosť tuhnutia magmy za predpokladu konštantného tlaku. Väčšina našich vzoriek patrí do blízkosti Ni — NiO a Fe_2SiO_4 — Fe_3O_4 , o ktorej Wones hovorí, že je to oblasť pomalého tuhnutia granitoidnej magmy, teda hlbinných hornín. Krivka Fe_3O_4 — Fe_2O_3 je zasa odvodená od podmienok v biotitoch rýchlo tuhúcej magmy. Sem patrí vzorka AV-D (andezit) a biotity porfyrických betliarskych granitov. Vzorka

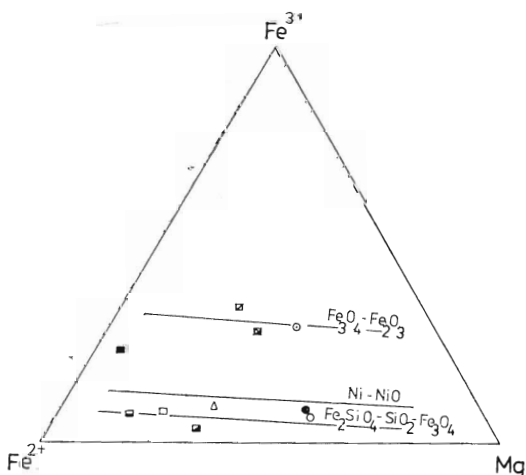
H z pegmatitoidu má osobitné postavenie a inklináciu ku krivke Fe_3O_4 — Fe_2O_3 .

Osobitné postavenie betliarskych biotitov s klasifikáciou rýchleho stuhnutia granitoidnej magmy podľa variačného diagramu opäť upozorňuje na komplexnosť riešenia vekových a genetických otázok granitov SGR.

Aj množstvo magnetitu vo vzorkách, ktoré sme sledovali pri ručnej separácii magnetom, hlavne vo vzorkách v hrdúšskej oblasti, poukazuje na hĺbku tuhnutia granitoidnej magmy (Lachovič, 1965) a potvrdzuje fakty zistené z Wonesovho variačného diagramu. Magnetit sa vyskytoval vo veľkej miere vo vzorkách AV-2, AV-3 (granodiorit, granodiorit až diorit), ktoré sú charakteristické pomalým tuhnutím. Vo vzorke AV-D (andezit) sa už magnetit vyskytuje v oveľa menšom množstve.

Charakteristika biotitov pomerovými koeficientmi

Vlastnosti a pôvod biotitov dobre vystihujú pomerové koeficienty, ktoré uvádza tab. 2.



Obr. 8. Wonesov a Eugsterov variačný diagram (1965)

Fig. 8. Wones — Eugster's (1965) variation plot

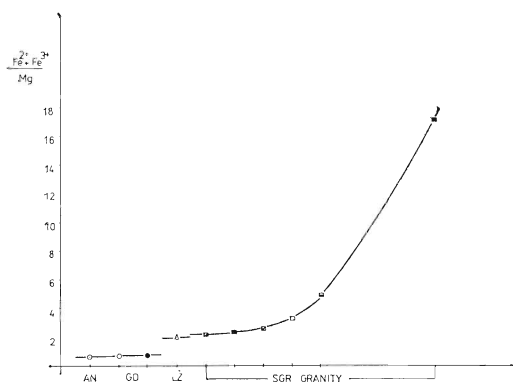
Pomer $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}/\text{Mg}$ je až trojnásobne vyšší pri biotitoch gemerických granitov a libereckého granitu ako pri biotitoch hodrušských granodioritov. Všeobecne platí, že sa pomer $\Sigma \text{Fe}/\text{Mg}$ zvyšuje so stupňom diferenciácie magmatického zdroja (Ďurkovičová, 1966). Gemerické granity a liberecký granit sú teda kyslými magmatickými diferenciátmi, zatiaľ čo hodrušské granodiority patria medzi bazickéjšie diferenciáty.

Závislosť stupňa diferenciácie v sledovaných vzorkách znázorňuje obr. 9. Vzorky sú zoradené podľa stúpajúceho koeficienta $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}/\text{Mg}$ s konštantným krokom vo vodorovnej osi po popročský biotit. Horizontálna súradnica vzorky H je vypočítaná z rovnice paraboly určenej z biotitov ostatných granitov SGR. Grafické znázornenie trendu diferenciácie sa skladá z troch častí. V mierne stúpajúcom trende sú vzorky hodrušských biotitov. Diferenciácia hodrušských hornín nie je podľa grafu preukázaná. Osobitné postavenie má biotit libereckého granitu, charakterizujúci nediferencovaný granit. Veľmi zaujímavá je oblasť granitov SGR, kde je diferenciácia vyjadrená parabo-

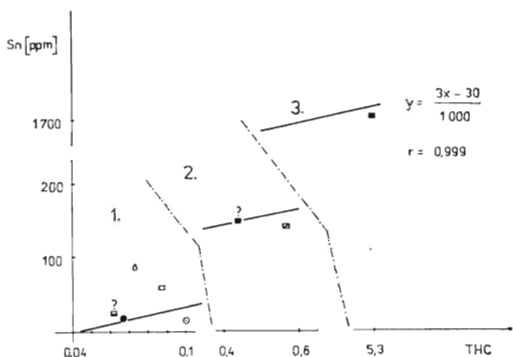
lickou závislosťou. Zlatoidské a betliarske granity pravdepodobne nie sú produktom vyššej diferenciácie. Biotity týchto hornín sú z hľadiska koeficienta $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}/\text{Mg}$ v identických podmienkach vzniku. Hnilecké a popročské granity sú produktom vyššej diferenciácie granitovej magmy ako zlatoidské a betliarske.

Granitoidy sme z hľadiska cínonosnej kapacity (Hesp, 1971, in Neiva, 1976) na základe vzoriek biotitov zaradili do troch oblastí (obr. 10).

Do 1. oblasti patria vzorky granodioritu a andezitu z Hodruše. Je zaujímavé, že sem patria aj biotity popročského (premenná obsahu Sn pre popročské biotity a biotity betliarskeho granitu — Betliar je určená regresným odhadom) a hnileckého granitu (H 900). V apikálnych častiach hnileckého masívu sa však dnes overuje Sn mineralizácia s priemyselným významom. Biotity v hĺbke granitu (900 m) neindikujú potenciálnu rudonosnosť granitu na Sn a ani nepoukazujú na vysokú diferenciáciu (obr. 9) granitoidnej magmy, ktorá je prítomnosťou pegmatitoidu (vzorka H) v exokontakte telesa dokázaná. Z toho vychodí, že vzorka H 900 m je odobratá z geneticky a vekove odlišného granitu existujúceho v podloží cínonosného granitu ako vzorka H. Štúdiom biotitov sme betliarsky granit charakterizovali ako najbazickéjšiu varietu granitov SGR a zároveň ho podľa vzťahu THC hodnotíme v druhej skupine z hľadiska možného výskytu Sn—W mineralizácie ako nádejný. V 3. oblasti je vzorka z pegmatitoidu Hnilca, kde sa spolu vyskytuje kassiterit s biotitom. Tretia oblasť je vyjadrením najkrajnejšej genetickej podmienky súčasného výskytu týchto dvoch minerálov. Lineárna regresia korelačného poľa (závislosť THC od (Sn) s vypočítaným poradovým korelačným koeficientom $r = 0,999$ pouka-



Obr. 9. Variačný diagram diferenciácie granitoidných hornín
Fig. 9. Differentiation plot of granitoid parent rocks



Obr. 10. Závislosť obsahu Sn od hodnoty THC
 1. stupeň — oblasť neperspektívna na potenciálnu rudonosnosť Sn. 2. stupeň — oblasť významná z hľadiska potenciálnej rudonosnosti Sn. 3. stupeň — oblasť veľmi významná z hľadiska potenciálnej rudonosnosti Sn

Fig. 10. Correlation between tin holding capacity (THC) and tin content of biotite

1st degree — area with no perspectives for tin, 2nd degree — significant area for potential tin mineralization, 3rd degree — very significant area

zuje na veľmi vysokú závislosť oboch premenných.

Rozdelenie korelačného poľa do troch skupín vyplynulo z prirodzenej dislokácie vzoriek okolo lineárnej regresie závislosti THC od Sn.

Železitosť biotitov vyjadruje vzťah $f = \text{Fe}0.100/\text{FeO} + \text{MgO}$ (Nagajcev, 1973; tab. 2) a $\Sigma\text{Fe}/\Sigma\text{Fe} + \text{Mg}$ Rub et al., 1977). Obe koeficienty jasne odlišujú gemerické granity a hodrušské granodiority a potvrdzujú klasifikáciu biotitov podľa trojuholníkového diagramu Foster (1960).

Koeficient $al = [(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO}_3)/(\text{FeO} + \text{MnO})] \cdot 100$ (Kovalenko, 1976) neumožňuje skúmané biotity rozlíšiť, čo pravdepodobne spôsobuje samotná stavba vzťahu, do ktorého vstupuje viac premenných, a tak sa ich vplyv na konečný výsledok prekrýva.

Výrazne možno rozlíšiť biotity gemerických granitov a hodrušských gra-

nodioritov pomocou koeficienta horečnatosti $h = \text{Mg} \cdot 100 / \text{Mg} + \text{Fe}$ (Ford, 1978). Koeficient potvrdzuje výsledky diagramu Fosterovej o horečnatej povahe hodrušských biotitov. Sledovaním koeficienta v širšej oblasti granitoidných hornín v blízkosti Cu porfýrových rúd Papuy (Nová Guinea) Ford (1978) zistil, že smerom k zrudneniu sa jeho hodnota zvyšuje. Porovnaním výsledkov koeficienta biotitov hodrušských granodioritov s koeficientmi Forda možno konštatovať, že jeho hodnoty, pohybujúce sa od 59 do 74 %, sú našim hodnotám blízke, čo naznačuje širšiu oblasť výskytu Cu porfýrových rúd v granitoidoch Hodruše.

Súčasný prieskum v hodrušskom intruzívnom komplexe potvrdil výskyt Cu porfýrových rúd (Konečný, 1970, Rozložník, Šalát, 1979).

Na odlišnosť gemerických a hodrušských biotitov upozorňuje aj vzťah Li/Mg Rub et al., 1977). Ostatné vzťahy, ktoré autorka navrhuje v tab. 2, posudzujeme z hľadiska klasifikácie biotitov ako invariantné, a preto ich nedokumentujeme.

Diferenciácia biotitov vyplývajúca z obsahu niektorých stopových prvkov

Ďalej uvádzame závislosti vyplývajúce z obsahu stopových prvkov v biotitoch (tab. 1).

Lachovič (1965) upozorňuje na to, že sa zvyšovaním obsahu Zn v biotite znižuje obsah biotitu v hornine. Takáto závislosť platí aj v našich vzorkách. Biotit v granitoidoch z metasomaticky zmenených oblastí obsahuje menej Zn,

Pre malý počet vzoriek pokladáme výsledky na obr. 9 a 10 za informatívne. Z hľadiska možného výskytu Cu-porfýrových rúd považujeme za potrebné sledovať koeficient horečnatosti (Ford, 1976) v hodruško-štavnickom intruzívnom komplexe.

čo naznačuje jeho vynášanie z roztoku v hydrotermálnej fáze. Biotity hodrušských granitoidov majú v porovnaní s biotitmi granitov SGR polovičný obsah Zn, a preto sú z hľadiska potenciálnej rudonosti nádejné na Zn.

Volfrám má tendenciu obohacovať neskoré diferenciáty magmy. Zvýšenie od strednej hodnoty je pozorovateľné vo vzorkách GGG-13 a H.

Chróm sa viaže na prvé štádium kryštalizácie, preto aj jeho najvyššie koncentrácie sú v biotitoch dioritov a granodioritov a vo vzorke GGG-13 (49 ppm), čo poukazuje na bázejšiu charakter betliarskeho granitu.

Meď je vnášaná do biotitu v procese hydrotermálnej fázy vývoja horniny. Jej priemerný obsah je 52 ppm. Trikrát vyšší obsah má vzorka H, čo signalizuje inklúzie samostatných Cu minerálov v biotite.

Biotity z hlbinných hornín obsahujú väčšie množstvo F ako biotity hornín, ktoré vznikali v menšej hĺbke (Lachovič, 1965). Obsah F v hodrušských granodioritoch je 1900 ppm, zatiaľ čo biotity gemerických granitov majú obsah od 5900—19 400 ppm. Fluór je produktom hydrotermálnych fáz kyslých diferenciátov magmy, teda jeho vyšší obsah v granitoch je logický. Vysoký obsah F v biotite vzorky H spôsobili inklúzie fluoritu.

Z hľadiska koncentrácie Sn je z horninotvorných minerálov biotit najdôležitejší. Obsahuje 80—90 % celkového obsahu Sn v hornine (Lachovič, 1965). Obsah Sn však zvyčajne závisí od petrografického charakteru horniny, ako to potvrdil Seryj (1966). V granodioritoch je jeho obsah minimálny, v leukokratných granitoch maximálny. V procese diferenciácie sa zvyčajne nahromadil Sn v biotite granitov posledných fáz alebo v pegmatitoch. V počiatočných produktoch diferenciácie sa hromadil v titanite a v amfibole. Mus-

kovitizáciou a greizenizáciou biotitických granitov sa znížil jeho obsah, pričom Sn prešla do samostatného minerálu — kassiteritu. Preto vo vzácnych prípadoch výskytu biotitu v greizenizovaných horninách je obsah cín v biotite vysoký. V našich analýzach je najnižší obsah cín v hodrušských granodioritoch (16 ppm), liberecký granit obsahuje 91 ppm, vyššia je hodnota vo vzorkách Betliar a H-900 m (100 ppm) a najvyšší obsah je vo vzorke H (1700 ppm), čo spôsobujú inklúzie kassiteritu v biotite.

Najvyššie hodnoty Li (tab. 1) sú vo vzorke H (5810 ppm) a v libereckých biotitoch (1054 ppm). Biotity granitov Zlatej Idky obsahujú 485 ppm Li a biotity hodrušských granodioritov 123 ppm. Veľmi nízky obsah Li majú biotity vzorky AV-D (37 ppm). Obsah Li závisí od petrochemického zloženia granitoidnej horniny. Najnižšie hodnoty dosahuje v dioritoch a granodioritoch, najvyššie v leukokratných granitoch, pričom je obrátená závislosť medzi obsahom Li v biotite a obsahom biotitu v hornine. Biotity zmenených granitoidov v porovnaní s nezmenenými obsahujú viac Li. Potvrdzujú to aj naše výsledky.

Obsah Mo v biotite (tab. 1) je malý, 3—19 % celkového obsahu v hornine. Asi 60—90 % Mo sa viaže na živce, a to plagioklas a K-živec v pomere 1 : 1. Naše hodnoty to potvrdzujú. Vo všetkých vzorkách okrem H 900 m — 5 ppm sú len stopy Mo.

Hlavným nositeľom V v hornine (tab. 1) je biotit. Jeho koncentrácia závisí od fáz tuhnutia. Koncentruje sa vo väčšej miere v bázejších varietách a jeho obsah smerom ku kyslým klesá (Ostafijčuk, 1964, in Lachovič, 1965). Potvrdzujú to aj naše analýzy. Betliarsky granit sa obsahom V v biotitoch zaraďuje medzi bázejšie granity.

Bór do mriežky biotitu izomorfne vstupuje veľmi ťažko. Prevažná časť sa

viaže v mechanickej prímеси v podobe B minerálov. Vysoký obsah bóru vo vzorke GGG-13 spôsobilo znečistenie vzorky turmalínom.

Na základe obsahu olova v biotitoch veľmi ťažko hodnotiť granitoidy z hľadiska potenciálnej rudonosti na tento prvok. Doterajšie poznatky zhrnuté v práci Lachoviča (1965) sú protirečivé. V našich vzorkách je vyšší obsah Pb v biotitoch granitov.

Len komplexným výskumom zameraným na vekové, diferenciálne, genetické a potenciálne problémy granitov SGR, podložené oveľa väčším množstvom spracovaného materiálu, spoľahlivejšie odpovieme na otázky vyplývajúce zo štúdia biotitov, preto výsledky zobrazené na obr. 9 a 10 pokladáme za informačné, naznačujúce iba istý smer v diferenciácii a cínosnej kapacite granitoidov.

V závere ďakujeme prof. L. Rozložníkovi a RNDr. I. Matulovi za poskytnutý vzorkový materiál a Ing. K. Jakabskej za separáciu vzoriek v ťažkých kvapalinách. Za petrografické hodnotenie výbrusov vzoriek ďakujeme p. g. J. Hodermarskému a RNDr. M. Fabianovi, za cenné pripomienky RNDr. P. Greculovi, CSc.

Recenzoval J. Kamenický

LITERATÚRA

Borneman-Starynkevič, I. D. 1964: Rukovodstvo po račotu formul mineralov. Moskva, Nauka.

Cambel, B. — Kamenický, L. — Matula, I. — Rub, M. G. — Pavlov, V. A. — Aščichmina, N. A. 1977: Sravnitel'naja geologo-petrografičeskaja charakteristika olovonosnych granitov Slovakii i nekotorych regionov SSSR. Moskva, Nauka.

Ďurkovičová, J. 1966: Mineralogicko-geochemický výskum biotitov a granitoidných hornín Západných Karpát. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 39.

Ford, J. H. 1978: A chemical study of alteration at the Pangau porphyry copper deposit. Bougainville, Papua, New Guinea, pp. 703—720.

Gnativ, G. M. — Matkovskij, O. J. 1958: O biotitoch granitoidov Zapadnoj Volyni. Mineral. Sbor. (Lvov), 12, s. 332—350.

Guillot, P. L. 1979: Les micas dans les roches „paraderivées“ d'origine graywackeuse de la série métamorphique du Bas-Limousin, Massif central, France. Bull. Mineral., pp. 42—47.

Kabesh, M. L. — Refaat, A. M. 1973: The significance of biotites as a guide to the petrogenesis of the granitic rocks of Umm Naggat stock, Eastern desert, Egypt. Geol. Jb., 3, pp. 55—67.

Konečný, V. 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu štíavnického ostrova. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 51, s. 5—46.

Kovalenko, N. G. — Kovalenko, A. K. 1976: Biotit iz železitokremičeskich porod Konsko-Belozerskej zony. Mineral. Sbor. (Lvov).

Le Bel, L. 1979: Micas magmatiques et hydrothermaux dans l'environnement du porphyre cuprifère de Cerro Verde-Santa Rosa, Pérou. Bull. Mineral. s. 35—41.

Lachovič, V. V. 1965: O zavisimosti soederžanij mineralov v granitoidoch ot sostava biotita. Akad. nauk SSSR, Geologia i geofizika, 8, s. 105—115.

Nagajcev, J. V. 1973: O vlijanii davljenja i temperatury na sostav granata i biotita metamorfičeskich porod. Moskva, Nauka.

Neiva, A. M. R. 1976: The geochemistry of biotites from granites of northern Portugal with special reference to their tin content. Mineralogical magazine, 40, pp. 453—466.

Peikert, E. W. 1963: Biotite variation as a guide to petrogenesis of granitic rocks in the Pre-Cambrian of northeastern Alberta. Petrology, 4, part 3, pp. 432—459.

Rodney, H. G. 1978: Manganiferous schists and their origin Hidaku Mountains, Hokkaido, Japan. Contr. Mineral. Petrology, pp. 23—25.

Rozložník, L. — Šalát, J. 1979: Chemizmus hodrušského intruzívneho komplexu z hľadiska metalogenézy. Sympóziu o petrogenéze a geochemii geologických procesov. Bratislava, SAV.

Rub, M. G. — Pavlov, V. A. — Cambel, B. — Veselskij, J. 1977: Tipomorfnyje osobennosti slud i akcesornych mineralov gemeridnych granitov Slovakii. Geol. zbor. Slov. akad. vied, s. 193—352.

Tauson, L. V. — Kozlov, V. D. — Cambel, B. — Kamenický, L. 1977: Geochemija i voprosy rudonosti olovonosnych gemeridnych granitov Slovakii. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 28, s. 193—352.

Chemical composition of biotite from the Hodruša granodiorite and the Gemeric granite

MARTIN RADVANEC — DANICA RADVANCOVÁ

Biotite from two samples of granodiorite to diorite composition and from a sample of andesite all taken at the Hodruša intrusive complex (Middle Slovakia) besides six samples of biotite from granite mother rock varieties from the Gemeric intrusive have been analysed with the aim to compare chemical compositions. For the sake of comparison, a biotite sample from the Liberec granite (Bohemian massif) has been analyzed as well. Both Slovakian regions represent metallogenetically important areas of the Western Carpathians.

Results are plotted in several diagrams. According to the Nockold's (1947) triangle, biotite from Hodruša originated under, or suffered, metamorphic to metasomatic alterations. Similar results yields the diagrammatic plot according to Heindrich (1946).

In the Nockold's (1947) variation plot, biotite from Hnilec and Poproč granite bodies (Gemic unit) appears in coexistence with muscovite. Other biotite samples did not originate with further mafic minerals. In the diagrammatic plot according to Engel — Engel (1960), biotite in the Gemeric granite is confined to pegmatitoid (Hnilec and Poproč bodies) or slightly basic (Betliar body) parent rock. Similar affinity appears in the Heindrich's (1946) diagrammatic plot.

In the Foster's (1966) diagramme, Mg-biotite is concerned for samples from the Hodruša complex whereas Fe-biotite is present in Gemeric and Liberec granite samples.

A tendency towards siderophyllite and lepidolite composition characterizes the biotite from Hnilec pegmatite but also from the Poproč granite body. Proportional coefficients introduced in tab. 2 complement the variation plots and allow to distinguish biotite samples of both regions. The meaning of some ratios is however unknown.

The differentiation plot of mother granitoid rocks is presented in fig. 9. A slight positive correlation between granite magma differentiation and biotite composition appears for samples of the Hodruša complex but the relation is parabolic one for samples of the Gemeric unit.

The correlation between tin capacity and tin content of biotite (fig. 10) allows to divide all biotite samples into three groups reflecting different ore-bearing potentials of the mother rock (insignificant, significant, very significant). Due to the low amount of samples indicated, results are but provisional.

The Hodruša intrusive complex appears as potential source for porphyry copper mineralization according to the Ford's (1976) Mg-coefficient of biotite.

According to trace element contents, investigated biotite samples fall into two distinct groups (tab. 1). The basic nature of the Betliar granite (Gemic unit) is clearly indicated.

Preložil I. Varga

O dvoch typoch ryolitov v Žiarskej kotline

JOZEF FORGÁČ

Katedra geochemie PFUK, ul. P. Tótha 1, 801 000 Bratislava

(5 obr., 6 foto a 1 tab. v texte)

Doručené 14. 5. 1980

К вопросу двух типов риолитов в районе Жиарской впадины

В течении неогена протекала крупная вулканическая деятельность на средней Словакии, которая способствовала образованию андезитов и риолитов. Риолиты (Лекса 1969), образовались со самостоятельной риолитовой магмы и частично дифференциацией андезитовой магмы. На основании химических анализов можно предположить, что основная часть риолитов подверглась калиметасоматозу (адуляризация) а остальная часть представлена свежими породами. Свежие риолиты являются дифференциатом андезитовой магмы и частично подвергаются гидротермальному изменению (адуляризация).

On the so called two rhyolite types in the Žiarska kotlina basin area (Middle Slovakia)

Volcanic activity generated huge masses of andesite and rhyolite in Middle Slovakia. According to Lexa (1969) part of rhyolite originated from a separate primary rhyolite magma whereas other rhyolite masses represent differentiated end members of an andesite magmatic source during the Neogene. Summarizing all available rock analyses of magmatic suites in question, it appears that considerable part of rhyolite bodies suffered potash-metasomatism (adularisation) and only part of samples concerns fresh and unaltered rock. Unaltered rhyolite appears to be differentiated end member of an andesite magmatic suite whereas other rhyolite samples are altered (adularized).

Pre geologické vedné disciplíny je v posledných desaťročiach charakteristický rýchly rast nových poznatkov, čo sa odrazilo aj v zmene predstáv, t. j. v zmene hypotéz a názorov na tvorbu ryolitov v oblasti stredného Slovenska.

Zložením ryolitov zo stredného Slo-

venska sa zaoberal Fiala (1957, 1962), Karolus (1964), Forgáč (1970) a i. Niekoľko prác je o uplatnení sa draselnej metasomatózy v ryolitoch. O adularizácii v ryolitoch od Brehov pri Novej Bani sa prvý zmienil Fiala (1952) a od Novej Bane Šalát (1953). Adularizáciu

zo štruktúrneho vrtu GGK-13 od Novej Bane opisala Hojstričová (1975) a na uplatnenie sa draselnej metasomatózy v temer celom ryolitovom telese od Novej Bane poukázal Forgáč (1975). Od Pukanca túto premenu v ryolitoch uvádza Brlay (1965) a z Kremnických vrchov Fiala (1962). Vzťahom adularizácie k zrudneniu v kremnickom rudnom poli sa zaoberal Böhmer (1961). Prvé údaje o adularizovaných ryolitoch zo Štiavnických vrchov uviedol Forgáč — Kováčik (1967). Títo autori analyzovali aj vzťah ryolitov k zrudneniu v Banskej Štiavnici. Neskoršie (Forgáč, 1975) sa draselná metasomatóza zistila pri Vyhniach a južne od Hlinika nad Hronom.

V ostatných rokoch Lexa (1969) vyjadril náhľad o existencii dvoch typov ryolitov v Žiarskej kotline, ako aj to, že pochádzajú z dvoch samostatných magiem. Jeden typ predstavujú hlinicové ryolity vzniknuté diferenciáciou andezitovej magmy a druhý ryolity kremnického typu, o ktorých sa uvažovalo, že pochádzajú zo samostatnej magmy. Vo vzťahu k metalogenéze bol zverejnený názor, že sa zrudnenie v štiavnickej oblasti viaže na túto samostatnú ryolitovú magmu, z ktorej vznikol kremnický typ ryolitov. Zuberec (1974) rozdelil ryolity na dva typy podľa farby. Hnedoružové, hnedé a hnedočervené ryolity pokladá za samostatný typ ryolitov a druhým typom sú ryolity svetlej farby. Svetlý typ ryolitov sa dával do úzkej genetickej súvislosti s tvorbou ílových surovín v Žiarskej kotline.

Pri celkovom hodnotení ryolitov zo stredného Slovenska sme predchádzajúce poznatky doplnili o množstvo nových údajov (tab. 1). Ryolity na strednom Slovensku vo veľkej miere postihla draselná metasomatóza (obr. 1). Pri uplatňovaní sa draselnej metasomatózy v ryolitoch primárne živce (plagioklas a sanidín) nahrádzal adulár. Adulár má miestami kostrovitý vývoj (foto 1, 2).

Zároveň nastala premena základnej hmoty. Tvorili sa hlavne zhluky kremeňa a aduláru. Ďalšie sekundárne minerály sú zastúpené v oveľa menšom množstve. Základná hmota sa stávala zrnitejšou a pri intenzívnych premenách získavala štruktúru blízku jemnozrnej kryštalickej štruktúre. Výraznosť zozrnenia (zhrubnutia) základnej hmoty často závisí od intenzity premeny hornín (foto 3, 4, 5, 6). Pri hydrotermálnych premenách hornín sa mohli vytvoriť sekundárne štruktúry základnej hmoty veľmi podobné primárnym štruktúram.

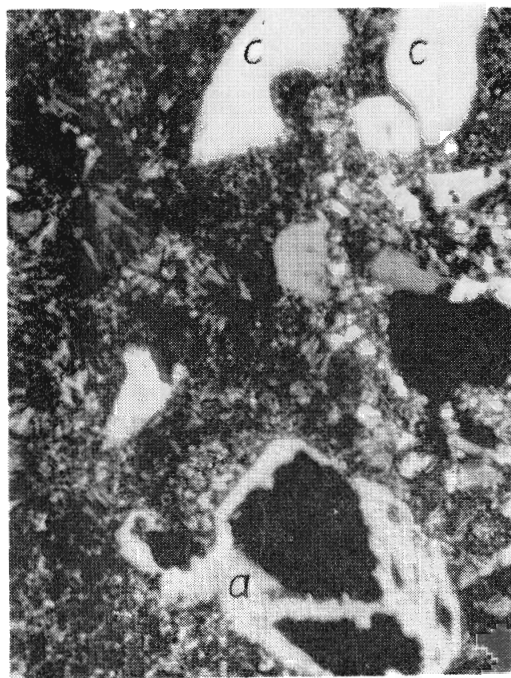


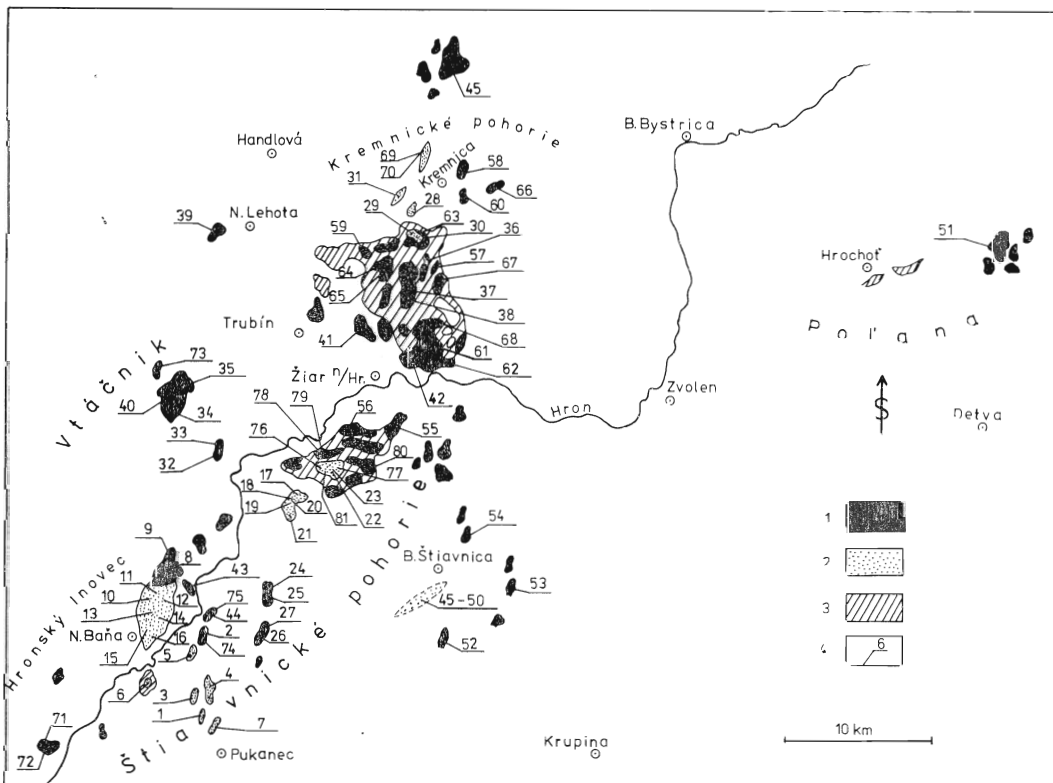
Foto 1. Adularizovaný ryolit. a — kostrovitý vývoj aduláru v pseudomorfóze po plagioklase, b — čiastočne premenená základná hmota s reliktní po pôvodnej vitrofyricko-sferolitickej štruktúre, c — magmatický korodovaný kremeň. Zväčš. 100×, nikoly +

Photo 1. Adularized rhyolite. a — skeletal development of adular pseudomorphosing plagioclase, b — partly altered groundmass with relicts after the original vitrophyric-spherulitic texture, c — corroded quartz. Crossed nicols, magn. $\times 100$

Pri draselnej metasomatóze v ryolitoch intenzívne migrovali chemické prvky. Najmarkantnejšie sa migrácia prejavila pri alkáliách (tab. 1). Na celkové hodnotenie ryolitov sme použili vzťahy kremíka k alkáliám ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), vzťah kremíka k sodíku a draslíku samostatne, ako aj pomer alkálií. Vzťah kremíka k alkáliám je vyjadrený na obr. 2 s vyneseními ryolitmi a nepremenými andezitmi zo stredného Slovenska. Z porovnania vidieť, že andezity majú v obsahu alkálií užšie rozpätie ako ryolity. V poli, v ktorom sú rozmiestnené ryolity, vidieť, že sa nepremené ryolity hromadia v spod-

nej časti, kým ryolity postihnuté draselnou metasomatózou prevažne vo vrchnej časti tohto ryolitového poľa. Ak ryolity postihla draselná metasomatóza v malej intenzite, pokrývajú sa nepremené ryolity s premenenými. Najčastejšie je to v prípadoch, keď uplatnenia sa draselnej metasomatózy možno pozorovať pod mikroskopom, ale jej intenzita je taká malá, že v obsahu alkálií v celkovej hornine nenastali podstatné zmeny.

Výraznejšie sa od seba oddeľujú nepremené ryolity od ryolitov postihnutých draselnou metasomatózou vo vzťahu kremíka k draslíku (obr. 3).



Obr. 1. Schéma rozmiestnenia ryolitov v oblasti stredného Slovenska. 1 — čerstvé ryolity, 2 — hydrotermálne premenené (adularizované ryolity, 3 — vulkanoklastiká ryolitov (tufy, tufity), 4 — miesta odboru vzoriek

Fig. 1. Distribution of rhyolite rocks in Middle Slovakia. 1 — unaltered rhyolite, 2 — rhyolite hydrothermally altered (adularized), 3 — rhyolite volcanoclastics (tuff, tuffite), 4 — sample site

Použité hodnoty chemických analýz
Applied values from chemical analyses

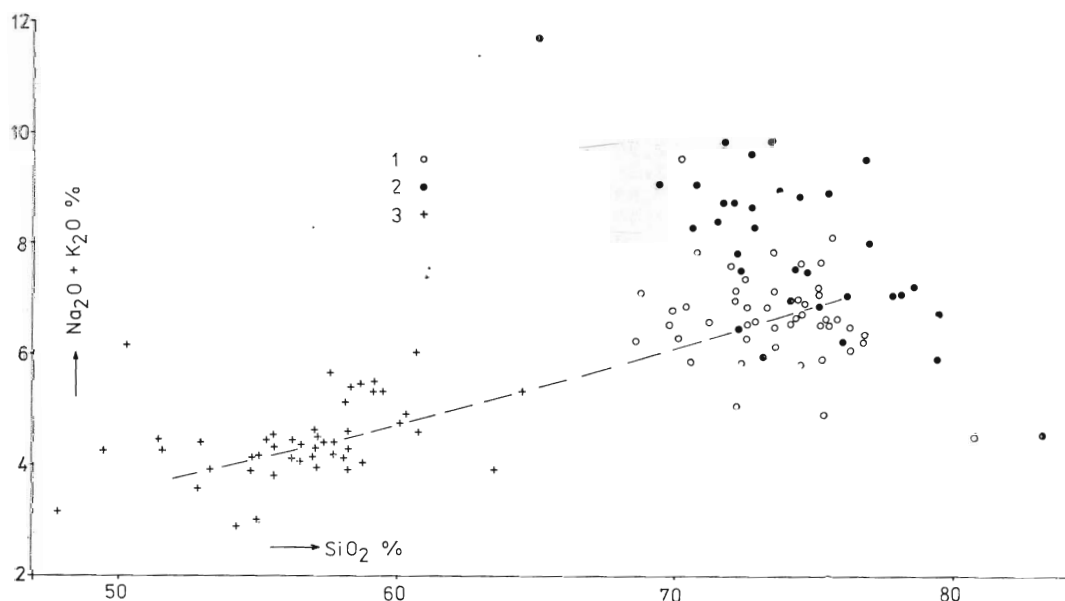
Tab. 1

Číslo	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O
1	69,55	0,22	8,83	9,05	0,024
2	74,74	2,02	4,69	6,71	0,43
3	76,08	1,57	4,62	6,19	0,33
4	73,20	1,41	4,99	6,40	0,28
5	73,84	0,78	8,15	8,93	0,09
6	65,08	0,22	11,47	11,69	0,019
7	78,75	0,18	7,04	7,22	0,025
8	75,29	2,98	4,62	7,60	0,64
9	75,94	2,93	3,70	6,33	0,79
10	72,85	1,40	7,25	8,65	0,19
11	74,49	1,00	7,84	8,84	0,12
12	70,71	1,60	6,66	8,26	0,24
13	72,12	1,13	7,59	8,72	0,14
14	71,61	2,24	6,13	8,37	0,36
15	72,43	2,45	5,08	7,53	0,48
16	70,84	0,48	8,56	9,04	0,056
17	72,87	0,72	8,85	9,57	0,081
18	76,91	0,23	9,01	9,24	0,025
19	66,58	1,13	11,75	12,88	0,096
20	75,57	0,24	8,75	8,99	0,027
21	79,49	0,16	6,55	6,71	0,024
22	72,18	0,90	6,98	7,88	0,12
23	73,48	0,95	8,88	9,83	0,10
24	70,70	2,52	3,33	5,85	0,75
25	70,10	3,31	2,95	6,26	1,12
26	72,57	2,52	3,97	6,49	0,63
27	73,32	2,94	3,88	6,82	0,75
28	70,23	0,10	9,39	9,49	0,010
29	82,15	0,32	4,23	4,55	0,075
30	78,18	1,14	5,95	7,09	0,19
31	79,64	1,66	4,17	5,83	0,39
32	75,42	2,13	4,53	6,66	0,47
33	74,45	2,37	4,62	6,99	0,51
34	75,14	2,70	4,52	7,22	0,59
35	72,55	2,88	4,45	7,33	0,64
36	75,10	2,51	4,62	7,13	0,54
37	74,76	1,77	5,14	6,91	0,34
38	76,26	1,89	4,59	6,48	0,41
39	72,28	2,40	4,54	6,94	0,52
40	72,63	2,45	3,80	6,25	0,64
41	73,63	3,00	4,12	7,12	0,72
42	73,84	2,12	4,00	6,12	0,53
43	71,17	2,70	3,88	6,58	0,69
44	74,40	2,65	3,19	5,84	0,83
45	74,52	2,50	4,20	6,70	0,59
46	74,44	0,26	6,72	6,98	0,038
47	74,40	0,22	7,32	7,54	0,030
48	76,27	0,18	6,88	7,06	0,026
49	75,20	0,40	6,40	6,80	0,062
50	74,80	0,66	6,80	7,46	0,097
51	70,46	3,90	2,96	6,86	1,31
52	75,70	4,00	4,10	8,10	0,97
53	72,26	2,52	2,51	5,03	1,00
54	76,29	2,50	3,57	6,07	0,70
55	76,85	1,68	4,68	6,36	0,35
56	72,88	2,50	4,04	6,54	0,61
57	68,70	2,75	3,45	6,20	0,79
58	69,89	2,70	3,80	6,50	0,71
59	70,00	2,75	4,00	6,75	0,68
60	75,33	3,00	4,60	7,60	0,65
61	72,56	2,76	4,85	7,61	0,56
62	74,35	3,01	4,66	7,67	0,64
63	75,40	1,40	3,47	4,87	0,40
64	73,85	2,50	3,96	4,46	0,63

65	80,93	1,47	2,96	4,44	0,47
66	74,56	2,50	3,30	5,80	0,75
67	72,44	2,20	3,60	5,80	0,61
68	76,13	1,20	5,58	6,78	0,21
69	78,02	0,25	6,80	7,05	0,036
70	77,02	0,25	7,75	8,00	0,032
71	76,20	2,60	4,50	7,10	0,57
72	73,63	3,66	4,20	7,86	0,87
73	74,25	2,45	4,05	6,50	0,60
74	76,97	2,60	3,74	6,34	0,69
75	75,58	2,44	4,06	6,50	0,60
76	72,99	0,62	7,64	8,26	0,08
77	71,88	1,20	8,64	9,84	0,13
78	70,86	3,05	4,80	7,85	0,63
79	68,84	2,36	4,74	7,10	0,49
80	72,65	2,47	4,35	6,82	0,56
81	71,96			8,70	
82	59,26	3,20	2,30	5,50	1,39
83	56,23	2,10	2,00	4,10	1,05
84	57,07	2,40	1,54	3,94	1,55
85	63,68	2,52	1,45	3,97	1,73
86	60,88	2,62	2,06	4,68	1,27
87	57,22	2,62	1,90	4,52	1,37
88	64,62	3,24	2,08	5,32	1,55
89	58,34	2,64	1,64	4,28	1,60
90	53,06	2,64	1,80	4,44	1,80
91	55,10	2,72	1,44	4,16	1,88
92	55,65	2,60	1,68	4,28	1,54
93	58,80	2,50	1,54	4,04	1,62
94	57,14	2,76	1,92	4,68	1,43
95	57,14	2,48	1,89	4,37	1,31
96	58,31	2,46	1,48	3,94	1,66
97	59,56	3,02	2,32	5,34	1,30
98	56,35	2,52	1,58	4,10	1,59
99	52,98	2,42	1,14	3,56	2,12
100	55,08	1,80	1,21	3,01	1,48
101	55,60	2,76	1,80	4,56	1,53
102	54,86	2,24	1,66	3,90	1,34
103	58,21	2,76	2,34	5,10	1,17
104	53,37	2,30	1,68	3,98	1,36
105	54,98	2,28	1,88	4,16	1,21
106	60,28	2,52	2,20	4,72	1,14
107	57,68	2,80	2,80	5,60	1,00
108	55,32	2,50	1,94	4,44	1,28
109	54,24	1,78	1,14	2,92	1,56
110	57,04	2,58	1,54	4,12	1,67
111	58,19	2,96	1,37	4,33	2,16
112	60,39	3,00	1,88	4,88	1,56
113	57,88	2,40	1,80	4,20	1,33
114	56,66	2,48	1,88	4,36	1,31
115	57,16	2,70	1,75	4,45	1,54
116	55,66	2,50	1,30	3,80	1,92
117	60,88	3,45	2,60	6,05	1,32
118	56,29	2,62	1,84	4,46	1,42
119	58,38	2,68	1,89	4,57	1,41
120	59,38	3,20	2,20	5,40	1,45
121	57,34	2,48	1,96	4,44	1,26
122	58,47	2,76	2,70	5,46	1,02
123	58,85	3,06	2,42	5,48	1,26
124	51,46	2,84	1,60	4,44	1,77
125	50,30	4,35	1,86	6,21	2,33
126	49,51	2,92	1,32	4,24	2,21
127	51,61	2,05	2,23	4,28	0,91
128	47,89	2,35	0,80	3,15	2,94

Tab. 1. — 1 — adularizovaný ryolit, severne od Pukanca, severozápadne od Tatiara, pri kóte 663,3, 2 — ryolit, Rudno nad Hronom, Rudziansky potok, juhovýchodne od kóty 416,1, 3 — adularizovaný ryolit, severne od Pukanca, hrebeň severne od kóty Tatiar, 4 — adularizovaný ryolit, Rudno nad Hronom, Koží chrbát, severovýchodne od kóty 656,2, 5 — adularizovaný ryolit, Rudno nad Hronom, Husárovo, 6 — adularizovaný ryolit, Brehy, južne od obce, kóta 437,1, 7 — adularizovaný ryolit, severne od Pukanca, 8 — ryolit, Nová Baňa, kóta 670,3, južne od kóty Drienčie, 9 — ryolit, Nová Baňa, kóta Drienčie (710,7), 10 — adularizovaný ryolit, Nová Baňa, lom na západnom úpätí masívu Hája, 11 — adularizovaný ryolit, Nová Baňa, hrebeň Hája, severne od kóty 712,4, vrstevnica 620, 12 — adularizovaný ryolit, Nová Baňa, hrebeň masívu Hája, kóta 712,4, 13 — adularizovaný ryolit, Nová Baňa, lom na hrebeni Hája pri kóte 619,2, 14 — adularizovaný ryolit, Nová Baňa, lom južne od kóty 457,5, 16 — adularizovaný ryolit, Nová Baňa, hrebeň južne od kóty Hája, vrstevnica 350, 17 — adularizovaný ryolit, Vyhne, severovýchodne od kóty Ka-

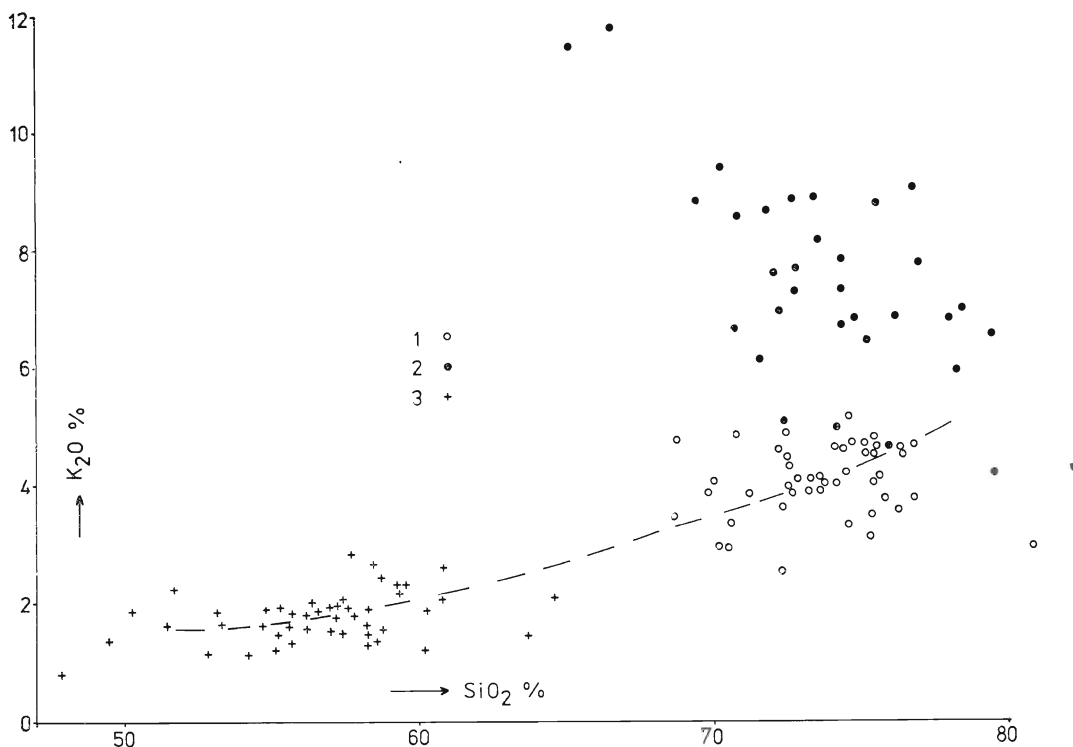
menná (494,9), 18 — adularizovaný ryolit, Vyhne, Kamenná, kóta 494,9, 19 — adularizovaný ryolit, Vyhne, kóta 422,2, 20 — adularizovaný ryolit, Vyhne, južne od kóty 422,2, bralá nad štátnou cestou, 21 — adularizovaný ryolit, Vyhne, severný svah vrchu Amália, 22 — adularizovaný ryolit, južne od Hliníka nad Hronom, lom, spodná etáž, 23 — adularizovaný ryolit, južne od Hliníka nad Hronom, lom — vrchná etáž, 24 — ryolit, Hodruša, južne od Kyslej, kóta 426,5, 25 — ryolit, Hodruša, južne od Kyslej, južne od kóty 426,5, 26 — ryolit, dolina Suchá voznička, juhovýchodne od kóty 787,5, 27 — ryolit, dolina Suchá voznička, východne od kóty 682,6, 28 — adularizovaný ryolit, juhovýchodne od Lúčok, pri kóte 689,7, 29 — slabo adularizovaný ryolit, južne od Kremnice, Čertov vrch, západne od kóty 747,4, 30 — adularizovaný ryolit, južne od Kremnice, Čertov vrch, kóta 582, 31 — slabo adularizovaný ryolit južne od Lúčok, 32 — ryolit, severne od Bzenice, dolina Neboj sa, vrstevnica 420, 33 — ryolit, severne od Bzenice, dolina Neboj sa, vrstevnica 475, 34 — ryolit, Ostrý grúň, Jasenov vrch (583,1), 35 — ryolit, Pokútska dolina, Tisovo bralo, severný



Obr. 2. Diagram závislosti množstva alkálii ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) od množstva SiO_2 . 1 — čerstvé ryolity, 2 — hydrotermálne premenené (adularizované) ryolity, 3 — čerstvé andezity
Fig. 2. Diagrammatic plot of the alkali/silica ratio. 1 — rhyolite unaltered, 2 — rhyolite hydrothermally altered (adularized), 3 — andesite unaltered

svah, 36 — ryolit západne od Bartošovej Lehôtky, kóta Háj, 37 — ryolit, juhozápadne od Bartošovej Lehôtky, 38 — ryolit, severne od Starej Kremničky, 39 — ryolit, západne od Novej Lehoty, juhozápadne od Handlovej, 40 — ryolit, Pokútsky potok, severne od Hrabičova, 41 — ryolit, východne od Trubína, 42 — ryolit, juhozápadne od Starej Kremničky, 43 — ryolit, Voznická skala, zárez štátnej cesty, 44 — ryolit, Rudno nad Hronom, východný okraj obce, 45 — ryolit, severne od Turčoka, 46—48 — adularizovaný ryolit, Banská Štiavnica, 12. obzor, 49—50 — adularizovaný ryolit, Banská Štiavnica, 5. hlbkový obzor šachty Emil, 51 — ryolit, Poľana, centrálna časť, 52 — ryolit, severovýchodne od Ilije, 53 — ryolit, severne od Banského Studenca, 54 — ryolit, severne od Banskej Belej, 55 — ryolit, južne od Žiaru nad Hronom, 56 — ryolit, Sokolia skala, juhozápadne od Žiaru nad Hronom, 57 — ryolit, severovýchodne od Bartošovej Lehôtky, 58 — ryolit, severozápadne od Krahúľ, 59 — ryolit, severozápadne od Slaskej, 60 — ryolit, juhovýchodne od Kremnice, 61 — ryolitový smolok, Stará Kremnička, zárez železnice, 62 — ryolit,

Stará Kremnička, zárez železnice, 63 — ryolit, západne od Hornej Vsi, 64 — ryolit, južne od Kopernice, 65 — ryolit, južne od Kopernice, Dolná Klapa, 66 — ryolit, juhozápadne od Krahúľ, 67 — ryolit, juhozápadne od Bartošovej Lehôtky, 68 — ryolit, južne od Bartošovej Lehôtky, 69 — adularizovaný ryolit, južne od Kremnických Baní, 70 — adularizovaný ryolit, južne od Kremnických Baní, 71 — ryolit, severne od Hronského Beňadika, 72 — ryolit, Hronský Beňadik, severne od kóty 430, 73 — ryolit, severovýchodne od Klaku, 74 — ryolitový perlit, Rudno nad Hronom, 75 — ryolit, Rudno nad Hronom, Čerešňový kopec, 76 — adularizovaný ryolit, južne od Hliníka nad Hronom, Panská hora, 77 — adularizovaný ryolit, južne od Hliníka nad Hronom, Panská hora, 78 — ryolitový perlit, južne od Hliníka nad Hronom, Szabova skala, 79 — ryolit, južne od Hliníka nad Hronom, Szabova skala, 80 — ryolit, Pustý hrad, juhozápadne od Sklených Teplic, 81 — ryolit, starý kameňolom juhovýchodne od Panskej hory, južne od Hliníka nad Hronom, 82 — pyroxenický andezit, Machulince, lom, 83 — pyroxenický andezit, Stará Huta pri



Obr. 3. Diagram závislosti množstva K₂O od množstva SiO₂, 1 — čerstvé ryolity, 2 — hydrotermálne premenené (adularizované) ryolity, 3 — čerstvé andezity

Fig. 3. Correlation plot of the K₂O silica ratio. 1 — rhyolite unaltered, 2 — rhyolite hydrothermally altered (adularized), 3 — andesite unaltered

Novej Bani, lom, 84 — pyroxenický andezit, Ladzany — Žemberovce, lom pri štátnej ceste, 85 — pyroxenický andezit, Ladzany — Žemberovce, lom pri štátnej ceste, 86 — pyroxenický andezit, Bohunice, severný okraj obce, 87 — pyroxenický andezit, Uhliská, lom južne od obce, 88 — pyroxenický andezit, Bzenica, juhozápadne od obce, 89 — pyroxenický andezit, Hronská Dúbrava, lom západne od železničnej stanice, 90 — pyroxenický andezit južne od Sklených Teplíc, lom, 91 — pyroxenický andezit, Krnišov, 92 — pyroxenický andezit južne od Sitna, 93 — pyroxenický andezit, lom Tepličky, severne od Hontianskych Nemiec, 94 — pyroxenický andezit, Šášovské Podhradie, 95 — pyroxenický andezit, lom Hanišberg, severne od Krupiny, 96 — pyroxenický andezit, Kľak, severne od obce, 97 — pyroxenický andezit, Prochoť, severný okraj obce, 98 — amfibolicko-pyroxenický andezit, Prochoť, severný okraj obce, 99 — pyroxenický andezit, Nová Lehota, južne od Handlo-

vej, 100 — pyroxenický andezit, východný okraj Kremnice, 101 — pyroxenický andezit, severný okraj Kremnice, 102 — pyroxenický andezit, Turčok, západne od železničnej stanice, 103 — pyroxenický andezit, lom vo Viglaši, 104 — pyroxenický andezit, severne od Detvy, 105 — pyroxenický andezit, južne od Detvy, pri štátnej ceste, 106 — pyroxenický andezit, severne od Madačky, juhozápadne od Pokriváňa, 107 — amfibolicko-pyroxenický andezit, juhovýchodne od Pliešoviec, 108 — amfibolicko-pyroxenický andezit, juhovýchodne od Pliešoviec, 109 — pyroxenický andezit, lom Ladomer, juhovýchodne od Žiaru nad Hronom, 110 — pyroxenický andezit, Malý Gryc, západne od Handlovej, 111 — amfibolicko-pyroxenický andezit, Prenčov, juhovýchodne od obce, 112 — pyroxenicko-amfibolický andezit, Hradičovo, lom, 113 — pyroxenicko-amfibolický andezit s biotitom, východne od Kremnice, 114 — pyroxenický andezit, východne od Krahúľ, 115 — amfibolický andezit s pyroxénom a granátom, Breziny, lom, 116 — am-

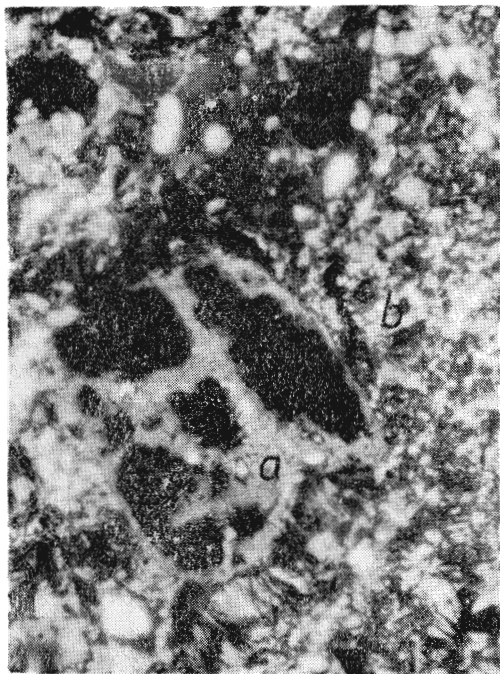


Foto 2. Adularizovaný ryolit. a — kostrovitý vývoj aduláru, b — premenená základná hmota s reliktni po pôvodnej sferolitickej štruktúre. Zväčš. 160×, nikoly +

Photo 2. Adularized rhyolite. a — skeletal adular crystal, b — altered groundmass with relics of original spherulitic texture. Crossed nicols, magn. $\times 160$

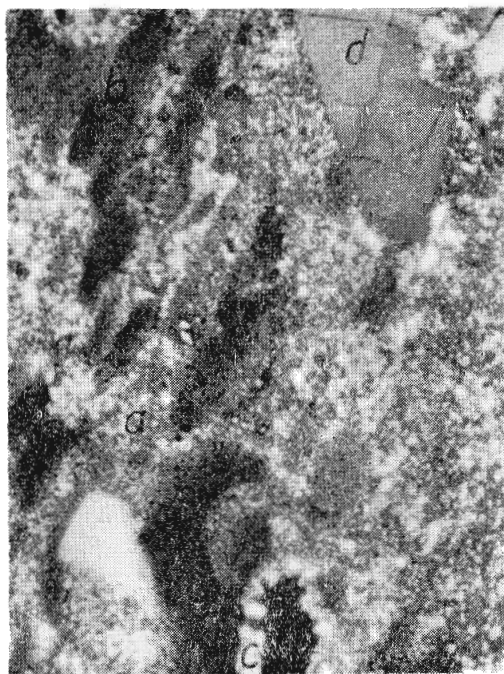


Foto 3. Adularizovaný ryolit. a — čiastočne premenená základná hmota pôvodne vitrofyrickej štruktúry, b — priebeh pôvodných hyalínov, c — zhluky sekundárneho kremeňa na okraji dutinky, d — magmatický korodovaný kremeň. Zväčš. 100×, nikoly +

Photo 3. Adularized rhyolite. a — partly altered groundmass of originally vitrophyric texture, b — the shape of original hyalines, c — secondary quartz clusters along edges of vesicle, d — corroded quartz. Crossed nicols, magn. $\times 100$

fibolický andezit s pyroxénom a granátom, lom Siatoroš, 117 — amfibolicko-pyroxenický andezit, Obyce, lom, 118 — amfibolicko-pyroxenický andezit, Dekýš, na južnom okraji obce, 119 — biotiticko-amfibolický andezit s pyroxénom, juhozápadný svah Sitna, 120 — biotiticko-amfibolický andezit s pyroxénom, Banský Studenec, lom nad dedinou, 121 — biotiticko-amfibolický andezit, hora Trnavá, 122 — biotiticko-amfibolický andezit, Krahujce, 123 — biotiticko-pyroxenicko-amfibolický andezit, východne od Turčoka, 124 — bazaltoidný andezit, Skalka, severovýchodne od Kremnice, 125 — bazaltoidný andezit, Žiar nad Hronom, 126 — bazaltoidný andezit, Piletová — Ostrý vrch, 127 — bazaltoidný andezit, západne od Starej Huty, juhovýchodne od Zvolena.

Silikátové analýzy číslo 1 až 38 boli urobené v laboratóriu Geologického prieskumu Turčianske Teplice, analyzovala Čamajová, Považanová, Kevická, Trubanová.

Analýzy prebraté z prác: 39—45 — Forgáč (1970); 46—50 — Forgáč — Kováčik (1967); 51 — Húsenica (1958); 52—56 — Beležová — Dávidová — Matherný (1963); 57—70 — Fiala (1962); 71—80 — Karolus (1964); 81 — Lexa (1969); 82—128 — Forgáč — Kupčo (1974).

Tab. 1. Summary of rhyolite samples chemical composition. Explanations: 1 — adularized rhyolite, N from Pukanec, NW from Tatlar hill, at levelling point 663.3, 2 — rhyolite, Rudno nad Hronom, Rudziansky potok brook, SE from levelling point 416.1, 3 — adularized rhyolite, N from Pukanec, ridge N of Tatlar hill, 4 — adularized rhyolite, Rudno nad Hronom, Koží chrbát, NE from point 656.2, 5 — adularized rhyolite, Rudno nad Hronom, Husárovo, 6 — adularized rhyolite, Brehy, S from village, point 437.1, 7 — rhyolite, N from Pukanec, 8 — rhyolite, Nová Baňa, point 670.3, 9 — rhyolite, Nová Baňa Drienčie hill, 10 — adularized rhyolite, quarry at

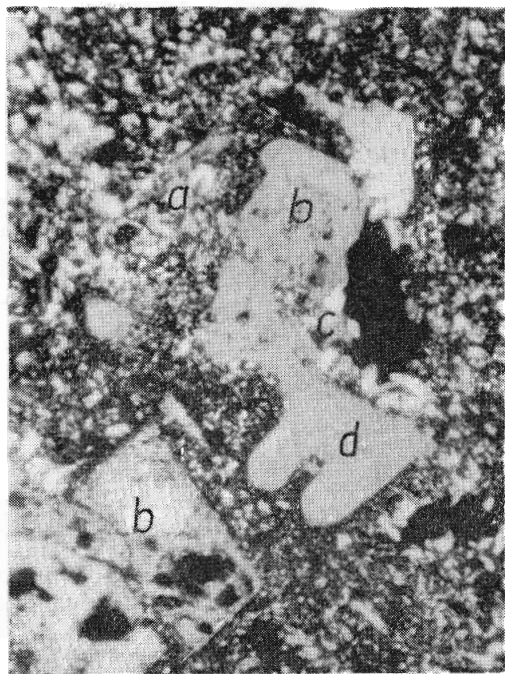


Foto 4. Adularizovaný rhyolit. a — silne premenená základná hmota pôvodne vitrofyrickej štruktúry, b — pseudomorfózy aduláru po plagioklase a sanidíne, c — zhľuky kremeňa na okraji dutiniek, d — magmatický korodovaný kremeň. Zväčš. 100×, nikoly +

Photo 4. Adularized rhyolite. a — strongly altered groundmass of originally vitrophyric texture, b — adular pseudomorphoses after sanidine, c — quartz clusters along vesicule borders, d — corroded quartz. Crossed nicols, magn. $\times 100$

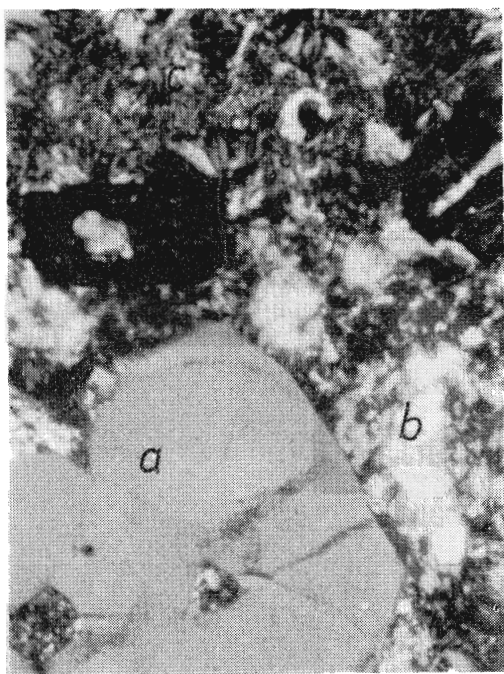


Foto 5. Adularizovaný rhyolit. a — porfyrická výrastlica kremeňa, b — zhľuky sekundárneho kremeňa a adulára, c — čiastočne premenená základná hmota pôvodne vitrofyricko-sferolitovej štruktúry. Zväčš. 100×, nikoly +

Photo 5. Adularized rhyolite. a — quartz phenocryst, b — cluster of secondary quartz and adular, c — partly altered originally vitrophyric to spherulitic groundmass. Crossed nicols, magn. $\times 100$

the W slope of Háj hill, 11 — adularized rhyolite, Nová Baňa, Háj hill ridge, 12 — adularized rhyolite, Nová Baňa, Háj hill ridge, point 712.4, 13 — adularized rhyolite, Nová Baňa quarry at Háj hill ridge, 14 — adularized rhyolite, Nová Baňa, Háj hill southern ridge, 15 — adularized rhyolite, Nová Baňa, quarry S of point 457.5, 16 — adularized rhyolite, Nová Baňa, Háj hill southern ridge, 17 — adularized rhyolite, Vyhne, Kamenná hill NE side, 18 — adularized rhyolite, Vyhne, Kamenná hill, point 494.9, 19 — adularized rhyolite Vyhne, point 422.2, 20 — adularized rhyolite, Vyhne, rock mass above highway, 21 — adularized rhyolite, Vyhne, Amália hill northern slope, 22 — adularized rhyolite, quarry S of Hliník nad Hronom, lower level, 23 — adularized rhyolite, Hliník nad Hronom, quarry, upper level, 24 — rhyolite, Hodruša, S from Kyslá hill, point 426.5, 25 — rhyolite, Hodruša, S from Kyslá hill, 26 — rhyolite, Suchá Voznica valley, SE from point 787.5, 27 — rhyolite, Suchá Voznica valley, E from point 682.6, 28 — adularized rhyolite, SE from Lúčky, point 689.7, 29 — slightly adularized rhyolite, S from Kremnica, Čertov vrch hill, W from point 747.4, 30 — adularized rhyolite, Kremnica, Čertov vrch hill, 31 — slightly adularized rhyolite, S from Lúčky, 32 — rhyolite, N from Bzenica, Neboj sa valley, 33 — rhyolite, N from Bzenica, Neboj sa valley, 34 — rhyolite, Ostrý grúň hill, point Jasenov vrch (583.1), 35 — rhyolite, Pokútska dolina valley, Tisovo cliff, northern slope, 36 — rhyolite, W from Bartošova Lehôtka, Háj hill, 37 — rhyolite, SW from Bartošova Lehôtka, 38 — rhyolite, N from Stará Kremnička, 39 — rhyolite, W from Nová Lehota, SW from Handlová, 40 — rhyolite, Pokútsky potok brook, N from Hrabíčovo, 41 — rhyolite, E from Trubin, 42 — rhyolite, SW from Stará Kremnička, 43 — rhyolite, Voznická skala cliff, highway road-cut, 44 — rhyolite, Rudno nad Hronom, E margin of the village, 45 — rhyolite, N from Tučok, 46—48 — adularized rhyolite, Banská Štiavnica, 12th level, 49—50 — adularized rhyolite, Banská Štiavnica, 5th deep level of the Emil shaft, 51 — rhyolite, Pofana hill, central part, 52 — rhyolite NE from Ilia, 53 — rhyolite, N from Banský Studenec, 54 — rhyolite, N from Banská Belá, 55 — rhyolite, S from Žiar nad Hronom, 56 — rhyolite, Sokolia skala cliff, SW from Žiar nad Hronom, 57 — rhyolite, NE from Bartošova Lehôtka, 58 — rhyolite, NW from Krahule, 59 — rhyolite, NW from Slaská, 60 — rhyolite, SE from Kremnica, 61 — rhyolite pitchstone, Stará Kremnička, railway-cut, 62 — rhyolite, Stará Kremnička, railway-cut, 63 — rhyolite, W from Horná Ves, 64 — rhyolite, S from Kopernica, 65 — rhyolite, S from Kopernica, Dolná Klapa, 66 — rhyolite, SW from Krahule, 67 — rhyolite, SW from Bartošova Lehôtka, 68 — rhyolite S from Bartošova Lehôtka, 69 — adularized

rhyolite, S from Kremnické Bane, 70 — adularized rhyolite, S from Kremnické Bane, 71 — rhyolite, N from Hronský Beňadik, 72 — rhyolite, Hronský Beňadik, N from point 430, 73 — rhyolite, NE from Kľak, 74 — rhyolite perlite, Rudno nad Hronom, 75 — rhyolite, Rudno nad Hronom, Čerešňový kopec hill, 76 — adularized rhyolite, S from Hliník nad Hronom, Panská hora hill, 77 — adularized rhyolite, S from Hliník nad Hronom, Panská hora hill, 78 — rhyolite perlite, S from Hliník nad Hronom, Szabó's cliff, 79 — rhyolite, S from Hliník nad Hronom, Szabó's cliff, 80 — rhyolite, Pustý hrad, SW from Sklené Teplice, 81 — rhyolite, old quarry SE from Panská hora hill, S from Hliník nad Hronom, 82 — pyroxene andesite, Machulince, quarry, 83 — pyroxene andesite, Stará Huta near Nová Baňa, quarry, 84 — pyroxene andesite.

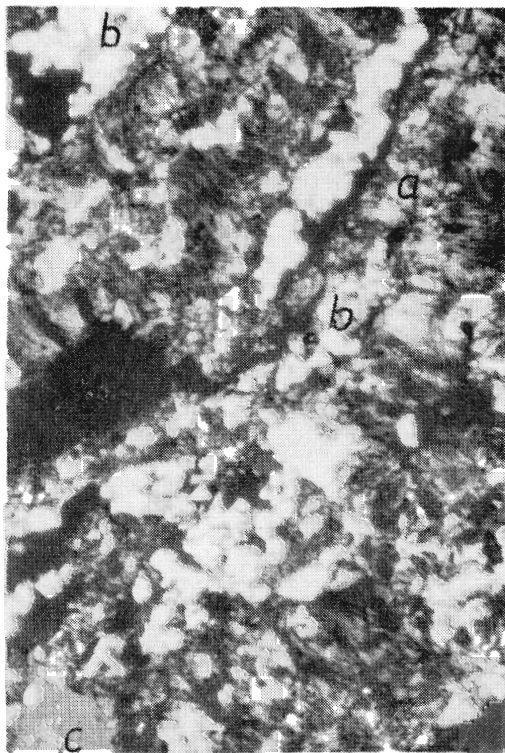


Foto 6. Adularizovaný ryolit. a — silne premenená sférická hmota s reliktmi po pôvodnej sferulitickej štruktúre, b — zhluky sekundárneho kremeňa a aduláru, c — adulár, d — biotit. Zväčš. 160×, nikoly+
Photo 6. Adularized rhyolite. a — intensively altered groundmass with relics of original spherulitic texture, b — secondary quartz clusters with adular, c — adular, d — biotite. Crossed nicols, magn. $\times 160$

Gondovo, N from village, 85 — pyroxene andesite, Ladzany — Žemberovce, quarry near highway, 86 — pyroxene andesite, Uhliská, quarry S from village, 88 — pyroxene andesite, Bzenica, SW from the village, 89 — pyroxene andesite, Hronská Dúbrava, quarry W from railway station, 90 — pyroxene andesite, S from Sklené Teplice, quarry, 91 — pyroxene andesite, Krnišov, 92 — pyroxene andesite, S from Sitno hill, 93 — pyroxene andesite, Tepličky quarry, N from Hontianske Nemce, 94 — pyroxene andesite, Šášovské Podhradie, 95 — pyroxene andesite, Hanišberg quarry, N from Krupina, 96 — pyroxene andesite, N from Klak, 97 — pyroxene andesite with amphibole, Tlmače, quarry, 98 — amphibole-pyroxene andesite, Prochov, northern outskirts of the village, 99 — pyroxene andesite, Nová Lehota, S from Handlová, 100 — pyroxene andesite, eastern outskirts of Kremnica, 101 — pyroxene andesite, northern outskirts of Kremnica, 102 — pyroxene andesite, Turčok, W from railway station, 103 — pyroxene andesite, Víglaš, quarry, 104 — pyroxene andesite, N from Detva, 105 — pyroxene andesite, S from Detva near the highway, 106 — pyroxene andesite, N from Madačka, SW from Podkriváň, 107 — amphibole-pyroxene andesite, E from Stará Huta, SE from Zvolen, 108 — amphibole-pyroxene andesite, SE from Pliešovce, 109 — pyroxene andesite, Ladomer quarry, SE from Žiar nad Hronom, 110 — pyroxene andesite, Malý Gryc, W from Handlová, 111 — amphibole-pyroxene andesite, SE from Prenčov, 112 — pyroxene amphibole andesite, Hrabíčov, quarry, 113 — pyroxene-amphibole andesite, biotite-bearing, E from Kremnica, 114 — pyroxene andesite, E from Krahule, 115 — amphibole andesite with pyroxene and garnet, Breziny, quarry, 116 — amphibole andesite with pyroxene and garnet, Šiatoroš, quarry, 117 — amphibole-pyroxene andesite, Obyce, quarry, 118 — amphibole-pyroxene andesite, southern outskirts of Dekýš village, 119 — biotite-amphibole andesite with pyroxene, Sitno SW slope, 120 — biotite-amphibole andesite with pyroxene, Banský Studenec, quarry above village, 121 — biotite-amphibole andesite, Trnavá hora hill, 122 — biotite-amphibole andesite, Krahule, 123 — biotite-pyroxene-amphibole andesite, E from Turčok, 124 — basaltoid andesite, Skalka hill, NE from Kremnica, 125 — basaltoid andesite, Žiar nad Hronom, 126 — basaltoid andesite, Piteľová, Ostrý vrch hill, 127 — basaltoid andesite, W from Stará Huta, SE from Zvolen.

Analyses No. 1 — 38 were made at Laboratories of the Geoprieskum, Turčianske Teplice, analysts Čamajová, Považanová, Kevická and Trubanová. Further analyses are from papers by: 39—45 — Forgáč (1970), 46—50 — Forgáč — Kováčik (1967), 51 — Húsenica (1958), 52—56 — Belešová et al. (1963), 57—70

— Fiala (1962), 71—80 — Karolus (1964), 81 — Lexa (1969), 82—128 — Forgáč — Kupčo (1974).

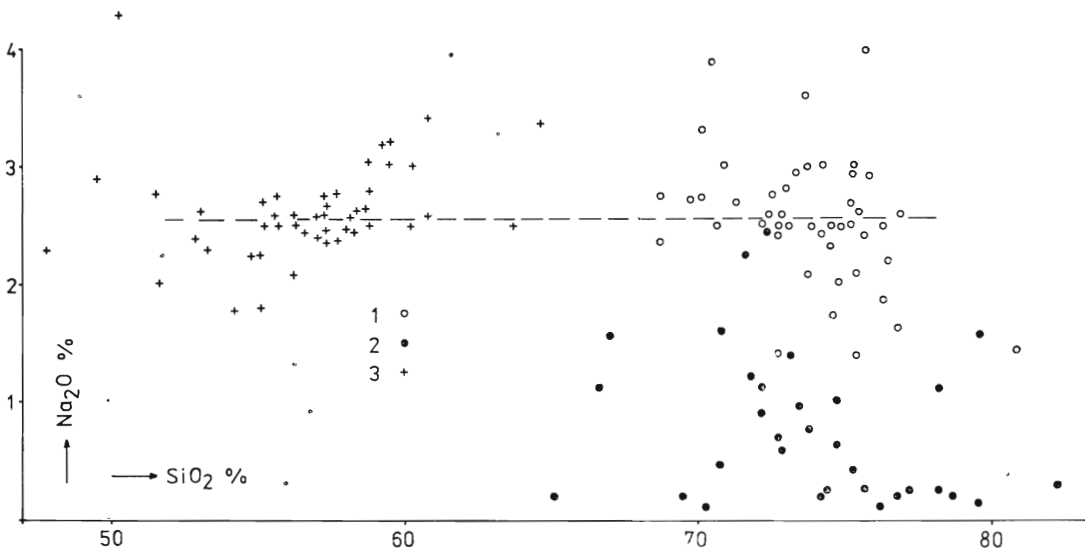
Ryolity sa v procese draselnej metasomatózy obohatili o draslík.

Na obr. 3 sú adularizované ryolity vo vrchnej časti ryolitového poľa a čerstvé ryolity v spodnej časti. Z porovnania šírky rozpätia draslíka v andezitovom poli a v poli čerstvých ryolitov vidieť, že je približne rovnaká, ale pri nepremených ryolitoch je šírka obsahu draslíka vo vyšších koncentráciách. V ryolitoch postihnutých draselnou metasomatózou je šírka rozpätia obsahu draslíka oveľa väčšia (obr. 3). Proces draselnej metasomatózy sa na jednej strane vyznačuje výrazným obohacovaním ryolitov o draslík a na druhej strane výrazným odnosom sodíka. Ochudobňovanie ryolitov o sodík v priebehu draselnej metasomatózy znázorňuje obr. 4, ktorý zároveň ukazuje, že v obsahu sodíka nie sú medzi nepremenými ryolitmi a nepremenými andezitmi markantnejšie rozdiely. V premenených ryolitoch sa obsah sodíka výrazne znižuje, často až na desatiny percenta Na_2O . Rozdiely v obsahu sodíka a draslíka v skúmaných ryolitoch sú v tab. 1. V pomere draslíka a sodíka možno pozorovať (obr. 5), že medzi andezitmi a čerstvými ryolitmi je temer plynulé znižovanie pomeru sodíka k draslíku a v premenených ryolitoch sa tento pomer výrazne znižuje, a preto sú ryolity postihnuté draselnou metasomatózou zoskupené do samostatného poľa.

Z porovnania možno usudzovať, že ryolity v oblasti stredného Slovenska podľa vzťahu kremíka k alkáliám predstavujú diferenciát andezitovej magmy. Medzi tieto ryolity spadajú aj horniny, ktoré sa vyčleňovali ako kremnický typ ryolitov. Veľkú časť ryolitov postihla draselná metasomatóza v priebehu hyd-

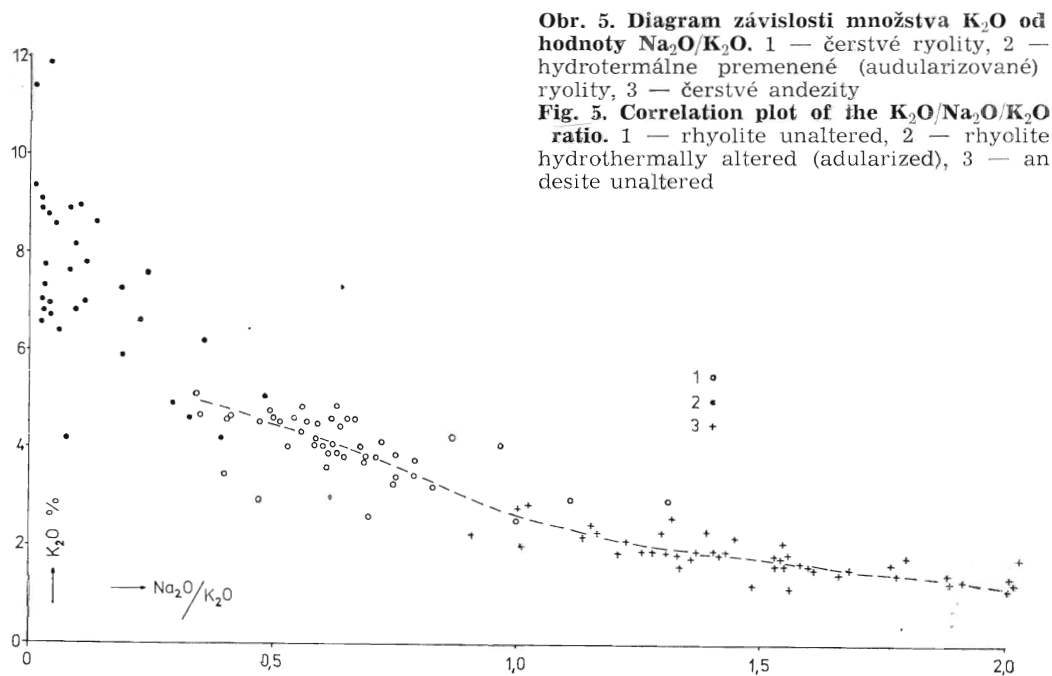
rotermálneho procesu a nie sú čerstvými ryolitmi, ale metasomaticky preme-

nenými. Medzi takéto premenené ryolity patria aj ryolity, ktoré sa v minu-



Obr. 4. Diagram závislosti množstva Na_2O od množstva SiO_2 . 1 — čerstvé ryolity, 2 — hydrotermálne premenené (adularizované) ryolity, 3 — čerstvé andezity

Fig. 4. Correlation plot of the Na_2O /silica ratio. 1 — rhyolite unaltered, 2 — rhyolite hydrothermally altered (adularized), 3 — andesite unaltered



Obr. 5. Diagram závislosti množstva K_2O od hodnoty $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. 1 — čerstvé ryolity, 2 — hydrotermálne premenené (adularizované) ryolity, 3 — čerstvé andezity

Fig. 5. Correlation plot of the $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio. 1 — rhyolite unaltered, 2 — rhyolite hydrothermally altered (adularized), 3 — andesite unaltered

losti vyčleňovali ako samostatný typ hlinických ryolitov.

Rozdelenie ryolitov na hlinický typ, ktorý sa pokladal za diferencát andezitovej magmy, a typ kremnických ryolitov, ktoré sa spájali so samostatnou ryolitovou magmou, sa ukazuje ako neopodstatnené.

Recenzoval J. Lexa

LITERATÚRA

- Böhmer, M. 1961: Relation between Potassium Trachytes Ryolites and Mineralization in the Kremnica Ore — Field. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 60.
- Belešová, O. — Dávidová, Š. — Matherňá, M. 1963: Príspevok k petrografii a geochemii hornín banskoštiavnickej oblasti. *Zbor. Slov. nář. múz.*, 57, s. 11—58.
- Brlay, A. 1963: Správa o geologickom výskume na liste Pukanec. *Spr. geol. výsk. (Bratislava)*.
- Fiala, F. 1952: Alkalické čediče (basanitoidy) od Tekovské Breznice a Brehů u Nové Baně na Slovensku. *Sbor. Ústř. úst. geol.*, 20.
- Fiala, F. 1957: Geologické a petrografické poměry širšího okolí Kremnice. *Sbor. Ústř. úst. geol.*, 23, s. 233—277.
- Fiala, F. 1962: Chemism of the neogene vol-

- canites of the Kremnické hory. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 25—26, s. 5—78.
- Forgáč, J. — Kováčik, J. 1967: Niekoľko poznámok k otázke ryolitov v centrálnej časti banskoštiavnickeho rudného poľa. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 43, s. 133—140.
- Forgáč, J. 1970: Geochemia ryolitov na Slovensku. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 12, s. 137—192.
- Forgáč, J. — Kupčo, G. 1974: Stopové prvky v neovulkanitoch Slovenska. *Západné Karpaty, sér. mineral., petrogr., geochem., lož.*, 1, s. 137—215.
- Forgáč, J. 1975: Geochemistry of radioactive elements in Ryolites in the west Carpathians. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 26, 2, pp. 309—322.
- Hojstričová, V. 1975: Petrografia neovulkanického komplexu vo vrte GK-13, Nová Baňa. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Húsenica, J. 1958: Príspevok ku geologickej stavbe Poľany. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 49.
- Karolus, K. 1964: Petrografia a petrochemia slovenských neovulkanitov. *Manuskript — Geofond, Bratislava*.
- Lexa, J. 1969: Dva typy ryolitov v oblasti Žiaru nad Hronom. *Mineralia slov.*, 1, č. 3—4, s. 220—226.
- Maleyev, E. F. 1967: Two types of acid volcanism. *Bull. volcanol.*, 30, pp. 153—160.
- Šalát, J. 1953: Geologicko-petrografické pomery v okolí Novej Bane. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Zuberec, J. 1974: Ložiská ílových surovín v Žiarskej kotline. *Manuskript — Geofond Bratislava*.

On the so called two rhyolite types in the Žiarska kotlina basin area (Middle Slovakia)

JOZEF FORGÁČ

Volcanic activity in Neogene time produced huge masses of rhyolite and andesite composition in the Carpathians. Important constituents of this volcanic activity are rhyolites of Sarmatian age.

A view has been expressed recently (cf. Lexa 1969) that two rhyolite types do exist in the Žiarska kotlina basin area (Middle Slovakia) originating from two independent magmatic sources. Accordingly, the first type represented by the Hliník rhyolite originated by differentiation of andesite parent magma whereas the Kremnica rhyolite is derived from an independent rhyolite magma. The affinity of base-metal mineralization in the

Banská Štiavnica region to the second magmatic type has been asserted, too.

Since then several new data, mainly several whole rock chemical analyses covering the whole area in question, allow better knowledge of rhyolites in Middle Slovakia (Forgáč 1970, 1975, Hojstričová 1975). Considerable part of rhyolite bodies suffered potash-metasomatic alteration (fig. 1) by what the primary plagioclase, sanidine and groundmass have been replaced by adular of skeletal development (photo 1, 2). Other secondary minerals are less frequent. The altered groundmass becomes coarser and, in case of intensive alteration, it acquires pattern

of finegrained holocrystalline texture (photo 2, 4, 6).

Several elements migrated during potash-metasomatism in rhyolite. The most pronounced migration concerns alkali contents when increased potash contents are reflected by decreasing amounts of sodium. In the case of slight to medium alteration, the alkali sum remains nearly the same as in unaltered rock (fig. 2). Unaltered rhyolite differs well from altered one by the potash/silica ratio and even according to the sodium/silica ratio (figs. 3, 4). The K_2O content of altered rhyolite is clearly higher achieving partly more than 10 p. c. whereas the Na_2O content decreases to tenths of per cent (tab. 1, figs. 3, 4). Such differences become well expressed by the K_2O/Na_2O ratio as well (fig. 5). According to the alkali/silica ratio, a continuous differentiation trend may be traced between unaltered andesite and unaltered rhyolite samples. Altered rhyolite groups into separate domain on the plots (figs. 3, 4).

According to results it may be concluded that rhyolite types in Middle Slovakia do represent differentiation end members of andesite parent magma including the varieties assigned by Lexa (1969) as independent rhyolite of Kremnica type. Rhyolite suffered potash-metasomatism at places during wide-spreaded hydrothermal activity and such altered rhyolite samples are in fact those assigned by Lexa (1969) as the Hliník rhyolite type.

The division of Middle Slovakian rhyolites into two types originated from two independent parental magmas is therefore unfounded.

Preložil I. Varga

Poznámka recenzenta

J. Forgáč v diskusii o dvoch typoch ryolitov zámerne obíšiel ostatné argumenty, ktoré som uviedol (Lexa, 1969), ako sú rozdiely v petrografii, rozdielny rádiometrický vek, štruktúrna pozícia a pod. Venuje sa iba chemickému zloženiu ryolitov a prisudzuje všetku variabilnosť obsahu K_2O a Na_2O procesom draselnej metasomatózy (adularizácie). Preto ani nepripúšťa existenciu dvoch typov ryolitov, ktoré som vyčlenil. Predpokladá vznik ryolitov s pomerne nízkym obsahom K_2O procesom diferenciácie z andezitovej magmy. Materiál prezentovaný v článku predovšet-

kým dobre dokumentuje zmeny chemického zloženia ryolitov pri procese draselnej metasomatózy (adularizácie), aj keď nie je kvantifikovaný — v práci chýba diagram ukazujúci vzťah medzi modálnym obsahom aduláru a obsahom K_2O .

K týmto uzáverom mám nasledujúce pripomienky:

1. Nízky obsah K_2O v nepremenенých ryolitoch (okolo 4 ‰, pozri obr. 3) vylučuje, aby ryolity mohli byť produktom diferenciácie andezitovej magmy s obsahom K_2O 1,7–2 ‰ pri 56 ‰ SiO_2 . „Diferenciačný“ trend vkrסlený do obr. 3 (a inde) je predstavou autora, ale nie reálnou možnosťou. Obsah SiO_2 frakcionujúcich fáz 45–52 ‰ (amfibol, pyroxény, plagioklas) pri zanedbateľnom obsahu K_2O spôsobuje strmší priebeh diferenciálneho trendu s obsahom K_2O 4,6–6,0 ‰ pri 70–75 percent SiO_2 . Preto uvedené ryolity s výnimkou niektorých v hornej časti poľa treba pokladať za produkt samostatnej magmy, čo podčiarkuje aj ich štruktúrna pozícia, nezávislá od andezitového vulkanizmu — väzba na zlomové zóny smeru S–J regionálneho rozsahu. Okrem toho obdobné zloženie majú aj rozsiahle pokrovy ignimbritov a ryolitových tufov severovýchodného Maďarska a iných oblastí sveta (porovnaj Lexa, 1969), kde sa o ich spojení s andezitovým vulkanizmom ani neuvažuje, lebo vulkanizmus vôbec nie je prítomný, resp. je prítomný v objeme zanedbateľnom v porovnaní s objemom ryolitov.

2. Pri Hliníku n. Hronom bolo identifikované aspoň jedno teleso ryolitu so zvýšeným obsahom K_2O (4,74, resp. 4,80 ‰ K_2O pri 68,84, resp. 70,86 ‰ SiO_2 , analýza 78 a 79, v obr. 3 body na ľavej hornej strane podľa nepremenенých ryolitov) — Szabova skala, pri ktorom nemožno počítať s obohatením K_2O draselnou metasomatózou, lebo ide o čerstvé vulkanické sklo. Pretože sa toto teleso od ostatných ryolitov odlišuje petrografickým zložením, pozíciou, a najmä vekom (rádiometrické datovanie indikuje rozdiel 3–5 mil. rokov, porovnaj Lexa, 1969, Repčok, 1976, 1978), uvažoval som v tomto prípade o genetickej väzbe k diferencovanému magmatickému rozervoáru štiavnického vulkanického aparátu, v ktorého kaldere toto teleso vystupuje. Obdobné petrografické zloženia a vek vykazuje aj ryolitové teleso Panská hora južnejšie, ale jeho genézu pre uplatnenie sa procesov draselnej metasomatózy nemožno na základe obsahu K_2O posudzovať.

Záverom konštatujem, že zatiaľ čo J. Forgáč pekne demonštroval vplyv adularizácie na chemické zloženie ryolitov, prezentovaným materiálom nevyvrátil názor o existencii dvoch typov ryolitov (Lexa, 1969) a nedoložil vznik na K_2O chudobných ryolitov diferenciáciou andezitovej magmy. Ale sám si pritom uvádzam, že moje náhľady bude treba ešte exaktnejšie doložiť.

Jaroslav Lexa

Elektrické charakteristiky rudných minerálov

VOJTECH GAJDOŠ* ONDREJ ĎURŽA**

* Katedra aplikovanej geofyziky PFUK, Moskovská 1, 801 00 Bratislava

** Katedra geochemie PFUK, Paulínyho-Tótha 1, 801 00 Bratislava

(4 obr. v texte)

Doručené 1. 11. 1979

Электрические свойства рудных минералов

Приводится схема оборудования и метод измерения удельного электрического сопротивления (ρ), коэффициент напряжения (D) и коэффициент термоэлектродвижущей силы (α) в шлифах образцов пород с рудными минералами. Приведены результаты разных измерений на образцах тетраэдрита, халькопирита и пирита разных месторождений. Изучена и корреляция между величинами измеряемых электрических параметров и содержанием некоторых элементов в измеряемых образцах.

Electrical characteristics of ore minerals

The paper describes a device and methodics for measurements of the specific electrical resistivity (ρ), rectification coefficient (D) and of differential thermoelectrical strain (α) on polished sections of rocks with ore minerals. Results of testing measurements on tetraedrite, chalcopyrite and pyrite from different localities are given. Correlations between single electrical properties and contents of some elements in ore samples are stated.

V ostatných rokoch vyšlo viacero prác venovaných použitiu elektrických vlastností rudných minerálov na riešenie niektorých otázok genézy a vyhľadávanie ložísk nerastných surovín (G. V. Vojtkevič et al. 1965, N. N. Mozgova 1966, T. Suzuki 1970, V. I. Krasnikov et al. 1975, A. D. Titarenko — V. G. Micheev 1976, V. N. Konev 1979). Meranie rozličných elektrických charakteristik, napr. *MEO*, *KU* a *DTEN*, dáva možnosť získať zaujímavé fyzikálne po-

znatky na lepšie poznanie podmienok tvorby rudných minerálov.

Teoretický úvod

Elektrické parametre, ktoré v tomto článku opisujeme, sú úzko späté s elektrickými vlastnosťami pevných látok a charakterizuje ich schopnosť prenášať elektrický náboj (*MEO*, *KU*) a schopnosť látok transformovať prijatú tepel-

nú energiu na elektrickú energiu (*DTEN*).

Merný elektrický odpor je vlastne prevrátenou hodnotou elektrickej vodivosti. Pri pevných látkach je vodivosť, t. j. schopnosť prenášať elektrický náboj, daná množstvom voľných elektrických nábojov. Elektrické náboje sú reprezentované elektrónmi (záporné náboje) alebo voľnými miestami (dierami) po elektrónoch (kladné náboje). Ak látka nemá voľné náboje, je izolátorom, ak ich má dostatok, je vodičom. Pri podmienenom výskyte alebo obmedzenom počte voľných nábojov ide o polovodič. Ak vodivosť polovodiča realizujú elektróny, je to typ *n* (donor), a ak sa realizuje dierami, ide o typ *p* (akceptor). Ak sa v jednej látke strieda polovodičová oblasť typu *p* s polovodičovou oblasťou typu *n* a ak na takúto látku naložíme zdroj jednosmerného napätia tak, že na *p*-oblasť priložíme záporný pól a na *n*-oblasť kladný pól, látka bude vykazovať vysoký odpor a pri opačnej polarite zapojenia nízky odpor. Normalizovaný pomer týchto odporov udáva koeficient usmernenia (pozri vzťah 2).

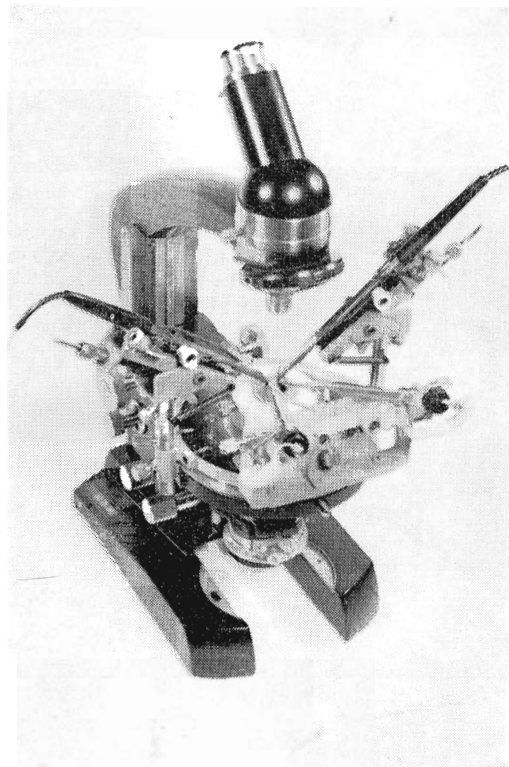
Termoelektrické napätie. Ak nejaký kryštál (vodič alebo polovodič) nerovnomerne zahrievame, v dôsledku väčšieho príkonu tepelnej energie na teplejších miestach vzniká prebytok voľných elektrónov voči chladnejším miestam. Potenciálny rozdiel, ktorý takto medzi nimi vzniká, sa nazýva termoelektrické napätie.

Meracie zariadenie

V poslednom období sme sa na našom pracovisku zaoberali zavedením merania *MEO*, *KU* a *DTEN* na nábrusoch rudných minerálov. Návrh meracieho zariadenia vychádzal zo známych princípov (G. I. Kňazev — V. K. Kudela 1970, S. N. Stecenko — V. K. Ku-

deľa 1974) a riešil sa na aplikáciu na rudný mikroskop RU 2 (obr. 1).

Základ zariadenia (obr. 2) tvoria dva držiaky, z ktorých jeden nesie dve nastaviteľné elektródy na meranie rozdielu elektrického napätia ΔU , druhý nesie dve elektródy slúžiace na vytvorenie tepelného poľa alebo elektrického poľa v meranej vzorke. Elektródy sa na povrch nábrusu fixujú stavacími skrutkami, čo sa kontroluje mikroskopom. Zariadenie skonštruoval V. Kiss.

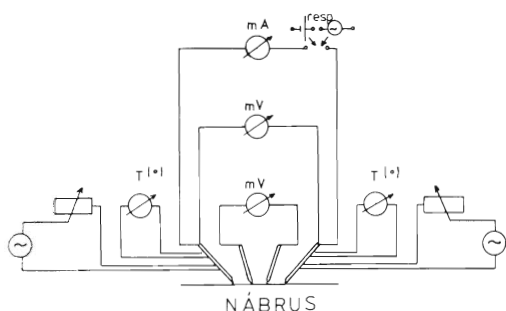


Obr. 1. Zariadenie na meranie elektrických vlastností rudných minerálov

Fig. 1. Equipment for the measuring of electrical properties in metallic minerals

Použité symboly

MEO — merný elektrický odpor, ρ — označenie *MEO*, Ωm — jednotka pre meranie *MEO*, *KU* — koeficient usmernenia (bezrozmerný parameter), *D* — označenie *KU*, *DTEN* — diferenciálne termoelektrické napätie, α — označenie *DTEN*.



Obr. 2. Schéma meracieho zariadenia
Fig. 2. Schematic electric circuit diagram of the measuring equipment

Meranie MEO. Na uvedenom zariadení sme skúšali dvojelektrodovú a štvorelektrodovú metódu merania MEO minerálov. Z nich sme najväčšiu relatívnu presnosť (10 %) dosiahli štvorelektrodovou metódou pri jednosmernom sytení (obr. 3). Pri tejto metóde sa merný elektrický odpor počíta pomocou vzťahu

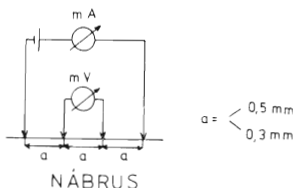
$$\rho = k \cdot \Delta U / I \quad [1]$$

kde ΔU — rozdiel potenciálov, I — intenzita prúdu, k — geometrický koeficient, ktorý závisí od tvaru, rozmerov a vzájomného rozloženia elektrod, rozmerov a tvaru skúmaného minerálu a rozloženia elektrod v skúmanom mineráli. Vzdialenosť elektrod pri meraní bola 0,5, resp. 0,3 mm.

Meranie KU. Tento parameter je definovaný vzťahom

$$D = |R_1 - R_2| / R_1 \quad [2]$$

kde $R_1 < R_2$. Odpor R_1 a R_2 získame tak,



Obr. 3. Elektrická schéma merania merného elektrického odporu

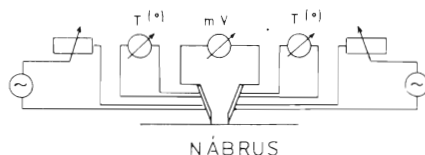
Fig. 3. Schematic electrical circuit for electric resistance measurements

že pri jednom priložení elektrod na nábrus zmeriame dve hodnoty napätia: ΔU_1 pri toku elektrického prúdu (I) od prvej elektrody k druhej a ΔU_2 pri toku elektrického prúdu (I) od druhej elektrody k prvej (počiatočné určenie poradia elektrod je ľubovoľné).

Meranie DTEN. Meranie DTEN (obr. 4) spočíva v určovaní veľkosti napätia vznikajúceho pohybom elektrónov v meranej vzorke v dôsledku vytvoreného tepelného gradientu. Tepelný gradient sa vytvára pomocou dvoch separátne ohrievaných elektrod. Týmito elektrodami meriame aj vzniknuté DTEN. Teplota povrchu vzorky v miestach, kde sa meralo napätie, sa meria pomocou medno-konštantánových termočlánkov. Merania DTEN boli urobené pri konštantnom tepelnom gradiente 40—45 °C (pri $T_1 = 80$ —85 °C a $T_2 = 35$ —40 °C), konštantnej vzdialenosti medzi koncami elektrod (0,5 mm) a konštantnom tlaku elektrod na povrch nábrusu. DTEN vzorky je daný vzťahom

$$\alpha = E_0 / \Delta T \quad [3]$$

kde E_0 — namerané napätie na vzorke, ΔT — rozdiel teplôt medzi meranými bodmi na vzorke.



Obr. 4. Elektrická schéma merania DTEN
Fig. 4. Schematic diagram for thermoelectric power measurements

Praktické merania a výsledky

Pretože ide len o prvú etapu riešenia problematiky, ktorej cieľom bola zostrojiť prístroj a vypracovať metodiku merania, na jej overenie sa spracovali dva menšie súbory vzoriek. Prvý súbor

tvoria vzorky z rozličných ložísk, najmä pyrit (8 vzoriek) a chalkopyrit (5 vzoriek). Na týchto mineráloch sa meral *MEO*, *KU* a *DTEN*. Do druhého súboru boli zaradené rudné minerály z Rudnian: tetraedrit (41 vzoriek), chalkopyrit (32 vzoriek) a pyrit (13 vzoriek). Na vzorkách tohto súboru sa meral *MEO*, *KU* a na tetraedrite aj *DTEN*.

Všetky merania sa uskutočnili na nábrusoch za konštantných podmienok (izbová teplota, tlak elektród, tepelný režim merania *DTEN* a pod.), čo znižuje pravdepodobnosť objavenia sa náhodných chýb. Pozorované odchýlky sa preto môžu interpretovať ako prejavy vnútorných príčin (defekty kryštálovej štruktúry, vplyv prímiesí atď.).

Tetraedrit. Na tomto mineráli sa skúmala závislosť zmeraného *MEO*, *KU* a *DTEN* od percentného zastúpenia rozličných prvkov v jednotlivých vzorkách. Ukázalo sa, že najväčší vplyv na tieto fyzikálne parametre má izomorfný obsah ortuti, železa, bizmutu a medi. Potvrdila sa priama závislosť uvedených elektrických parametrov od obsahu ortuti a bizmutu a nepriama závislosť od obsahu železa a medi. Chemické analýzy sme prevzali z práce I. Rojkoviča (1975).

Merania potvrdili, že merný elektrický odpor tetraedritov kolíše v závislosti od priemerného obsahu železa a ortuti, čo možno dobre sledovať pri skúmaní priestorovej distribúcie najmä vo vertikálnom smere.

Chalkopyrit. Tento minerál je v Rudňanoch najrozšírenejším. Jeho merný elektrický odpor sa pohybuje v intervale od 0,04 do $26,2 \cdot 10^{-2} \Omega\text{m}$. Príčina takého širokého hodnotového intervalu je predmetom ďalšieho skúmania. Priestorové zmeny hodnôt *MEO* nevykazujú nijakú výraznejšiu zákonitosť, ktorá by mohla byť odrazom zonálnosti hydrotermálneho zrudnenia.

Z analyzovaných prvkov na elektrické charakteristiky najviac vplyva obsah prvkov Zn, Co, Ni, Mn, Pb. Chemické analýzy sme prevzali z práce V. Streška (1974) a J. Jarkovského (1977).

Celý prvý súbor vzoriek tvoria *n*-chalkopyrity. Maximálne hodnoty α dosahujú $-600 \mu\text{V}/\text{deg}$, čo je v zhode so závermi G. I. Kňazeva — J. K. Kudeľu (1969), podľa ktorých sú charakteristické hodnoty *DTEN* chalkopyritu od -300 do $-700 \mu\text{V}/\text{deg}$.

Pyrit. Tento minerál je druhým najrozšírenejším minerálom v Rudňanoch. Jeho *MEO* sa pohybuje v intervale od 0,05 do $14,5 \cdot 10^{-2} \Omega\text{m}$. Príčiny takého širokého hodnotového intervalu sú predmetom ďalšieho skúmania. Porovnaním nameraného *MEO* s kvantitatívnymi spektrálnymi analýzami (J. Jarkovský 1977) sme získali údaje o priestorových zmenách *MEO*. Zistili sme, že vo vertikálnom smere možno vo všeobecnosti pozorovať pokles *MEO* pyritu.

I. Rojkovič (1977) rozlišuje štyri generácie pyritu. Vzorky, ktoré sme merali, možno podľa autora rozdeliť do dvoch generácií: sulfidickej periódy typu *a* a rumelkovej. Tieto dve generácie sa prejavujú aj odlišnosťou v *MEO*. Priemerný *MEO* starších pyritov (sulfidickej periódy typu *a*) je $1,67 \cdot 10^{-2} \Omega\text{m}$ a mladších pyritov (rumelkovej periódy) $10,55 \cdot 10^{-2} \Omega\text{m}$.

Pri meraní *DTEN* pyritov sa zistilo, že väčšina má dierovú vodivosť (t. j. prevládajú pyrity typu *p*). Hodnoty *DTEN* pyritov dosahujú $-180 \div +550 \mu\text{V}/\text{deg}$. Aj tento výsledok je v zhode so závermi G. I. Kňazeva — V. K. Kudeľu (1969), ako aj D. V. Averadzeho — V. Z. Jaroševiča (1975), podľa ktorých sú pre pyrity charakteristické hodnoty *DTEN* v hraniciach od $+250$ do $+750 \mu\text{V}/\text{deg}$. Pyrity typu *n* majú nižšie hodnoty *DTEN*, ako aj nižší *MEO*. Na druhej strane pyrity tohto typu vykazujú vyš-

šiu hodnotu usmerňovacieho koeficienta, čo súhlasí so závermi V. G. Prochorova — A. D. Titarenka (1971). Z analyzovaných prvkov na elektrické parametre najviac vplýva obsah Co, Cu, Bi, Ti. Chemické analýzy sme prevzali z práce V. Streška (1974) a J. Jarkovského (1977).

Diskusia

Uvedené merania potvrdili úzku súvislosť medzi obsahom niektorých prvkov (Co, Cu, Fe, Hg a i.) a nameranými hodnotami elektrických parametrov (tab. 3 a 4). Pri ďalšom výskume bude treba podrobnejšie preskúmať vzťah medzi elektrickými parametrami a obsahom prvkov v skúmaných vzorkách (napr. pomer Fe a S v pyritoch). Ďalšie štúdium elektrických vlastností minerálov je účelné orientovať v nasledujúcich smeroch:

1. štúdium zmien elektrických vlastností sulfidov — polovodičov v geneticky rozličných ložiskách;

2. masové štúdium elektrických vlastností minerálov na preskúmaných ložiskách spolu s inými metódami umožňujúcimi zistiť vertikálnu zonálnosť zrudnenia (napr. mriežková konštant, defekty mriežky, tvrdosť, odraznosť, chemické zloženie, izotopové štúdium, paleotermometria a pod.);

3. ďalší rozvoj presnosti a efektívnosti použitých metód.

Štúdium polovodičových vlastností sulfidov na mineralogické ciele je u nás v počiatočnom štádiu, ale aj tak predbežné informácie potvrdzujú, že aj pomocou nich možno vysvetliť niektoré otázky genézy zrudnenia.

LITERATÚRA

- Arevadze, D. V. — Jaroševič, V. Z. 1975: Zakonomernosti izmenenija termoelektričeskich svojstv sulfidov na vertikal'no-zonal'nych kolčedanno-polimetalličeskich mestoroždenijach južnoj Gruzii. *Geol. rud. mestorožd. (Moskva)*, 17, 5, s. 62—72.
- Jarkovský, J. 1977: Štúdium distribúcie prvkov v siderite, baryte, chalkopyrite a pyrite z ložiska Rudňany. *Manuskript — Katedra geochemie PFUK Bratislava*, 190 s.
- Kňazev, G. I. — Kudela, V. K. 1969: Poluprovodnikovye svojstva galenitov i piritov kak kriterij uslovij rudoobrazovaniya. *Kiev, Naukova dumka*, 113 s.
- Konev, V. N. 1979: Termoelektričeskije svojstva sulfidov odnovalentnoj medi. *Izv. Akad. Nauk SSSR Neorg. materijaly*, 15, 3, s. 55—60.
- Krasnikov, V. I. et al. 1975: Nekotoryje voprosy metodiki izučeniya termoelektričeskich svojstv rudnych mineralov i interpretacija rezul'tatov izmerenij. *Sov. Geol. (Moskva)*, 18, 8, s. 107—116.
- Mozgova, N. N. 1966: Ob otrazaťel'noj sposobnosti, mikroverdstosti i termo-eds galenita v svjazi s izomorfnyimi primesami serebra i vizmuta. *Geol. rud. Mestorožd. (Moskva)*, 8, Nr. 3, s. 63—71.
- Prochorov, V. G. — Titarenko, A. D. 1971: Elektroprovodnosť i vyprjamľajuščije svojstva prirodnogo pirita. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč. Ser. 2 (Leningrad)*, 100, 2, s. 163—170.
- Rojkovič, I. 1975: Mineralogicko-geochemický výskum ložiska Rudňany. *Manuskript — GÚ SAV Bratislava*, 12. s.
- Rojkovič, I. 1977: Mineralogicko-geochemické štúdium opaktných minerálov na ložisku Rudňany. *Manuskript — GÚ SAV Bratislava*, 232 s.
- Stecenko, S. N. — Kudela, V. K. 1974: Izučeniya termoelektričeskich svojstv rudnych mineralov pod mikroskopom. *Mineral. Sbor. (Lvov)*, 28, 1, s. 31—39.
- Streško, V. 1974: Analyticko-geochemické štúdium niektorých sírnkových minerálov atómovou spektroskopiou. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 165 s.
- Suzuki, T. 1970: Svjaz meždju nekotoryimi svojstvami piritov i ich obrazovanijem. *Iz: Ontogenetičeskije metody izučeniya mineralov. Moskva, Izd. Nauka*, s. 64—89.
- Titarenko, A. D. — Michejev, V. G. 1976: Vozmožnaja ocenka perspektivnosti rudoprovajlenij po elektrofizičeskim svojstvam pirita. *Geol. i geofiz. (Novosibirsk)*, Nr. 5, s. 55—60.
- Vojtkevič, G. V. et al. 1965: K voprosu o prirode termoelektričeskogo efekta v mineralach. *Dokl. Akad. nauk SSSR (Moskva)*, 162, 1, s. 169—172.

Electrical characteristics of ore minerals

VOJTECH GAJDOŠ — ONDREJ ĎURŽA

For measurements of physical properties of measurements of physical properties of rocks rocks and minerals, the authors designed a device and proposed methodics for the measurement of the thermoelectrical power α (fig. 4), of the specific electrical resistivity ρ (fig. 3) and that of the rectification coefficient D . The device constructed by V. Kiss has been designed so that it is possible to utilize in attachment to the ore microscopy RU 2. The device has been tested by measurements on polished sections of chalcopyrite, pyrite and tetraedrite from Rudňany. Results

revealed reliability and good reproducibility of measured values. Obtained electrical characteristics were correlated with percentual contents of some elements in ores (Hg, Fe, Cu, Zn, Co, Ni, Mn, Pb, Bi and Ti). A close correlation between contents of some elements and the measured electrical parameters has been confirmed. For the further research it is necessary to broaden the ascertained correlations to further elements and so deduce influences of element contents in ores on their electrical parameters.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Výskyty barytu v spodnom triase tríbečskej série

JÁN JAHN

Нахождение барита в нижнем триасе трибечской группы

В нижнем триасе упаковки Трибечских гор встречается барит в двух генетических типах: кварцгидротермальные жилы вместе с лазулитом, цинабаритом, пиритом и гематитом. Второй тип моложе и приурочен к системам трещин и находится вместе с кварцем.

Baryte occurrences in the Lower Triassic of the Tríbeč group

Baryte of two genetic varieties occurs in Lower Triassic rocks of the Tríbeč Mts. The first variety is confined to hydrothermal quartz veins together with lazulite, cinnabar, pyrite and hematite. The second variety is younger and it occurs in fissures together with quartz.

O výskyte barytu v Tríbeči je iba niekoľko údajov. V permských vulkanitoch chočskej jednotky je baryt v mineralogickom množstve známy z viacerých lokalít v severovýchodnej a východnej časti (Kuthan et al. 1963, Vozár, 1976). Baryt v spodnom triase

tríbečskej série je známy z lomu Lupka na SZ od Nitry. Vyskytuje sa spoločne s lazulitom, kremeňom, sericitom a mastencom (Seikanina, 1957).

Pri mineralogickom štúdiu hornín spodného triasu tríbečskej (obalovej) série sa

Stroncianit z antimonitového ložiska Dúbrava

MARTIN CHO VAN*, JOZEF MICHÁLEK**

* Katedra mineralógie a kryštalografie PFUK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava

** Geologický prieskum, 974 01 Banská Bystrica

(3 obr., 1 tab. v texte)

Doručené 21. 9. 1980

Стронцианит сурьмяного месторождения Дубрава

Стронцианит на этом месторождении установлен в парагенезисе с баритом, кальцитом, железистым доломитом, гематитом, магнетитом, пиритом и марказитом. На основании фазового анализа ртг., термического и манометрического анализа речь идёт о стронцианите и кальциостронцианите. Стронцианит низкотемпературный гидротермальный минерал, который образовался в заключении минералогенезиса.

Strontianite from the Dúbrava antimonite deposit (Nízke Tatry Mts., Middle Slovakia)

Strontianite occurs rarely in the Dúbrava antimonite deposit. The mineral has been ascertained in vein paragenesis together with baryte, calcite, Fe-dolomite, siderite and ores (hematite, magnetite, pyrite and marcasite). Results of X-ray phase analysis, thermometric and manometric analytical data confirm that both strontianite and calciostrontianite are concerned. Strontianite is a low-temperature hydrothermal mineral on the deposit originated by the end of minerogenetic processes.

V ostatnom čase sme na antimónovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách zistili výskyt stroncianitu. Stroncianit z tohto ložiska ešte nebol opísaný a v Západných Karpatoch vôbec je veľmi zriedkavý.

Antimónová mineralizácia vytvára mohutný žilník generálneho smeru SSZ—JJV s úklonom na V. Žily sú v granitoidných horninách a v migmatitoch. Žilnú výplň tvorí hlavne kremeň, Fe dolomit, z rudných minerálov je vo výraznej prevahe antimonit, me-

nej pyrit, zinckenit, tetraedrit a iné zriedkavejšie minerály. Mineralizované zóny sú produktom opakujúcich sa tektonických a mineralizačných procesov. Chovan (1979) v rámci antimónovej etapy mineralizácie vyčlenil 4 mineralizačné periódy: 1. pyritovú, 2. antimonitovú, 3. Fe dolomitovú, tetraedritovú, 4. barytovú.

Prvé dve periódy sa vyskytujú takmer vždy spoločne v hlavných štruktúrach, zatiaľ čo tretia a štvrtá majú samostatný štruktúrny plán a v hlav-

ných štruktúrach sa vyskytujú len zriedkavejšie. Baryt často vytvára samostatné žily na porudných poruchách. Štvrtá mineralizačná perióda sa najvýznačnejšie uplatnila v severnej časti ložiska.

Najmladšie barytové žily štvrtej mineralizačnej periódy tvorí takmer výlučne baryt. Z nerudných minerálov sa v malom množstve vyskytuje kremeň, Fe dolomit, kalcit, siderit a stroncianit. Z rudných minerálov sa v barytových žilách najčastejšie vyskytuje hematit, zriedkavejšie magnetit, pyrit a markazit. Pomerne časté sú drúzovité textúry, V drúzoch sú najčastejšie vyvinuté kryštály Fe dolomitu, kalcitu a stroncianitu. Veľmi zriedkavý je kryštálický baryt, siderit, pyrit a markazit.

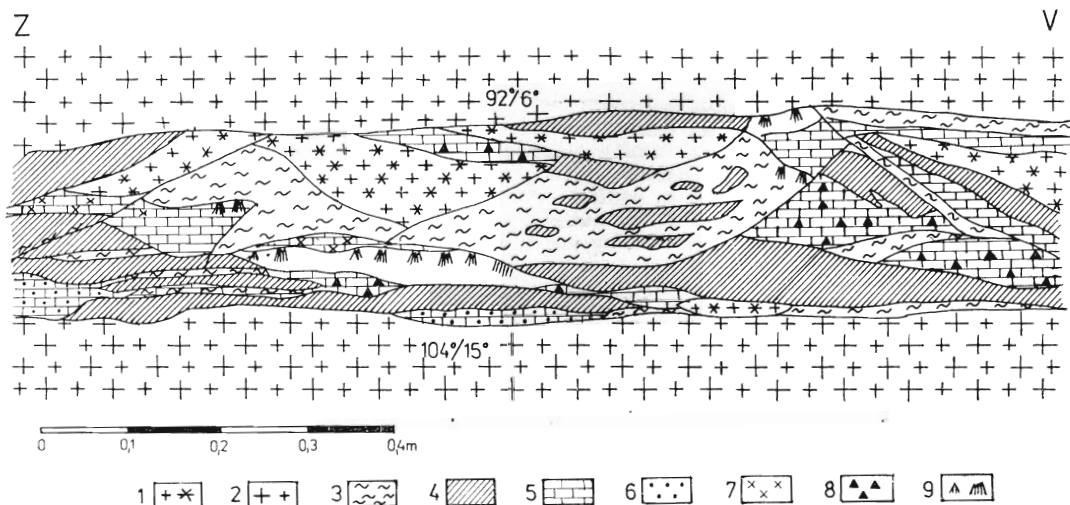
Stroncianit sme zistili na niekoľkých výskytoch na úseku Lubelská (najsevernejšia časť ložiska). Výskyt na Flotačnej štôlni (Michálek, 1977) 2 m vý-

chodne od m. b. 52 je na žilke smeru V—Z s veľmi miernym úklonom na J znázornený na obr. 1.

Prvú periódu mineralizácie tvorí sivý a čierny kremeň a tektonicky ju porušuje pyrit. Priestor medzi brekciami alterovanej horniny a prvej periódy vyplňa štvrtá perióda — baryt, karbonáty a v dutinách drúzy stroncianitu. Celú žilnú výplň porušuje porudná tektonika.

V priestore žilnikovoimpregnačného zrudnenia sme vo Flotačnej štôlni zistili žilku mocnú do 5 cm smeru 330/20° na V. Baryt a Fe dolomit uzatvárajú brekcie prvej periódy — kremeňa a pyritu. V dutinách barytu a Fe dolomitu sú drúzy ružových ihličkovitých kryštálov kalciostroncianitu a bieleho kalcitu.

Najmohutnejšia barytová žila so stroncianitom je v Rakytovej štôlni 8 m na S od m. b. 110. Má smer V—Z, sklon okolo 60° na J a mocnosť 0,6 m.



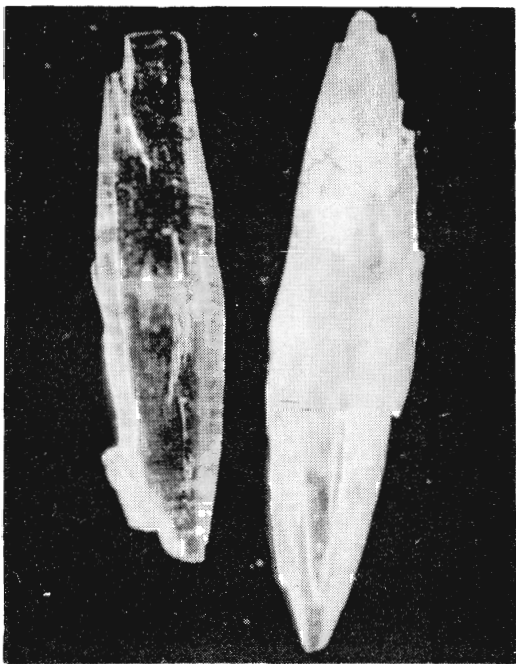
Obr. 1. Detail z boku chodby F — II/Z, 2 m na V od m. b. 52, Flotačná št. Dokumentoval Michálek (1978). 1 — hydrotermálne zmenené granitoidy, 2 — porfýrické granitoidy, 3 — mylonit, 4 — kremeň 1. min. periódy ± pyrit, 5 — karbonáty, hlavne Fe dolomit, 4 min. periódy, 6 — baryt, 7 — hematit, 8 — Fe, Sb oxidy, 9 — stroncianit.

Fig. 1. Detailed sketch of the F — II adit side, 2 m easternly from the levelling point 52, Flotation adit, by Michálek (1978). 1 — granitoids, hydrothermally altered, 2 — granitoids, porphyritic, 3 — mylonite, 4 — quartz of the fourth stage ± pyrite, 5 — carbonate, mainly Fe-dolomite of the fourth stage, 6 — baryte, 7 — hematite, 8 — oxides of iron and antimony, 9 — strontianite

Baryt uzatvára brekciu alterovaného granodioritu. V celistvom baryte sú zhluky hematitu, pyritu a Fe dolomitu. V dutinách je vykryštalizovaný baryt, Fe dolomit a stroncianit.

Stroncianit vytvára číre alebo ružové priehľadné ihličkovité a kopijovité kryštály veľkosti do 0,5 cm (obr. 2). Charakteristický pre ne je tvar rombickej dipyramídy. Časté sú dvojčatné zrasty podľa {110}. Ihličkovité kryštály stroncianitu niekedy vytvárajú radiálne lúčovité kryštalické agregáty veľké do 2 cm.

Identifikáciu stroncianitu potvrdila rtg fázová analýza. Najvýznamnejšie difrakčné línie 3,50 (90) — 3,42 (86) — 2,03 (72) — 4,34 (15) zodpovedajú údajom v kartotéke JCPDS. Kvalitatívnou spektrochemickou analýzou sme zistili vyšší obsah Ba, Ca a Mg.



Obr. 2. Izolované kryštály stroncianitu. Foto L. Osvald. Zväčš. 26×

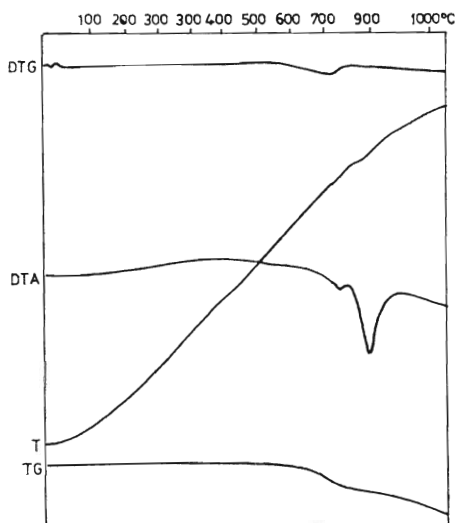
Fig. 2. Crystals of strontianite. Photo by L. Osvald, magn. $\times 26$

Difrakčné údaje stroncianitu
Diffraction data of strontianite

Tab

Zistené údaje /vz. č. 37/		Údaje karty JCPDS 5 - 418		
d/Å	I _r	d/Å	I _l	hkl
4,34	15	4,467	14	110
4,15	8	4,207	6	020
3,50	90	3,535	100	111
3,42	86	3,450	70	021
3,00	47	3,014	22	002
2,85	6	2,859	5	121
2,82	57	2,838	20	012
2,58	31	2,596	12	102
2,53	53	2,554	23	200
		2,481	34	112
2,45	100	2,458	40	130
		2,4511	33	022
2,25	7	2,2646	5	211
2,14	31	2,1831	16	220
2,09	24	2,1035	7	040
2,07	72	2,0526	50	221
1,97	49	1,9860	26	041
1,93	46	1,9489	21	202
1,89	60	1,9053	35	132
		1,8514	3	141
1,81	63	1,8253	31	113
1,80	41	1,8134	16	023
		1,8023	4	231
1,75	11	1,7685	7	222
1,71	6	1,7253	5	042
1,65	8	1,6684	3	310
		1,6236	4	240
1,60	20	1,6080	13	311
		1,5981	3	150
		1,5676	13	241
1,55	17	1,5447	11	151
* 9 líní k 1,3103				

Podľa výsledkov termometrickej analýzy (J. Turan) zodpovedá vzorka stroncianitu s jednou endotermou pri 920 °C, pri ktorej nastala prekryštalizácia do trigonálnej sústavy. Vzorka reprezentuje Ca odrodu stroncianitu — kalciostroncianit. Ukazujú na to dve endotermy (obr. 3). Prvá, slabá endoterma pri 840 °C zodpovedá čiastočnému rozkladu, pri ktorom sa uvoľňuje CO₂ z kalcitovej molekuly. Táto reakcia je spätá s výraznejším úbytkom na váhe (pozri krivku TG). Druhá, výraznejšia endotermická reakcia zodpovedá premene z rombickej na trigonálnu modifikáciu. Podľa výsledkov manometrickej analýzy obsahuje vzorka viac CO₂, ako má mať čistý stroncianit. Je to spôsobené



Obr. 3. Termometrická analýza kalkiostroncianitu (vz. č. 104). Návažok 860 mg, citlivosť TG 200 mg, DTA 1/10, DTG 1/10, teplota 20 °C/min

Fig. 3. Thermometric analysis of calciostrontianite (Sample No. 104), sample weight 860 mg, sensitivity TG 200 mg, DTA 1/10, DTG 1/10, heating temperature 20 °C . min⁻¹

Strontianite from the Dúbrava antimonite deposit (Nízke Tatry Mts., Middle Slovakia)

MARTIN CHOVAN — JOZEF MICHÁLEK

The Dúbrava antimonite deposit creates a huge stockwork of NNE—SSW strike in granitoids and less migmatite. The vein filling consists of mainly quartz and Fe-dolomite whereas antimonite, pyrite, zinckenite, tetraedrite and several other minerals are less abundant. The ore mineralization developed in four stages, i. e. the pyrite, antimonite, tetraedrite and baryte stage (Chovan 1979).

Baryte veins contain besides dominating baryte also rare Fe-dolomite, calcite, siderite, quartz and strontianite. Ores are represented by hematite, less pyrite, magnetite and marcasite. Mineral parageneses of the fourth stage are cementing fragments composed whether by mineral parageneses originated during the first stage (fig. 1) or by altered wallrock. Strontianite occurs in druses within the vein filling in northernmost portions of the deposit (Lubelská section).

tým, že časť CO₂ sa viaže na kalcit. Prepočtom vyšli takéto výsledky: 86,15 % stroncianitu, 9,80 % kalcitu, 4,05 % nerozpusteného zvyšku.

Stroncianit sa v ložisku Dúbrava vyskytuje v rudných žilách ako typický nízkotermálny hydrotermálny minerál, ktorý vznikol v závere minerogenézy. Je podobnej genézy ako stroncianit vyskytujúci sa v rudných žilách mnohých ložísk (napr. v Harzi, v okolí Freibergu, v Mexiku na Pb—Ag ložiskách v rajóne Sierra — Mojada a inde).

Recenzoval M. Koděra...

LITERATÚRA

- Chovan, M. 1979: Mineralógia antimonitového ložiska Dúbrava. *Manuskript — Katedra mineralógie a kryštalografie PFUK. Bratislava 155 s.*
- Michálek, J. 1977: Štruktúrno-ložiskové pomery dúbavského Sb žilníka. *Manuskript — Geofond Bratislava. 56 s.*
- Selected Powder Diffraction Data for Minerals — JCPDS 1974.

Strontianite appears in needles of the rhombic dipyrmaid (fig. 2) or in twins according to {110}. Single crystals are transparent, colorless or pinkish. Optical identification has been confirmed by X-ray phase analysis yielding most important lines of 3.50 (90), 3.42 (86), 2.03 (72) and 4.34 (15) in accordance with tabulated data. Results of thermometric and manometric analysis confirmed strontianite with a single endothermic peak at 920 °C and calciostrontianite with slight endothermic peak at 840 °C and a pronounced one at 920 °C (fig. 3).

Strontianite is a typical low-temperature hydrothermal mineral on the Dúbrava deposit originated by the end of ore-forming processes.

Preložil I. Varga

Problémy zabezpečenia spotreby antimónu vo svetovom priemysle surovinami

IVAN ČILLÍK

Geologický prieskum, Kynceľova, 974 01 Banská Bystrica

(2 tab. v texte)

Doručené 28. 3. 1980

Проблемы обеспечения мировой промышленности сырьём сурьмяных руд

Запасы сурьмяных руд в мире могут обеспечить в настоящее время требуемые потребности мировой промышленности на 40 лет. Но потребление сурьмы имеет возрастающий характер благодаря её применению в новых отраслях промышленности. Поэтому в настоящее время известные запасы сурьмы имеют ограниченную возможность их использования и по тем причинам, что месторождения сурьмы сосредотачиваются всего лишь в нескольких районах: Сичуаншан в Китае, зона Мурчисон в Южной Африке и центральный сурьмяной пояс в Боливии. Открытие похожих новых источников ограничено и поэтому необходимо уделять внимание и нетрадиционным источникам получения сурьмы: сульфасоли, окусли в зоне окисления и на месторождениях, где сурьма выступает как аксесорический элемент (например Брукен-Гилл).

Problems of antimony consumption assurance by raw materials for the world industry

Worldwide known antimony ore reserves cover its recent consumption for roughly 40 years. However, antimony consumption moves into new branches of industry. Ore reserves are limited and occur concentrated only in some deposits which are unique by their extent: Sichuan-shan in China, the Murchison belt in South Africa and the Central Bolivian belt. Expectations to discover new sources of such extent are limited. Therefore, the growing needs for antimony should be assured from untraditional sources composed by sulphosalts, oxidic minerals and from deposits where antimony occurs as additional constituent (e. g. the Brooken-Hill deposit).

Nedostatok antimónu v ostatných rokoch je dôsledkom vyčerpania radu od dávna dobývaných ložísk, zhoršenia banskotechnických podmienok ich exploatácie a zníženia množstva suroviny na druhotné spracovanie.

Výroba a spotreba antimónu vo svete

Antimón sa začal využívať nedávno, a to najmä v kozmetike, alchýmii a medicíne. Koncom 19. storočia boli objavené zliatiny antimónu a farebných ko-

vov, napr. typografický a antifrikčný kov. V súčasnosti sa antimón a jeho zlúčeniny používajú v rozličných odvetviach priemyslu. Väčšia časť metalického antimónu sa vo forme antimónového olova zužitkúva pri výrobe akumulátorových článkov, typografického kovu a antifrikčných zliatin. Metalický antimón vysokej čistoty sa využíva vo forme intermetalických zlúčenín pri výrobe polovodičov a termoelektrických prístrojov, oxidické zlúčeniny antimónu sú nevyhnutné pri výrobe gumy, keramiky, skla mimoriadnej čistoty, umelých hmôt a pod. V stále väčšom množstve sa kyslíčnik antimonitý a chlorid antimonitý vyrábajú na získanie ohňovzdorných impregnácií látok na vnú-

torné vybavenie automobilov, lietadiel a pod.

Najnovšie tendencie v spotrebe antimónu v modernom priemysle, ako aj zmeny vyvolané jeho rozvojom možno ilustrovať na príklade USA od roku 1969 do 1977 (tab. 1) a V. Británie (tab. 2).

V USA už teraz z množstva vyrobeného a ročne spotrebovaného antimónu pripadá asi 55 % na jeho nemetalické zlúčeniny, z toho 25 % na výrobu ohňovzdorných prísad a prímiesí. Predpokladalo sa, že v roku 1980 dosiahne svetová spotreba antimónu na tieto účely 22,5 až 25 tis. t. Pre mnohostranné využívanie antimónu a jeho zlúčenín vo vojenskom priemysle, napr. pri vý-

Vývoj spotreby antimónu v rozličných oblastiach jeho priemyselného využitia v USA v ostatnom období

Development of antimony consumption in different industrial branches in United States in the last period

Tab. 1

Roky	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977
Oblasť použitia									
Spotreba kovu [t]	17,843	13,937	13,707	16,124	20,613	18,041	9,443	15,337	10,101
z toho:	6,723	5,246	5,430	6,149	8,027	7,251	4,023	3,861	3,119
ložiská	758	481	515	559	527	476	318	405	197
káble	55	38	36	19	12	16	29	19	14
vojenský priemysel	357	488	245	241	313	326	314	251	277
farby	722	610	592	644	644	460	203	415	217
keramika, sklo	2,108	1,820	1,840	1,695	1,917	1,384	933	1,026	1,151
umelé hmoty	2,558	1,667	1,810	2,391	2,920	1,131	479	1,277	710
chémia	2,096	1,710	1,524	2,280	2,906	4,383	2,209	5,552	3,674
ostatné	2,466	1,877	1,715	2,146	3,347	2,314	935	2,531	742

Vývoj spotreby antimónu a zdrojov jeho krytia v rozličných oblastiach priemyslu
v Anglicku za roky 1969—1977

Development of antimony consumption and of sources of its assurance
in different branches of industry in Great Britain between 1969 and 1977

Tab. 2

Roky	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977
Oblasť použitia									
Spotreba kovu [t]	12,905	12,066	10,676	10,693	10,996	8,790	8,006	9,084	—
z toho:									
a) kovové zliatiny a zlúčeniny	4,481	3,781	2,953	2,963	3,431	2,994	2,457	2,995	—
z toho:									
akumulátory	1,751	1,221	785	618	707	514	371	369	376
Sb—Pb	358	375	323	210	203	218	211	304	294
kyslíčniky	1,957	1,772	1,492	1,836	2,252	2,010	1,671	2,095	—
sulfidy	73	84	76	97	98	83	35	52	—
ostatné	342	309	271	202	174	169	169	175	164
b) sekundárny Sb	8,424	8,285	7,723	7,730	7,565	5,796	5,549	6,089	5,031
z toho:									
Sb—Pb	7,728	7,721	7,020	6,815	6,839	5,446	5,482	6,020	4,947
ostatné	696	564	703	915	726	350	67	69	84

robe pancierov, prímiesi na pancierovanie, ohňovzdorných farieb atď., sa antimón zaraďuje medzi strategické kovy. Preto počas vojen svetová produkcia antimónu vždy prudko vzrástla.

V ostatných rokoch ťažba antimónových rúd stúpa. Za obdobie rokov 1968—1976 stúpala o 20 % (v roku 1968 sa vyťažilo 63 867 t, 1969 — 69 399 t, 1970 — 71 921 t, 1971 — 68 006 t, 1972 — 72 127 t, 1973 — 71 525 t, 1974 — 76 865 t, 1975 — 78 965 t, 1976 — 75 875 t). Výroba kovu však zostáva približne na rovnakej úrovni (v roku 1968 — 48 505 t kovu, 1969 — 39 947 t, 1970 — 42 862 t, 1971 — 40 111 t, 1972 — 33 607 t, 1973 — 39 880 t, 1974 — 38 066 t, 1975 — 37 116 t, 1976 — 40 392 t). Produkciu antimónu zvyšuje najmä Thajsko, Bolívia, menej výrazne JAR, Turecko, Peru a Austrália. Hlavnými výrobcami antimónu sú stále Čína a Bolívia (17 a 22 % svetovej produkcie), Juhoafrická republika (15,6 %) a Sovietsky zväz. Naše krajiny patrili na

začiatku 20. stor. (napr. 6200 t kovu v roku 1913) medzi najväčších výrobcov antimónu, ale výroba postupne klesala, napr. na 1164 t roku 1968 a 720 t roku 1977.

V kapitalistickom svete najviac antimónu spotrebujú USA a Anglicko. Pritom Anglicko kryje 70 % svojej spotreby kovem získaným z odpadu. Najväčší spotrebitelia antimónu sú zároveň jeho najväčšími dovozcami a to má veľký vplyv na kolísanie jeho ceny. Už dlhší čas sa upozorňuje na to, že spotrebu antimónu limituje obmedzená možnosť jeho produkcie. Aj v krajinách RVHP spotreba antimónu prevyšuje jeho výrobu, a preto aj ony antimón dovážajú. Situácia v exporte a importe antimónu je najmä v kapitalistických krajinách veľmi premenlivá a komplikovaná. Mnohé z krajín, ktoré vlastnú spotrebu antimónu kryjú najmä importom, sú často v obmedzenom rozsahu aj jeho vývozcami.

K jedným z najväčších výrobcov a vý-

vozcov antimónu patrí Čína. Dodáva ho hlavne Francúzsku, NSR, USA a v ostatnom čase Japonsku (napr. v roku 1977 bol export antimónu z Číny do Francúzska 189 t, do NSR 215 t, do USA 433 t a do Japonska 1133 t). Zníženie exportu antimónu z Číny roku 1964 viedlo k rastu cien a zvýšeniu jeho výroby v JAR a Bolívii, ako aj k uvoľneniu časti strategických zásob antimónu v USA na obchodné účely. Obdobne sa roku 1969 znova zvýšili ceny a oživila produkcia antimónu v Juhoafrickej republike, Bolívii, Austrálii, Turecku a Maroku. Toto oživenie vyvolalo rast výroby nielen stále ťažených ložísk, ale aj dočasné otvorenie malých alebo ekonomicky menej vhodných baní.

Najväčší spotrebiteľ USA dovážajú antimón z rozličných krajín (napr. v roku 1977 doviezli z celkového množstva 2481 t z Belgicka 60 t, z Mexika 242 t, z Juhoslávie 111 t, z Číny 433 t). Import v rozličných krajinách je veľmi nerovnomerný.

Údaje o zásobe antimónu

K 1. 1. 1978 sa celková zásoba antimónu v kapitalistických a rozvojových krajinách sveta odhadovala na 1750 tis. ton kovu (Fedorčuk, 1979). V roku 1972 39 % zásob antimónu a 63 % celkovej produkcie koncentrátov pripadalo na Bolíviu a Juhoafrickú republiku a asi 26 % ťažby antimónových rúd sa sústredilo v Mexiku, Austrálii a Thajsku.

Podľa odhadu geologickej služby USA (1973) zásoba rúd antimónu bola v Juhoafrickej republike 250—270 tis. t, v Thajsku 65—100 tis. t, v Mexiku 180—200 tis. t, v Austrálii 135—150 tis. t, v Turecku 110—125 tis. t, v USA 90—100 tis. t a v Bolívii 200—240 tis. t. Odhad zásoby Číny chýba.

Tradičným zdrojom antimónu sú jasperoidno-antimonitové ložiská ložného

typu, ako je Sikuanšan v Číne, kremeno-antimonitové žilné zóny v JAR a objekty centrálneho cínového pásma Bolívie. Pri ročnej ťažbe okolo 40 tis. t kovu môže zásoba antimónovej rudy, odhadnutá v ostatnom období, vystačiť najviac na 40 rokov.

Prognózy antimónového zrudnenia

Údaje o ťažbe a prognóznejsi zásobe uvádza literatúra len pri rudných provinciách kapitalistických a rozvojových krajín. Navyše sú to údaje neúplné a odhady odborníkov veľmi odlišné. Údaje z práce Bergera (1978) o rudnej substancii provincií možno pokladať za najúplnejšie.

Charakteristika zásoby antimónu v rudných formáciách

Antimónové formácie, ktoré vyčlenil Berger (1978), sa rozlišujú podľa priemerného obsahu antimónu, rozmerov rudných telies a veľkosti ložísk a majú odlišný ekonomický význam (odhad podľa Bergera 1978 je nižšie). Medzi priemyselnými antimónovými formáciami možno vyčleniť tieto tri hlavné: rumelkovo-fluoritovo-antimonitovo-jasperoidnú (30 %), zlato-antimonitovo-berezitovú (34 %) a antimonitovo-ferberitovú a antimonitovo-argilitovú (28 %). Zahŕňajú viac ako 90 % antimónového surovinového potenciálu. Uvedené formácie sú blízke geologicko-priemyselným typom antimonitových ložísk vyčlenených Pervagom (1975).

Rumelkovo-fluoritovo-antimonitovo-jasperoidná formácia je typickou najväčšou koncentráciou zrudnenia s veľkou zásobou antimónu pri relatívne nevelkých rozmeroch regionálnych rudonosných zón (okolo tisíc km²). Ložísk tejto formácie (podľa svetových údajov) je okolo 50. Unikátne sú 2 (viac

ako 300 tis. t antimónu), veľkých okolo 10 (100 tis. t a viac), ostatné sú stredné a malé.

Zlato-antimonitovo-berezitová formácia je odlišná: rozmery regionálnych rudonosných zón sú tisícky, až prvé desiatky tisíc km² a celkový počet ložísk sa odhaduje na 250. Medzi nimi sú 2 unikátne, 5 veľkých a stredných (50 až 100 tis. t kovu) asi 50. Prevažujúce množstvo kovu je z malých ložísk.

Antimonitovo-ferberitová a antimonitovo-argilitová skupina formácií charakterizuje maximálna extenzívnosť zrudnenia. Viac ako 1000 malých ložísk je rozptýlených v hraniciach regionálnych rudonosných zón s rozmermi desiatky tisíc km². Z nich len ojedinelé ložiská možno zaradiť do kategórie stredných, jedno je veľké a všetky ostatné sú malé (so zásobou 1–15 tis. t kovu).

Tieto štatistické údaje sú pri prognózach rudonosných provincií veľmi dôležité. Týka sa to najmä ukazovateľov pre každú skupinu formácií, najmä vzťahov ložísk podľa rozsahu zrudnenia (veľké — stredné — malé):

- rumelkovo-fluoritovo-antimonitovo-jasperoidné 1 : 1 : 3
- zlato-antimonito-berezitové 1 : 7 : 28
- antimonitovo-ferberitové a antimonitovo-argilitové 1 : 5 : 200

Ložiská antimónu v Československu

Klasické typy antimónových (antimonitových) ložísk v Československu zaraďuje Berger (1978) do dvoch rudných provincií:

1. strednoeurópskej — antimonitové ložiská Českého masívu, napr. Krásna hora, Příčovy;

2. alpsko-karpatskej — antimonitové ložiská v Západných Karpatoch, napr. v Malých Karpatoch (Pezinok — Per-

nek), Nízkych Tatrách (Dúbrava, Medzibrod, Lom) a v Spišsko-gemerskom rudohorí (Čučma, Betliar, Poproč a i.).

Pri prognózach dotýkajúcich sa týchto rudných provincií (s použitím štatistických údajov o distribúcii antimónu v skupinách rudných formácií podľa veľkostných kategórií Bergera 1978), má veľký význam ich zaradenie do skupín rudných formácií.

Ložiská a výskyty antimónových rúd v Českom masíve by na základe pomerne vysokého obsahu zlata v rude (nad 3 g/t), výrazne epigenetickej pozície a výrazne žilnej formy rudných telies len v granitoidoch stredočeského plutónu, známeho významnými ložiskami zlata, patrili do zlato-antimonitovo-berezitovej rudnej formácie. Porovnanie s najvýznamnejším reprezentantom tejto formácie s ložiskami zóny Murchison (pozri Berger 1978) v juhoafrickej rudnej provincii sa opiera aj o obdobné minerálne asociácie. Zrudnenie v žilách v hydrotermálne premenených lamprofýroch v Krásnej hore tvoria tieto minerálne asociácie: 1. kremeňovo-pyritovo-arzenopyritová so zlatom, 2. kremeňovo-antimonitová so zlatom a aurostibitom, 3. kalcitová so sulfosolami Cu, Pb, Sb s antimonitom a rýdzim antimónom. Zlato-antimonitovo-berezitová formácia je v celom svete charakteristická prevahou malých rudných ložísk s množstvom kovu do 50 tis. t. Zaradiť ložiská antimonitu Západných Karpát do niektorej z uvedených formácií antimónových rúd podľa Bergera (1978) je vážnym problémom. Doterajšie predstavy o teletermálnom magmatogénnom pôvode týchto ložísk (napr. Slávik et al. 1967; Čillík, Kubíny 1974 a i.) vychádzali z ich výrazne epigenetickej pozície v kryštalinických jadrách, ich žilnej formy a asociácie antimónu so zlatom v malých ložiskách antimonitu. Nálezy scheelitu a rumelky v priestore ložísk antimonitu, veľmi podobná geo-

logická stavba Východných Alp a Západných Karpát, ako aj zistenie geochemickej asociácie Sb—As—W—(Hg) v geochemickom pozadí si vyžadujú revíziu doterajších predstáv o genéze ložísk (Ilavský et al. 1976, Čillík 1977, Čillík — Michálek — Hvozďara 1979, Čillík — Knéslová 1980). Pritom sa hľadá analógia s náhľadmi Mauchera — Hölla (1968), ktorí predpokladajú existenciu pôvodne stratiformnej exhalačno-sedimentárnej formácie Sb—W—Hg paleozoického veku v hlavnom mobilnom pásme stredozemnomorskom (podľa Muratova in Berger 1978). Do tohto pásma patria aj Západné Karpaty. Charakteristickou črtou týchto ložísk je ich priestorová väzba na časti kryštalinika budované euxinickými alebo vulkanogénno-sedimentárnymi formáciami hornín (napr. ložisko Turchal v Anatólii, Schlaining vo Východných Alpách, Pezinok v Malých Karpatoch a pod.). Je zaujímavé, že ich paragenetická charakteristika sa odlišuje od charakteristiky ložísk skupiny formácie zlato-antimonitovo-berezitovej len prítomnosťou scheelitu, resp. rumelky (Čillík — Knéslová 1980).

Pri teletermálnej magmatogénnej genéze týchto ložísk ich zaradenie do skupiny zlato-antimonitovo-berezitových formácií pre ocenenie prognóz rudných provincií zdôrazňuje významnú úlohu malých ložísk v celkovej distribúcii antimonovej rudnej substancie. Mnohé ložiská, ako je napr. Krásna hora v Českom masíve, Pernek, Magurka, Medzibrod, Lom, Betliar a Spišská baňa, sa zásobou kovu (niekoľko tisíc až prvé desiatky tisíc t) takejto predstave o ich prognózach veľmi blížia. Ak sa predpokladá stratiformné, pôvodne syngenetické zrudnenie, už podľa analógie s takýmito genetickými typmi zrudnenia iných kovov (napr. Pb, Zn, Cu atď.) sa prognózy posúvajú do rádovo vyššej kategórie (napr. Turchal v Anatólii,

Schlaining vo Východných Alpách, Dúbrava v Nizkých Tatrách a pod.). Pokračovanie rudonosnej formácie pod pokryvné útvary môže pri predpoklade ich stratiformnej pozície prognózy antimonových rúd značne rozšíriť.

Údaje o ťažbe a prognózach niektorých rudných provincií

Údaje sú dosť neúplné, pretože chýbajú podklady o ťažbe a odhadovaných zásobách jedného z najväčších producentov antimónu, Číny.

V južnej Afrike sa z ložísk zóny Murchison v roku 1940—1976 získalo asi 450 tis. t antimónu. V tzv. zelenokameňových pásmach, nositeľoch antimonového zrudnenia, sa na ploche 40,6 tis. km² odhadujú zásoby kovu na 270—300 tis. t.

V severoafrickej provincii sa zásoby antimónu odhadujú na 100 tis. t kovu a ročná ťažba je asi 1 tis.

V centrálnoeurópskej provincii bolo Francúzsko v druhej pol. 19. stor. hlavným dodávateľom antimónu v Európe. V niektorých rokoch dobývalo z antimonových rúd s obsahom antimónu nad 10 ‰ až 5,4 tis. t kovu. Do roku 1935 sa vyťažilo asi 100 tis. t kovu a zásoba antimónu sa teraz odhaduje na 40 tis. t.

V rámci tejto provincie sa z ložiska Krásna hora v Českom masíve v stredoveku ťažilo zlato (Odehnal 1972). Antimón sa začal využívať koncom 19. storočia. Ťažili sa rudy s obsahom zlata 4—17 g/t a antimónu 6—7 ‰. Celkový rozsah výroby antimónu sa do konca 1917 odhaduje na niekoľko tis. t kovu a cca 300 kg zlata. Preskúmaná zásoba je 5,5 tis. t antimónu a asi 300 kg zlata.

Alpskokarpatská provincia poskytla od konca 19. stor. okolo 250 tis. t antimónu, z čoho na Západné Karpaty pri-

padá asi 130 tis. t. V rakúskych ložiskách sa celková zásoba odhaduje ešte na 50 tis. t kovu, čo zrejme súvisí s optimistickejšími prognózami v súvislosti s novou predstavou o genéze týchto ložísk.

V Západných Karpatoch sa dobývanie rúd antimónu sústreďovalo na pomerne malú plochu pezinsko-perneckého kryštalinika v Malých Karpatoch, na kryštalinikum v západnej časti Nízkych Tatier a tzv. antimónový pruh v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Hlavnými zdrojmi boli tieto ložiská: Pezinok-Cajla v Malých Karpatoch (produkcia v rokoch 1873—1980 sa odhaduje asi na 20 tis. t kovu), Dúbrava v Nízkych Tatrách (produkcia 1753—1980 asi 25 tis. t kovu), Čučma v západnej a Poproč vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (Čučma od 1933 do 1948 asi 4,25 tis. t kovu, Poproč do r. 1957 asi 4 tis. t kovu). Každé z ostatných ložísk a výskytov, napr. Pernek, Magurka, Medzibrod, Lom, Spišská baňa, Tinesgrad, Betliar atď., za celé obdobie periodickej ťažby poskytlo od 1 do 5 tis. t kovu. Ale archívne údaje nie sú úplné, a preto celkovú produkciu antimónu v Západných Karpatoch presne nevystihujú.

Prognózy zásoby antimónu Západných Karpát sú takéto: Malé Karpaty 5 tis. t, Nízke Tatry 30 tis. t a Spišsko-gemerské rudohorie 10 tis. t kovu. Tieto prognózy vychádzajú z pôvodnej genetickej predstavy o teletermálnych magmatogénnych ložiskách. Keby sa potvrdila pracovná predstava o stratiformnej pozícii zrudnenia v rudonosnej formácii, prognózy by boli niekoľkonásobne vyššie.

Toskánska provincia. Antimón sa v nej ťažil od polovice 19. storočia (asi 50 tis. t.). V ostatných rokoch sa ročne dobýva 1000—1300 t antimónu a jeho zásoby sa odhadujú na 30 tis. t.

Anatólska provincia. Celková zásoba

antimónu tu predstavuje 110 tis. t a obsah antimónu v rudách je 4—5 ‰. Výroba antimónu v posledných rokoch dosiahla 5—6 tis. t.

Japonsko. V Japonsku je niekoľko desiatok antimónových ložísk. Ich ťažba od roku 1876 prinášala od 1000 do 2500 t kovu ročne, počas prvej svetovej vojny prudko stúpla na 5—10 tis. t, ale potom výrazne poklesla. Po druhej svetovej vojne sa ťažilo ročne 300—400 t antimónu, najmä z ložiska Nakase. Podľa terajšieho odhadu je zásoba antimónu 5 tis. t a obsah antimónu v rude je 7,6 ‰.

Austrália. Podľa údajov Roberta a Knighta (1976) sa v rokoch 1862—1974 získalo asi 83 tis. t. antimónu, z nich 52 tis. t z antimónových a zlato-antimónových rúd a asi 31 tis. t vo forme antimónového olova zo striebro-olovo-zinkových rúd ložiska Brooken Hill. Celková zásoba sa odhaduje na 109 tis. t, z čoho 58 tis. t je v ložiskách iných farebných kovov.

Nevadská provincia. Celá provincia je na území USA a v posledných rokoch sa z nej dobývalo 500—900 t antimónu. Zásoba je 109 tis. t. Relatívne veľké rozmery má iba komplexné ložisko Yellowpine (Idaho), ktoré je už dosť vyčerpané. Jeho celková zásoba sa odhaduje na 50 tis. t kovu. Iné ložiská poskytli iba niečo viac ako 1000 t a 41 ložísk len desiatky až stovky t a ostatné tony kovu.

Mexická provincia. Dobývalo sa z nej ročne viac ako 10 tis. t antimónu (v posledných rokoch nie viac ako 3—5 tis. t). Celkový objem antimónu vyťaženého v provincii sa odhaduje na 220 tis. t a zásoba, sústredená do niekoľkých desiatok ložísk, 180 tis. t.

Bolívijská provincia. Takmer od začiatku 20. storočia sa v Bolívii pravidelne ťaží z viac ako 200 antimónových ložísk. Väčšina z nich je malých rozmerov a poskytuje do 10—15 tis. t kovu. Cel-

kové množstvo vyťaženej rudy je okolo 500 tis. t a v ostatnom období sa ročne ťaží viac ako 13 tis. t. Preskúmaná zásoba je okolo 100 tis. t, pravdepodobná okolo 240 tis. t antimónu.

Antimónový rudný potenciál mobilných pásiem

Údaje antimónového rudného potenciálu základných štruktúrnych jednotiek — mobilných pásiem zeme uvádza Berger (1978).

Antimónové provincie predkambrických mobilných oblastí

Celkový antimónový potenciál provincií, ktorý pozostáva z množstva vyťaženej kovu a zásoby, predstavuje pri jednotkovej antimónovej rudonosnosti 0,3 t/km² asi 1 milión t. Neveľká zóna Murchison (južná Afrika), v ktorej je sústredená hlavná časť ťažby a zásob, je jednou z mála častí s mimoriadne vysokou koncentráciou antimónu v zemskej kôre.

Antimónové provincie uralsko-mongolského pásma. Pre pásmo ako celok je typická veľmi nízka jednotková antimónová rudonosnosť (menej ako 0,1 t/km²), ktorá prudko stúpa v južnom Tan-Šane.

Antimónové provincie stredozemnomorského pásma. Zásoba antimónu pásma je asi 1 milión t a jednotková antimónová rudonosnosť 0,2 t/km².

Antimónové provincie tichomorského pásma. Celkový antimónový potenciál pásma je zo všetkých globálnych štruktúr najvyšší (7 miliónov t) a jednotková antimónová rudonosnosť 2—3-krát prevyšuje úroveň iných pásiem. Ak sa neberie do úvahy južná Čína, ukazovateľ sa vyrovná jednotkovej antimónovej rudonosnosti stredozemnomorského pásma.

Možnosti riešenia nedostatku antimónu vo svete

Geologické predpoklady nájsť nové antimónové rajóny alebo veľké čisto antimónové ložiská sú malé. Ostatné roky nepriniesli v tejto oblasti nijaké výrazné objavy. Zdá sa, že rozvoj minerálnosurovinovej základne antimónového priemyslu na klasických typoch ložísk bude možný len na základe využívania nízkokvalitných rúd antimónu, ktoré nie sú nateraz ťažobne rentabilné. V ostatnom období získavajú istý význam komplexné ložiská, ktorých ruda obsahuje okrem antimónu aj iné úžitkové zložky. Možno ich rozdeliť na monominerálne a polyminerálne. Prvé reprezentujú hlavne rozličné sulfosoli alebo oxidy Sb, v druhých okrem minerálov antimónu majú ekonomický význam aj iné rudné minerály. Príkladom monominerálnych komplexných rúd (Fedorčuk 1979) je ložisko Hamman N'Bailey v Alžírsku, ktoré tvorí nadorit — oxychlorid olova a antimónu, ložisko Care-D'Allain v USA, ktoré tvorí skoro výlučne tetraedrit s obsahom antimónu okolo 0,5 ‰. Tetraedritové rudy sú hojné aj v Juhoslávii, Rakúsku, Austrálii, ale aj v Československu v Západných Karpatoch, kde zásoby rúd s tetraedritmi dosahujú niekoľko desiatok mil. t (Rudňany). Aj keď je vo svete ťažba týchto rúd sporadická a ich celková produkcia sa doteraz odhaduje na 50 tisíc t antimónu (2—3 ‰ svetovej ťažby antimónu), v blízkej budúcnosti môžu byť významným zdrojom nielen antimónu, ale aj diadočných Ag, Hg, Bi, Co, Zn a arzenu (väčšinou sú to rozličné členy izomorfného radu tetraedrit — tennantit). V Československu sú to ložiská Rudňany, Slovinky, baňa Mária, Fichtenhübel v Spišsko-gemerskom rudohorí, Špania Dolina — Ľubietová na strednom Slovensku a rad relatívne malých dávno ťažených ložísk. Zásoby ložísk možno

vrátane nespracovaných koncentrátov a hutníckeho odpadu (spracúvala sa prevažne iba meď) odhadnúť na 100 tisíc t antimónu, stovky t Ag a tisíce t Bi.

Okrem komplexných antimónových rúd rastie aj význam ložísk s obsahom antimónu. Pre ne je typický veľmi nízky obsah antimónu v rude (tisíciny až stotiny percenta, zriedkavo desatiny). Avšak z vysokého objemu ročnej ťažby (napr. z ložiska Brooken Hill v Austrálii, milióny t rudy ročne) je veľmi významná aj produkcia antimónového olova. Ložiská sa delia na dve skupiny. Do prvej patria ložiská, z ktorých sa v procese spracúvania rudy získava malé množstvo koncentráta s obsahom antimonitu a zložitých sulfosolí, do druhej ložiská, pri ktorých je konečným produktom zliatina antimónu s iným kovom (najčastejšie olovom). Ložiská prvej skupiny nemajú veľký priemyselný význam. Oveľa dôležitejším zdrojom antimónu sú polymetalické ložiská, v ktorých obsah antimónu zriedkavo presahuje stotiny percenta (izomorfný v galenite). Najväčším ložiskom, ktoré sa dobýva už mnoho rokov, je už spomenutý Brooken Hill. Asi 90 % celej ťažby olova, zinku a striebra a značný podiel ťažby antimónu v Austrálii je z tohto ložiska. Za celé obdobie ťažby sa z rúd ložiska Brooken Hill získalo viac ako 30 tis. t antimónu (ako antimónové olovo), čo zodpovedá ročnej ťažbe od 500 do 1000 t.

Z rafinujúcich závodov v USA, Austrálii a v iných krajinách sa pri tavení olova ročne získava viac ako 1500—2000 t antimónu. Podiel týchto ložísk je v objeme ročnej ťažby antimónu v kapitalistických a rozvojových krajinách 5—7 %. Ich úloha ešte vzrastie, pretože len v Austrálii pripadá 45 % zásob kovu v ložiskách, v ťažbe na sprievodný antimón. V USA už od začiatku 60-ych rokov má ťažba antimónu prakticky len doplnkový charakter.

V súlade s niektorými prognózami tu hlavná úloha prípadne oloveno-zinkovým ložiskám typu Mississippi (rajón Three States), v ktorých rudách je asi 50 tis. t antimónu. Podľa orientačných prepočtov podiel antimónu získaného ako sprievodný prvok môže v najbližších rokoch na Západe dosiahnuť 10 %.

Záver

Na rozšírenie surovínovej bázy antimónu vo svete je nevyhnutné využívať nielen jeho tradičné rudné formácie, ale aj objavovať nové typy.

Pretože geologické predpoklady nájsť nové ložiská antimónu sú malé, treba venovať pozornosť získavaniu antimónu z komplexných rúd. Zo štúdia antimónu v ložiskách iných kovov vychodí, že ich pri komplexnom využití rúd bude možno využiť ako zdroje antimónu. Obohatenie a pokrok v metalurgickom spracúvaní koncentrátov komplexných polymetalických rúd môžu viesť k úplnejšiemu pokrytiu rastu spotreby antimónu vo svete.

Recenzoval J. Bartalský

LITERATÚRA

- Berger, V. I. 1978: Surmianyje mestoroždenija. *Leningrad, Nedra*, 295 s.
- Čillík, I. 1977: Metodika a výsledky vyhľadávania scheelitu v kryštaliniku na strednom Slovensku. *Geol. průzk.*, 1, s. 9—12.
- Čillík, I. — Kubíny, D. 1974: Štruktúrne-tektonická pozícia a prognózy antimónu v Nízkych Tatrách. *Geol. průzk.*, 8, s. 227—230.
- Čillík, I. — Hvoždžara, P. — Michálek, J. 1978: Scheelit na antimonitovom ložisku v Dúbrave. *Mineralia slov.*, 10, s. 526—538.
- Čillík, I. — Knéslová, A. 1980: Nové názory na metalogenézu a metodiku vyhľadávania Sb rúd v Nízkych Tatrách. *Geol. průzk.*, 5, s. 133—136.
- Fedorčuk, V. P. 1979: Promyšlennoje značenieje komplexnych surmiannyh i surmioderžasčich mestoroždenij. *Razv. Ochr. Nedr.*, s. 62—64.

Ilavský, J. et al. 1976: Vysvetlivky k Metalogenetickej mape Západných Karpát 1:500 000. *Manuskript* — GUDŠ Bratislava.

Maucher, A. 1965: Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. *Freiberg. Forsch. (Freiberg)*, R. C., 186, S. 173—187.

Maucher, A. — Höll, R. 1968: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Alterstellung der Antimonitlagerstätte von Schlaining im

Burgenland. *Österr. Miner. Deposita*, 3, S. 272—285.

Odehnal, L. 1972: Antimonitová ložiska a výskyty v ČSSR. *Geol. průzk.*, 5, s. 152—153.

Pervago, V. A. 1975: Usloviya formirovaniya i geologoekonomičeskaja ocenka promyšlenných tipov mestoroždenij cvetných metalov. *Moskva, Nedra*.

Slávik, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. *Bratislava, SVTL*.

World Metal Statistics 1975—1978. *London, World Bureau of Metal Statistics*.

Pokračovanie zo s. 268

v poslednom období našiel baryt na viacerých lokalitách. Výskyty možno rozdeliť do dvoch typov odlišujúcich sa nielen paragenézou, ale aj geneticky.

Prvý typ je v kremeňových hydrotermálnych žilách prestupujúcich komplex lavicovitých kremencov a sericitických bridlíc spodného triasu. V pestrej paragenéze je baryt, lazulit, kremeň, pyrit, hematit, vzáčne cinabarit, sericit, chlorit a sekundárne minerály železa a mangánu. Okrem známych lokalít s výskytom lazulitu a barytu (Jahn 1978) je tento typ aj na JV od Horných Lefantoviec a na SV od Kostolian pod Trábečom.

Baryt tu tvorí nepravidelné zreteľne štiepne zrná veľké maximálne 1 cm a zriedka aj nadurené žilky priamo v kmeni. Je biely alebo ružový, vetraním žltne a stráca lesk. Často sa vyskytuje v strede alebo na okraji lazulitových zŕn.

Pre druhý typ je charakteristická paragenéza: baryt, $\pm$ kremeň, sericit, chlorit a sekundárne minerály Fe a Mn. Výskyty barytu sa viažu na tektonicky exponované časti trábečskej série. Známe sú z lokality Jelenec, Bádica a Krnáč.

V opustenom lome pri cintoríne v Jelenci sa baryt vyskytuje po plochách odlučnosti v tektonicky drvených kremencoch a v tektonických brekciách vyplňajúcich hojné dislokačné poruchy.

Minerál je bezfarebný a žltkastý, priesvit-

ný a s perleťovým leskom. Tvorí tabuľkovité kryštály, drúzy alebo ružicovité agregáty veľké až 3 cm. Vyskytuje sa spolu s wadom a limonitom.

Na západnej strane horstva sa v opustenom lome na V od obce Bádica baryt našiel na tektonickom zrkadle spolu s kremeňom, sericitom, chloritom a limonitom. Okolité horniny sú z kremenca s vložkami chloriticko-sericitických bridlíc.

Na severnom svahu Veľkého Trábeča sa v širšom okolí obcí Krnáč a Solčany našiel baryt na viacerých lokalitách. V lome na západnom okraji Krnáče sú v litologicky pestrom kremenci s bridlicami 5 cm mocné žilky kremeňa s barytom. Asociáciu dopĺňa chlorit, sericit a kyslíčníky Fe a Mn. Baryt tvorí tabuľkovité kryštály bielej farby. Hojné sú aj koncentricky usporiadané agregáty na plochách odlučnosti kremencov. Žilný kremeň je vo forme drúz, pričom veľkosť kryštálov nepresahuje 2 cm. Podobné mineralogické pomery sú aj v lomoch a východoch na J a JV od Krnáče a na Hôrke (256) východne od Solčian.

Podľa predbežných výskumov možno výskyty barytu druhého typu z Jelenci, Bádica a Krnáče pokladať za geneticky mladšie ako výskyty prvého typu s asociáciou lazulitu.

Zistené akumulácie barytu obidvoch typov v spodnom triase trábečskej série majú iba mineralogický význam.

Naši jubilanti

RNDr. Pavel Tkáčik päťdesiatročný



V decembri 1980 sa dožil päťdesiatich rokov náš popredný hydrogeológ a dlhoročný pracovník IGHP, n. p., v Žiline RNDr. Pavel Tkáčik.

Jubilant sa narodil 9. decembra 1930 v Prešove. Tam absolvoval aj stredoškolské štúdiá. Roku 1952 začal študovať na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave, ale po roku prešiel na špecializovaný smer hydrogeológie na Prírodovedeckú fakultu Karlovej univerzity v Prahe a pod vedením prof. O. Hyního ho roku 1956 úspešne ukončil.

Bezprostredne po ukončení vysokoškolských štúdií začal jubilant svoju odbornú prax v hydrogeologickom prieskume v Ústave stavbnej geológie v Žiline. Po krátkom pôsobení v Geologickom ústave D. Štúra roku 1959 sa vrátil na svoje pôvodné pracovisko v Žiline, začlenené už do Geologického prieskumu v Turčianskych Tepliciach, neskôr v Žiline.

V novovytvorenom celoštátnom podniku IGHP v Žiline sa jubilant roku 1965 stal vedúcim odborom hydrogeológie a mal významné poslanie budovať hydrogeologické pracoviská v závodoch v Prahe, Brne, Žiline a v Bratislave.

Bohaté odborné a organizačné skúsenosti zužitkoval P. Tkáčik aj pri budovaní oddelenia hydrogeológie a inžinierskej geológie

v rámci Slovenského geologického úradu v Bratislave, kde pôsobil v rokoch 1969—1971.

Potom sa opätovne vrátil do IGHP v Žiline, kde vo funkcii vedúceho odboru hydrogeológie a hydrochémie podnikového riaditeľstva pracuje dodnes.

Jubilant spočiatku plnil prieskumné úlohy súvisiace s obyčajnou vodou (Slovenské Nové Mesto, Stará Ľubovňa, Teplička n/Váhom, Želiezovce, Michalovce, Moldavská nížina, podklady do Štátneho vodohospodárskeho plánu), neskôr sa stále sústredenejšie venoval problémom minerálnych vôd (Turčianske Teplice, Banská Bystrica, Sobrance), ich ochranným pásmam a bol aj pri zrode a realizácii významného diela našej hydrogeológie — registrácii minerálnych vôd na Slovensku. Poznatky získané dlhoročnou praxou zverejnil jubilant v rade článkov, v referátoch na konferenciách a ako spoluautor vo viacerých publikáciách (J. Slávik et al.: Nerastné suroviny Slovenska, A. Rebro et al.: Vody uzdravujúce a osviežujúce).

Významné sú aj jubilantove zásluhy pri vyhľadávaní a ochrane podzemných vôd. Vďaka jeho koncepčnému metodickému prístupu mohol IGHP postupne rozširovať a skvalitňovať prieskumnú činnosť, výrazne posilniť úlohu vedeckotechnických výpočtov, rozšíriť laboratórnu základňu na analýzu vôd pri riešení úloh ochrany životného prostredia, ako aj vychovať súčasné odborné kádre.

Úsilie jubilanta bolo roku 1968 ocenené vyznamenaním Za pracovnú obetavosť, roku 1978 Za pracovnú vernosť a roku 1980 dostal čestný titul Zaslúžilý pracovník podniku IGHP a pamätnú medailu z príležitosti 40. výročia založenia Geologického ústavu D. Štúra.

V mene širokej hydrogeologickej obce RNDr. Pavlovi Tkáčikovi blahoželáme na jeho významné životné jubileum a želáme mu, aby si zachoval príkladný životný optimizmus, pevné zdravie a dosiahol nové pracovné úspechy pri rozvoji našej prieskumnej hydrogeológie.

A. Porubský, P. Bujalka

RNDr. A. Biely, CSc., päťdesiatročný

18. decembra 1980 v plnom zdraví a v tvorivej aktivite oslávil svoje päťdesiate narodeniny RNDr. Anton Biely, CSc., vedúci pracovník Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave.

A. Biely sa narodil 18. decembra 1930 v Solčanoch. Po maturite na topofčianskom gymnázii začal roku 1950 študovať geológiu na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. Od roku 1952 pokračoval v štúdiu na Geologicko-geografickej fakulte v Prahe a tam roku 1954 dostal diplom promovaneho geológa. Po ukončení štúdií jubilant nastúpil do zamestnania v Geologickom ústave Dionýza Štúra, kde pracuje doteraz. Ako člen oddelenia mezozoika bol poverený výskumom a geologickým mapovaním prevažne mezozoických útvarov vnútorných Západných Karpát. Z tejto problematiky obhájil aj kandidátsku dizertačnú prácu a roku 1962 získal hodnosť kandidáta geologicko-mineralogických a doktora prírodných vied. Od roku 1958 zastával funkciu vedúceho oddelenia mezozoika. Roku 1967 bol uvoľnený do služieb Service géologique v Tunise. Jeho šesťročnú geologickú činnosť v tejto krajine vysoko ocenili nielen tuniskí predstavitelia, ale mala ohlas aj v medzinárodnom meradle.

Po návrate do Geologického ústavu D. Štúra roku 1973 kratší čas pôsobil v oddelení hlbínnej stavby a opätovne sa stal vedúcim oddelenia mezozoika.

Prvé geologické výskumy vykonával dr. Biely vo veporickom kryštaliniku a paleozoiku gemerika. Neskôr sa jeho hlavným výskumným objektom stali mezozoikum vnútorných Západných Karpát. Problematika, ktorou sa zaoberá, je náročná a veľmi široká. Ide o geologické mapovanie Trábeča, Nízkyh

Tatier, Muránskej planiny a Galmusa, litostratigrafické bádania, tektoniku a paleogeografiu. Významnou fázou v jeho činnosti bolo vydanie geologickej mapy Trábeča v mierke 1:50 000 roku 1975 a spoluúčasť v príprave geologickej mapy Západných Karpát v mierke 1:500 000. Zaslúžil sa aj o spresnenie stratigrafie triasových sedimentov a vypracovanie ich zonácie. Významným prínosom do poznania geologickej stavby podlažia je jeho syntéza, ktorú podal na základe výskumu hlbinných vrstiev z viedenskej panvy.

Na záver možno zhrnúť, že dr. Biely dosiahol pozoruhodné výsledky v geológii, má široký vedecký rozhľad a bohaté skúsenosti. Pracovníci oddelenia mezozoika si v jubileantovi vážia fundovaného odborníka, ktorý je vždy ochotný podeliť sa so svojimi skúsenosťami a pomôcť pri riešení zložitých problémov. Do ďalších rokov mu želajú dobré zdravie, veľa tvorivých síl, úspechov a radosť z práce.

Oddelenie mezozoika

Jubileum Ing. Jozefa Plančára, CSc.

1. januára 1981 sa v plnej tvorivej činnosti dožil päťdesiatich rokov popredný slovenský geofyzik Ing. Jozef Plančár, CSc., vedúci vedecký pracovník Geofyzikálneho ústavu SAV v Bratislave.

Jubilant sa narodil v Šarišskej Porube v Prešovskom okrese. Gymnázium absolvoval v Prešove. V rokoch 1950—1952 študoval na Fakulte špeciálnych náuk SVŠT v Bratislave a potom odbor geológia a prieskum nerastov na Baníckej fakulte VŠT v Košiciach. Štúdium úspešne ukončil roku 1954.

V rokoch 1954—1958 bol vedúcim geofyzikálneho oddelenia v Geologickom ústave D. Štúra, v rokoch 1958—1965 vedúcim gravi-

metrického oddelenia Geofyzikálneho strediska v Bratislave, Geologického prieskumu v Turčianskych Tepliciach, neskôr v Ziline. V tom období sa zúčastnil na riešení štátnej úlohy Gravimetrická mapa ČSSR 1:200 000 a viedol geofyzikálne práce orientované na praktické geofyzikálne problémy v oblasti stredoslovenských neovulkanitov a slovenských hnedouhoľných panví.

Roku 1965 jubilant odišiel do Geofyzikálneho ústavu SAV, kde svoju vysokú teoretickú erudíciu a nevšedné organizačné schopnosti zužitkúva pri plnení významných štátnych výskumných úloh. V rokoch 1967–1969 s kolektívom autorov zverejnil výsledky komplexného geofyzikálneho výskumu stredoslovenských neovulkanitov v samostatnom čísle časopisu Západné Karpaty. Pri riešení geologickej stavby bádatej oblasti použil nové, progresívne interpretačné postupy.

Kandidátsku dizertačnú prácu obhájil Ing. J. Plančár roku 1968. Popri vedeckovýskumnej činnosti sa venuje aj výchove odborníkov. Externe prednáša na Katedre aplikovanej geofyziky Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského a je školiteľom vedeckých aspirantov.

Mimoriadne plodným vedeckovýskumným a vedeckoorganizačným obdobím jubilanta boli sedemdesiate roky. Roku 1971 sa stal zodpovedným riešiteľom úlohy Geofyzikálny výskum hlbínnej stavby karpatskej oblasti a neskôr úlohy Výskum diskontinuit a blokovej stavby Západných Karpát. Úspešne sa zúčastňoval aj na expertíznych geofyzikálno-geologických prácach v zahraničí, a to v Pakistane (1971), Sudáne (1976) a v Nigérii (1980).

Ing. Jozef Plančár, CSc., vykonáva rozsiahlu a aktívnu činnosť v rozličných vedeckých a odborných komisiách. Je členom Vedeckého kolégia astronómie, geofyziky, geodézie a meteorológie ČSAV, Komisie astronómie, geofyziky, geodézie a meteorológie pri Vedeckom kolégiu SAV pre vedy o Zemi a vesmíre, komisie pre obhajoby kandidátskych a dizertačných prác v odbore geofyzika, ložisková geológia a aplikovaná geofyzika, členom technickej rady Geofyziky v Brne, Čs. komisie pre medzinárodný projekt Geodynamika, Geofyzikálnej komisie Karpatsko-balckánskej geologickej asociácie a členom rady úlohy Geofyzikálne syntézy.

Za dlhoročnú úspešnú vedeckú a vedeckoorganizačnú činnosť bol jubilant pri príležitosti 25. výročia založenia SAV vyznamenaný striebornou čestnou plakietou D Štúra za zásluhy v prírodných vedách a za prácu Súčasná dynamika zemskej kôry a seizmoaktívne

zlomy v Západných Karpatoch bol odmenený cenou SAV.

Pri päťdesiatych narodeninách blahoželá Ing. Jozefovi Plančárovi, CSc., celá československá geofyzikálna a geologická verejnosť a praje mu veľa zdravia a ďalšie organizačné a vedeckovýskumné úspechy.

Lubomír Zbořil

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., jubuluje



10. februára 1981 oslávil svoje päťdesiate narodeniny RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., popredný slovenský paleontológ, vedecký pracovník Geologického ústavu Dionýza Štúra.

Ondrej Samuel sa narodil v početnej robotníckej rodine v Palárikove. Roku 1952 maturoval na Obchodnej akadémii v Nových Zámkoch a po diferenciálnych skúškach z gymnaziálnych predmetov ho prijali na práve vzniknúvšiu Geologicko-geografickú fakultu Univerzity Komenského v Bratislave. Tam roku 1956 štúdiá geológie úspešne skončil a získal diplom promovaneho geológa.

S výskumnou činnosťou sa jubilant zoznámil ako vysokoškolský študent a asistent profesora D. Andrusova. Po nástupe do Geologického ústavu D. Štúra roku 1956 si za objekt bádania vybral na makrofosílie takmer jalové a biostratigraficky vtedy nepreskúmané flyšové sedimenty vnútrokarpatského paleogénu a flyšového aj bradlového pásma. Získané poznatky zhrnul roku 1962 v kandidátskej dizertačnej práci. V ďalšom období sa popri litostratigrafii venoval aj špeciálnym mikrobiostratigrafickým otázkam, najmä biozonácii profilov karpatskej kriedy a paleogénu. Poznatky, ktoré v tejto oblasti získal, presahujú rámec Západných Karpát a sú serióznym podkladom pre interregionálnu ko-

reláciu. Túto problematiku rozvinul v doktorskej dizertačnej práci, ktorú úspešne obhájil roku 1972.

Jubilantov prínos do poznania geológie Karpát je odbornej verejnosti doma aj v zahraničí známy zhruba zo 150 publikácií, z toho 4 monografií. V rokoch 1963—1969 bol jubilant vedúcim oddelenia paleogénu GÚDŠ a v rokoch 1969—1978 námestníkom riaditeľa. Osobitne záslužný je jubilantov podiel na rozvoji odbornej tlače GÚDŠ. Od roku 1963 je vedeckým redaktorom Geologických prác — Správ, od roku 1975 Západných Karpát, séria paleontológia, od 1967 do 1975 bol predsedom redakčnej rady GÚDŠ a od r. 1975 je predsedom edičnej rady GÚDŠ.

Je členom redakčnej rady časopisu *Mineralia slovaca* a Geologického zborníka *Geologica carpathica*. Je členom komisie pre obhajoby kandidátskych a doktorských dizertačných prác, školiteľom aspirantov z odboru geológia a paleontológia, členom mnohých komisií a rád na GÚDŠ a v iných ustanoveniach. Spomenieme z nich aspoň členstvo

v Československej stratigrafickej komisii, kde je propagátorom medzinárodných stratigrafických zásad a slovenskej stratigrafickej terminológie.

Jubilantovi udelili rezortné vyznamenanie Najlepší pracovník geologickej služby (1959), štátne rezortné vyznamenanie Za pracovnú vernosť (1971), Plaketu D. Štúra za rozvoj slovenskej geológie (1974), Pamätnú medailu J. E. Purkyňa (1979) a GÚDŠ (1980). Pri príležitosti kolokvia o eocéne Maďarska mu udelili medailu Za riešenie mikrobiostratigrafie paleogénu v Európe. Za úspešnú medzinárodnú spoluprácu dostal jubilant Čestnú plaketu Maďarského geologického ústavu (1969) a Poľského geologického ústavu (1970).

V mene členov Slovenskej geologickej spoločnosti, ktorej je dlhoročným členom a funkcionárom, želáme RNDr. O. Samuelovi, DrSc., veľa zdravia a dobrú pracovnú pohodu, ďalšie odborné a osobné úspechy na prospech našej geológie a vlastné potešenie.

A. Biely

K stému výročí narození profesora Jána Volka-Starohorského

Profesor Ján Volko-Starohorský se narodil 31. července 1880 v Liptovskom Mikuláši, kde absolvoval i základní školy. Univerzitní studia ukončil v roce 1908 v Budapešti. Specializoval se na geologii a jistý čas byl též asistentem u profesora Kocha. Po absolutoriu profesorských zkoušek vyučoval na gymnáziích v bývalém Uhersku v Hybách, v Topoľčanech, v Breznu nad Hronom, v Abrudí, v Poľnom Byrinčoku a v Déve v Rumunsku, kde ho zastihla první světová válka. Ke konci války pracoval ve Vojenském zeměpisném ústavě a po vzniku naší republiky vyučoval v letech 1918 až 1938 na gymnáziu v Liptovském Mikuláši. Po skončení pedagogické činnosti, v době výslužby pracoval v různých oborech, zvláště v geologii a ve speleologii. Jeho činnost byla velmi rozsáhlá. Již od roku 1918 se zabýval samostatnými geologickými výzkumy, zvláště v oblasti Liptova, uveřejňoval odborné práce časopisecké i knižní, v našich i zahraničních časopisech. Pracoval velmi pilně ve slovenské speleologii (napsal první slovenskou Speleologii) i v ochranářství přírody.

Profesor Volko-Starohorský ve svých zápisech podrobně popisuje geologické výzkumy na území Slovenska v prvních letech Československé republiky, kdy bylo ještě velmi málo odborně vzdělaných geologů slovenských, a proto zde téměř většinu geologických výzkumů prováděli geologové čeští, nejčastěji členové Karlovy univerzity.

Potvrzuje, že bez jejich vědecké pomoci nemohlo by Slovensko dosáhnout nynějšího stavu geologických výzkumů, a zvláště oceňuje velmi dobrou spolupráci s českými geology, jejich vědeckou zdatnost, všestrannou odbornou výši, progresivitu a kvalitní zpracování vědeckých úkolů.

Profesor Volko-Starohorský popisuje velmi podrobně geologickou výzkumnou činnost a zásluhy českých geologů, především akademika Radima Kettnera a jeho spolupracovníků, profesora dr. Františka Vitáska, akademika profesora dr. Jaromíra Koutka a pro-

fesora dr. Jana Eisnera. Sám byl spolupracovníkem pracovní skupiny akademika Kettnera, která objevila na Slovensku tatranské příkrovy, hlavně v okolí Veporu, u Zvolena, v Liptově, na Oravě a v Polsku, a pracovala též v okolí Javorové a Demänovské doliny. Profesor Kettner působil na Slovensku i jako vynikající praktický geolog, objevoval nerostné suroviny, navrhoval nové kamenolomy, vrtné práce, pracoval ve speleologických výzkumech, zvláště v oblasti jeskyně Domice. Svým velkým vědeckým rozhledem a nadáním vytvořil charakteristickou výzkumnou geologickou školu. Rovněž akademik profesor Koutek pomáhal svými výzkumy Slovenska v rámci Karpato-balkánské geologické asociace i Matice slovenské v Martině. Také profesor dr. František Vitásek se velmi zasloužil o speleologický výzkum Slovenska a se svou speleologickou skupinou z brněnské univerzity pracoval zvláště při výzkumech jeskyně Chrámu slobody v Demänovské dolině v oblasti Liptova. Profesor dr. Jan Eisner se proslavil archeologickým výzkumem Děvína a jiných zajímavých lokalit Slovenska z prehistorie této země.

Profesor Volko-Starohorský byl jmenován vědeckým pracovníkem v geologii pro celé Slovensko, působil při prospekci a výzkumu nerostných užitkových surovin, ložisek uhlí, nafty, plynů, asfaltu, antimonitu, zlata, železných a měděných rud. Záslužná jsou jeho díla o objevu jeskyně Okno a jiných speleologických lokalit a rovněž speciální práce o nerostném bohatství Liptova.

Již ve svých studijních letech věnoval se profesor Volko-Starohorský reambulaci starších geologických map, ještě z oblastí bývalého Uherska, zúčastnil se vrtání artéských studní, balneologického výzkumu léčivých vod v oblasti Liptova, lázeňských a klimatických míst této krajiny a jejich zdravotnickému významu. Rovněž se věnoval problémům ochrany přírody, vymeroval oblasti rezervací a byl členem Československé skupiny konzervátorů krajiny. Ve speleologii Slovenska

má profesor Volko-Starohorský značné zásluhy; založil v Liptovskom Mikuláši Muzeum Slovenského krasu a snažil se prosadit svým vlivem založení speciální vysokoškolské katedry speleologie v Liptovském Mikuláši, která by obsáhla všechny speleologické výzkumy na území Slovenska.

Profesor Volko-Starohorský byl aktivním členem téměř dvaceti vědeckých institucí

a společností, v nichž pracoval a publikoval své práce; jich počet dosáhl několika set. Za své obsáhlé celoživotní vědecké zásluhy obdržel čtyřicet pět vyznamenání a jmenování. V pilné a neúnavné práci se dožil 97 let. Zemřel dne 17. prosince 1977 v Bratislavě a pochován byl ve svém rodišti, v Liptovském Mikuláši.

Břetislav Tvrzník

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 13, číslo 3, jún 1981.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 893 31 Bratislava, tel. 3314 41 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51 Košice, tel. 20953. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grečula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu, Imprimované dňa 25. 5. 1981. Cena jedného čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—. 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.

Elektrické charakteristiky rudných mine- Electrical characteristics of ore minerals
rálov 263

Martin Chovan — Jozef Michálek

Stroncianit z antimonitového ložiska Dúb- Strontianite from the Dúbrava antimonite
rava deposit (Nízke Tatry Mts., Middle Slova-
269 kia)

SÚHRNNÝ REFERÁT

GENERAL REPORTS

Ivan Čillik

Problémy zabezpečenia spotreby antimonu Problems of antimony consumption assu-
vo svetovom priemysle surovinami rance by raw materials for the world
273 industry

AKTUALITY

NEWS

Martin Chovan — Stanislav Horský — Stanislav Jeleň

Cervantit z antimonitového ložiska Dúb- Cervantite from the Dúbrava antimonite
va a Zlatá Baňa deposit (Nízke Tatry, Mts., Middle Slova-
233 kia) and from the Zlatá Baňa deposit
233 (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

Ján Jahn

Výskyty barytu v spodnom triase tribeč- Baryte occurrences in the Lower Triassic
skej série of the Tribeč group
268

KRONIKA

CHRONICLE

Anton Porubský — Pavol Bujalka

RNDr. Pavel Tkáčik päťdesiatročný Fifty-year anniversary of RNDr. Pavel
283 Tkáčik

Oddelenie mezozoika GÚDŠ

RNDr. A. Biely, CSc., päťdesiatročný Fifty-year anniversary of RNDr. A. Biely,
284 CSc.

Lubomír Zbořil

Jubileum Ing. Jozefa Plančára, CSc. 284 Jubilee of Ing. Jozef Plančár, CSc.

Anton Biely

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., jubuluje 285 Jubilee of RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

Břetislav Tvrzník

K stému výročí narození profesora Jána To the 100th anniversary of birth of
Volka-Starohorského 287 Prof. Ján Volko-Starohorský

Inštrukcie pre autorov sú v čísle 1/1981

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374

